РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОУ ВПО «УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ТИПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том II

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
ГОУ ВПО «УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ТИПЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том II

Екатеринбург
2008

УДК 551

Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Том II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. 498 с.
ISBN 978–5–94332–069–9.

Сборник содержит материалы докладов, представленных на 5-м Всероссийском литологическом совещании (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.), посвященном рассмотрению широкого круга вопросов седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-06074) и Отделения наук о Земле РАН

Ответственные редакторы

О.В. Япаскурт, А.В. Маслов

Редколлегия:

В.П. Алексеев, Ю.О. Гаврилов, Г.А. Мизенс

На 1-ой странице обложки: Визейские известняки на левом берегу р. Нейва в окрестностях г. Алапаевск (СреднийУрал).
Фото Г.А. Мизенса.

На 4-ой странице обложки: Алевролиты перевалокской свиты верхнего венда (Средний Урал, бассейн р. Усьва).
Фото А.В. Маслова.

© Межведомственный литологический комитет ОНЗ РАН, 2008
© ИГГ УрО РАН, 2008

ФАЦИАЛЬНЫЕ И БИОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЗИЛАИРСКОЙ ЗОНЫ ЗИЛАИРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Т.М. Мавринская

Министерство природопользования, лесных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Башкортостан, г. Уфа

В карадокском веке позднего ордовика на территории Западнозилаирской зоны начинают устойчиво формироваться шельфовые терригенно-карбонатные осадки. Происходит интенсивный размыв находившейся на западе островной суши (современное Башкирское поднятие) [4].

Разрезы ордовика Западнозилаирской зоны, выделенные в тирляно-кагинскую толщу – нижний член набиуллинской свиты [7], представлены песчаниками и доломитами, часто песчанистыми. Отмечается фациальная и биофациальная изменчивость образований тирляно-кагинской толщи с севера на юг и с запада на восток. Увеличивается доля терригенных пород к северу и западу. Изменение биоты заключается в развитии бентосной фауны в северных разрезах Западнозилаирской зоны и нектонной (конодонтов) – в южных. Возраст макрофауны и конодонтов соответствует карадокскому – ашгиллскому векам позднего ордовика [4, 7].

Меняются ордовикские отложения также и по вертикали, что связано, по-видимому, с колебаниями уровня палеобассейна. Во всех разрезах терригенные отложения в верхней части сменяются терригенно-карбонатными и карбонатными, уменьшается размерность обломков терригенного материала, что позволяет предполагать постепенное углубление бассейна. В кровле тирляно-кагинской толщи появляются прослои оолитовых доломитизированных известняков, являющиеся показателем крайнего мелководья.

Конодонты, обнаруженные в доломитовых пачках ордовикских отложений Западнозилаирской зоны, представлены ассоциациями двух типов: в нижних слоях преобладают ассоциации *Amorphognathus – Eoplacognathus*, в самых верхних – *Aphelognatus – Plectodina.*

В настоящее время для ордовикской системы в качестве стандартных используются две параллельные конодонтовые шкалы, условно названные Северо-Атлантической и Мидконтинентальной [2]. Последними исследованиями установлено, что эти конодонтовые фауны не определяют палеогеографические провинции, но представляют собой экологические группы. Так, в мелководных шельфовых фациях доминируют конодонтовые комплексы Мидконтинентальной провинции: *Aphelognathus, Plectodina (в раннем ордовике – Pectinognathus), Phragmodus,* в фациях глубокого шельфа распространены ассоциации конодонтов Северо-Атлантической провинции: *Amorphognathus,*

Drepanoistodus, Eoplacognathus, Panderodus, Protopanderodus, редко – Periodon [5, 6, 8].

Таким образом, появление оолитовых известняков в кровле тирляно-кагинской толщи и смена комплексов конодонтов, характерных для Северо-Атлантической, на комплексы Мидконтинентальной провинции, позволяют говорить об изменениях обстановок осадконакопления к концу ордовикского времени в сторону обмеления. Во многих регионах мира в разрезах верхнего ордовика отмечаются резкие литологические и фаунистические изменения, которые связывают с глобальным гляциоэвстатическим событием, происшедшим в это время [3]. Возможно, это событие нашло отражение в разрезах ордовика Западнозилаирской зоны Южного Урала.

Силурийские отложения в Западнозилаирской зоне также представлены терригенно-карбонатными отложениями. В них выделяются два типа разрезов.

Первый развит на большей части территории зоны, хорошо подразделяется по составу на местные стратиграфические единицы – свиты. Общая мощность составляет 400–420 м. Свиты связаны постепенными переходами. По существу верхняя толща набиуллинской свиты (южнобайназаровская) ранне-среднелландоверийского возраста и вышележащая нижнеузянская толща узянской свиты позднелландоверийского-ранневенлокского возраста являются переходными толщами от доломитов тирляно-кагинской толщи к глинистым сланцам узянской свиты [7]. Кроме того, так же как и в ордовикских, в лландоверийских отложениях наблюдаются фациальные изменения. На севере нижнелландоверийские отложения фаунистически не доказаны. Верхнелландоверийские представлены органогенными известняками и известковыми аргиллитами. Южнее (от широты с. Кага) к южнобайназаровской толще отнесены доломиты с глинистыми прослоями. Нижнеузянская толща представлена углисто-глинистыми алевролитами с прослоями известняков с органогенным детритом. Далее на юг (от широты д. Байназарово) в южнобайназаровскую толщу включены доломиты тонкоплитчатые с прослоями аргиллитов и известняков. Нижнеузянская толща сложена черными, битуминозными, тонкоплитчатыми и тонкослоистыми известняками и алевролитами с прослоями пелитов и фтанитов.

Южнобайназаровская толща в разрезах, находящихся южнее д. Байназарово, в основном охарактеризована граптолитовой фауной. Литофациальные различия нижнеузянской толщи согласуются с биофациальными. В северных разрезах они содержат многочисленную бентосную фауну, южнее (от широты с. Кага) бентосная фауна присутствует в виде детрита, а породы переполнены граптолитовой фауной, далее на юг, от широты д. Байназарово, в породах этого уровня встречены многочисленные граптолиты и конодонты, бентосная фауна отсутствует.

Конодонтовая фауна, полученная из нижнеузянской толщи, представлена ассоциациями двух типов. В органогенных известняках, сла-

гающих разрезы северной части зоны, конодонты представлены в основном видами рода *Oulodus* и мелководными видами рода *Ozarkodina*. В отложениях, распространенных южнее, доминируют позднелландоверийские виды родов *Apsidognathus, Aspelundia, Astrognathus, Distamodus, Pterospathodus*.

По данным исследователей, занимавшихся изучением распространения силурийской конодонтовой фауны в различных обстановках осадконакопления, для отложений мелководного шельфа с повышенной гидродинамикой характерны ассоциации, состоящие из родов *Oulodus, Ozarkodina, Ctenognathodus*. В более спокойной глубоководной обстановке преобладают комплексы видов родов *Astrognathus, Astropentagnathus, Distamodus, Pterospathodus, Ancoradella, Kockelella, Polygnathoides* [1, 5].

Верхнеузянская толща представлена монотонной глинистой толщей с прослоями известняков, количество которых резко увеличивается в кровле толщи. Венлокский возраст установлен по граптолитам, трилобитам, брахиоподам. В серменевской свите, представленной массивными биогермными известняками и доломитами, обнаруженные комплексы конодонтов бедны по видовому составу и количественно, состоят из единичных элементов рода *Oulodus* и мелководных видов рода *Ozarkodina* [*O. confluens* Br. et M., *O. excavata* (Br. et M.)]. Лудловский возраст установлен по макрофауне.

Силурийские отложения второго типа находятся на юго-западной окраине Западнозилаирской зоны (район широтного течения р. Белой, бассейн р. Иргизлы). Они представлены переслаиванием известняков и глинистых сланцев в различных процентных соотношениях. Мощность не превышает 200 м. Время образования установлено по находкам в них конодонтовой фауны. В разрезе присутствуют породы от лландоверийского до пржидольского яруса. Систематический состав комплексов венлокских и верхнесилурийских конодонтов состоит из видов родов *Kockelella и Ancoradella,* характерных для более спокойных глубоководных условий осадконакопления, и глубоководных видов рода *Ozarkodina*, (*O. crispa* W., *O. snajdri* W.).

Таким образом, мы видим литофациальные и биофациальные изменения в ордовикских и силурийских отложениях в Западнозилаирской зоне, отражающие изменения условий осадконакопления в бассейне по латерали и во времени, что несколько затрудняет выделение в них местных стратиграфических единиц.

Литература

1. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР: Справочное пособие / А.С. Андреева-Григорович, А.А. Атабекян, В.С. Беленкова и др. М.: Недра, 1991. 160 с.
2. Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 128 с.
3. Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России / Отв. ред. Т.Н. Корень. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 169 с.

4. *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 94 с.
5. *Мельников С.В.* Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона // Тез. докл. Всерос. симп. «Загадочные организмы в эволюции и филогении». М.: ПИН РАН, 1996. С. 57–59.
6. *Москаленко Т.А.* Закономерности развития и биогеографические связи ордовикских конодонтофорид на Сибирской платформе // Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1983, вып 569. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 76–97.
7. *Якупов Р.Р., Мавринская Т. М., Абрамова А.Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 158 с.
8. *Nasedkina V.A., Klyuzhina M.L.* Biostratigraphic and biogeographic significance of Ordovician conodonts from the western slope of the Urals // Forschunginstitut Senckenberg. 1985. 182. P. 561–562.

РЕКОНСТРУКЦИЯ БОЛОТНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ОСНОВЕ СТЕПЕНИ ТРОФНОСТИ СРЕДЫ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ

Г.Л. Макаренко

Тверской государственный технический университет, г. Тверь, e-mail – mgl@dep.tver.ru

Степень трофности среды торфонакопления в растительном покрове болот (динамическая часть залежи), определяют эвтрофный и олиготрофный типы болотных растений-торфообразователей и трехкомпонентный состав торфяных отложений собственно залежного слоя, куда входят: фактическое процентное содержание эвтрофных и олиготрофных растительных остатков, степень разложения. В общем виде залежный слой болота разбивается на две стадии развития: эвтрофную и олиготрофную, каждая из которых делится на два этапа.

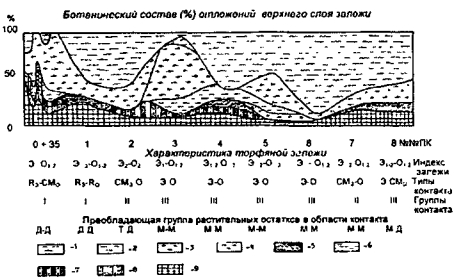
Видов растений, произрастание которых было бы приурочено исключительно к переходному типу болота, не обнаружено. Отсутствие строго приуроченных видов к переходному типу болот и наличие обширных групп, так называемых эвтрофно-мезотрофных и олиготрофно-мезотрофных видов свидетельствуют о постепенном характере смен растительности одного типа болот другим в процессе их развития. При этом наиболее богатая и разнообразная флора низинной (эвтрофной)

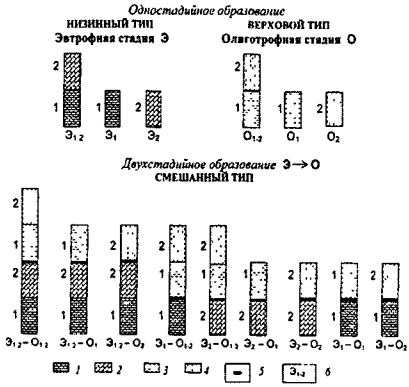
Характерные признаки выделения таксономических единиц генетической классификации торфяных отложений, стратиграфическая классификация залежей болот по степени трофности среды торфонакопления и результаты комплексного изучения болот (на примере болота Максимково Тверской области). Видовой ботанический состав отложений динамической части залежи болота по экспериментальному профилю (расстояние между пикетами 100 м), совмещенный с характеристикой залежного слоя. Виды растительных остатков:

ТИП торфяных отложений	ГРУППА			КЛАСС					
	Э	CM_3	R_3	$Э_м$	$Э_т$	$Э_д$	CM_3	$CM_{3к}$	$Э_к$
ЭВТРОФНЫЙ Э Э=100% или Э>О	Э=50 и более	Э<50 О<50 R<50	R=50 и более	преобладающие группы остатков моховая травяная древесная			Э>R	R>Э	R=50и более
	О	CM_0	R_0	$О_м$	$О_т$	$О_д$	CM_0	$CM_{0к}$	$О_к$
ОЛИГОТРОФНЫЙ О О=100% или О>Э	О=50 и более	О<50 Э<50 R<50	R=50 и более	преобладающие группы остатков моховая травяная древесная			О>R	R>О	R=50и более

Группы торфа в *эвтрофном* типе – эвтрофная Э, смешанная эвтрофная CM_3 и гумифицированная эвтрофная R_3, в *олиготрофном* типе - олиготрофная О, смешанная олиготрофная CM_0 и гумифицированная олиготрофная R_0. Для выделения групп торфа дополнительно можно использовать метод треугольника

Классы торфа(6 классов в каждом отдельно взятом типе торфа). В Э группе по преобладающему фактическому содержанию групп растительных остатков эвтрофный моховой $Э_м$ эвтрофный травяной $Э_т$ и эвтрофный древесный $Э_д$ классы, в CM_3 группе смешанный эвтрофный CM_3 и смешанный эвтрофный гумифицированный $CM_{3к}$ классы, в R_3 группе эвтрофный гумифицированный $Э_к$ класс. В О группе по преобладающему фактическому содержанию групп растительных остатков олиготрофный моховой $О_м$, олиготрофный травяной $О_т$ и олиготрофный древесный $О_д$ классы, в CM_0 группе смешанный олиготрофный CM_0 и смешанный олиготрофный гумифицированный $CM_{0к}$ классы, в R_0 группе олиготрофный гумифицированный $О_к$ класс



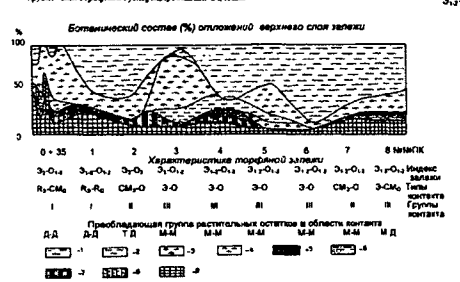


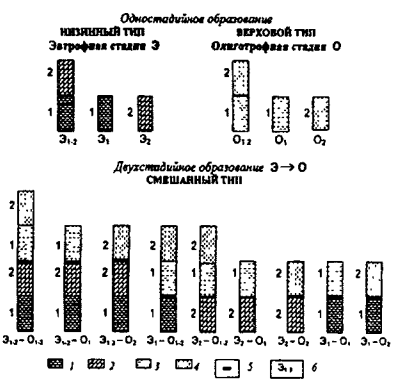
Этапы эвтрофной стадии развития и состав отложений 1 – первый $Э_1$ (Э=100%), 2 – второй $Э_2$ (Э>О), этапы олиготрофной стадии развития и состав отложений 3 – первый $О_1$ (Э<О), 4 – второй $О_2$ (О=100%), 5 горизонтальный контакт перехода залежного слоя из эвтрофной стадии развития в олиготрофную, 6 – индекс строения залежи

ТИП торфяных отложений	ГРУППА			КЛАСС					
	Э	CM_3	R_3	$Э_м$	$Э_т$	$Э_д$	CM_3	$CM_{3к}$	$Э_к$
ЭВТРОФНЫЙ Э Э=100% или Э>О	Э=50 и более	Э<50 О<50 R<50	R=50 и более	преобладающие группы остатков моховая травяная древесная			Э>R	R>Э	R=50и более
	О	CM_0	R_0	$О_м$	$О_т$	$О_д$	CM_0	$CM_{0к}$	$О_к$
ОЛИГОТРОФНЫЙ О О=100% или О>Э	О=50 и более	О<50 Э<50 R<50	R=50 и более	преобладающие группы остатков моховая травяная древесная			О>R	R>О	R=50и более

Группы торфа в *эвтрофном* типе – эвтрофная Э, смешанная эвтрофная CM_3 и гумифицированная эвтрофная R_3, в *олиготрофном* типе - олиготрофная О, смешанная олиготрофная CM_0 и гумифицированная олиготрофная R_0. Для выделения групп торфа дополнительно можно использовать метод треугольника

Классы торфа(6 классов в каждом отдельно взятом типе торфа). В Э группе по преобладающему фактическому содержанию групп растительных остатков эвтрофный моховой $Э_м$, эвтрофный травяной $Э_т$ и эвтрофный древесный $Э_д$ классы, в CM_3 группе смешанный эвтрофный CM_3 и смешанный эвтрофный гумифицированный $CM_{3к}$ классы, в R_3 группе эвтрофный гумифицированный $Э_к$ класс. В О группе по преобладающему фактическому содержанию групп растительных остатков олиготрофный моховой $О_м$, олиготрофный травяной $О_т$ и олиготрофный древесный $О_д$ классы, в CM_0 группе смешанный олиготрофный CM_0 и смешанный олиготрофный гумифицированный $CM_{0к}$ классы, в R_0 группе олиготрофный гумифицированный $О_к$ класс





Этапы эвтрофной стадии развития и состав отложений 1 – первый $Э_1$ (Э=100%), 2 – второй $Э_2$ (Э>О), этапы олиготрофной стадии развития и состав отложений 3 – первый $О_1$ (Э<О), 4 – второй $О_2$ (О=100%), 5 – горизонтальный контакт перехода залежного слоя из эвтрофной стадии развития в олиготрофную, 6 – индекс строения залежи

1 – *Sph. magellanicum*, 2 – *Sph. balticum*, 3 – *Sph. majus*, 4 – *Sph. angustifolium*, 5 – *Eriophorum*, 6 – *Sph. cuspidatum*, 7 – кустарнички, 8 – *Pinus*, 9 – степень разложения (разложившаяся растительная масса).

стадии по мере перехода в стадию верховую (олиготрофную) обедняется и становится менее разнообразной [1]. Установлено, что болотообразовательный процесс и процесс торфонакопления могут начинаться на любом этапе и стадии развития [4]. На этой основе строится генетическая классификация торфяных отложений. В том случае, когда торфяные отложения полностью состоят из эвтрофных растительных остатков или последние преобладают над олиготрофными, их относят к эвтрофному (низинному) типу. Если же торфяные отложения полностью состоят из олиготрофных растительных остатков или последние преобладают над эвтрофными, их относят к олиготрофному (верховому) типу. Внутри каждого типа выделяют 3 группы и 6 классов торфяных отложений (рисунок) [3].

В 2000 г. НИЦ ОИГГМ Сибирского отделения РАН для Западной Сибири дополнительно разработана самостоятельная стратиграфическая классификация торфяных залежей, включающая 70 видов строения в составе четырех основных типов [2]. В настоящее время все разнообразие видов залежей на территории РФ объединено в четыре основных типа: низинный, переходный, смешанный и верховой. Всего выделено около 90 видов залежи [6].

По степени трофности среды торфонакопления была разработана генетическая классификация залежей болот [4]. В качестве примера на рисунке приведены результаты комплексного изучения болот. Выявлено, что определенному ботаническому составу торфяных отложений верхнего слоя залежи соответствует вполне конкретный индекс строения залежи, тип и группа контакта перехода залежи из эвтрофной стадии развития в олиготрофную и преобладающая группа остатков растений-торфообразователей в области контакта, в его нижней и верхней части.

Исследованиями установлено, что совокупность условий развития болот по степени трофности среды торфонакопления (компонентный состав торфяных отложений, стадии и этапы развития залежи) и ход смены этих условий могут быть чрезвычайно разнообразны. Каждый из этапов развития залежного слоя болота, независимо от стадии, отражает природные условия наиболее длительного периода его существования и решающим образом определяет качественные характеристики залежи, ее эксплуатационное значение и генеральное направление рационального использования.

Литература

1. *Бахнов В.К.* Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск: Наука, 1986. 193 с.
2. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири / Р.Г. Матухин, И.П. Васильев и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 90 с.
3. *Макаренко Г.Л.* Геология торфяных месторождений. Тверь: ТГТУ, 2001. 216 с.
4. *Макаренко Г.Л.* Изучение геологической природы торфяных месторождений на основе степени трофности среды торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 35–39.

5. *Макаренко Г.Л.* Классификация залежей торфяных месторождений по степени трофности среды торфонакопления // Геология угольных месторождений. Вып. 15. Екатеринбург: УГГУ, 2005. С. 60–67.
6. World Peat Resources: Reference book / V.D. Markov, A.S. Olenin, L.A. Ospennikova et al. Moscow. Nedra Publiching House. 1988. 383 p.

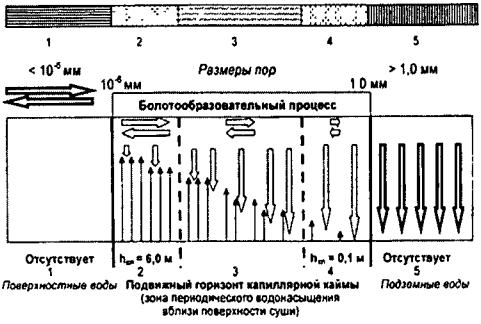
ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ БОЛОТНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Г.Л. Макаренко

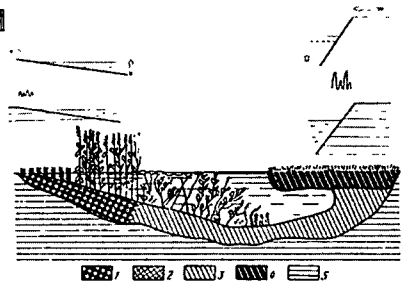
Тверской государственный технический университет, г. Тверь, e-mail – mgl@dep.tver.ru

Биогенное осадконакопление избыточно увлажненных участков суши связано с развитием болото- и торфообразовательного процесса. Известный исследователь болот А.Д. Дубах [1] первым обратил внимание на особенности болота как природного образования, ***отличного*** и от суши и от водоемов. Одним из ведущих природных факторов образования болот и накопления торфяных отложений является наличие подвижного горизонта капиллярной каймы (ПГКК) вблизи поверхности суши, который обуславливает избыточное увлажнение минеральной геологической среды. Высота капиллярного поднятия ПГКК зависит от вида подстилающих минеральных отложений (рисунок). За счет переменных приходной и расходной составляющих водного баланса меняются суточный, сезонный, годовой, многолетний режимы грунтовой воды [2]. Это приводит к изменению напорного градиента и подвижности горизонта капиллярной каймы вблизи поверхности суши, обеспечивающей ее избыточную увлажненность и минеральное питание болотной растительности.

Генетические слои рыхлых и связанных осадочных минеральных, органо-минеральных и органогенных отложений (торфяных отложений, равно как и озерных отложений сапропеля) в условиях относительной неподвижности и покое среды представляют собой наслоения по строению близкие к горизонтальным плоскостям (возможный наклон плоскости не более 1–2°). Их чередование представляет собой проявление неоднородности в толще залежи и указывает на изменение природных условий отложения осадка. Главное значение в образовании слоистости имеют количество и размеры поступающего и аккумулирующегося в осадок материала. Для этих условий наиболее характерной является полосовидная, прерывистая и ленточная параллельная микрослоистость. Характер условий горизонтального залегания пластообразующих генетических слоев торфяных отложений и их структура (тонкозернистая пластичная связная, грубозернистая или зернисто-комковатая слабосвязная, ленточная, войлочная, волокнистая, чешуйчато-слоистая, плойчатая, губчатая) зависят от динамики торфонакопления, характера исходного материала и интенсивности микробиологических процессов распада, раз-

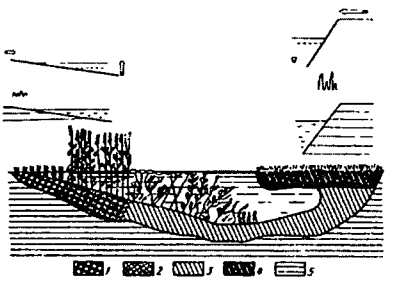


Наименование сред 1 – микропористая (водоупор), 2 – высоко капиллярно пористая 3 – средне капиллярно пористая, 4 – низко капиллярно пористая, 5 – макропористая $h_к$ – высота капиллярного поднятия Стрелки указывают основные направления передвижения природной воды



Зарастание озера 1 – осоковый торф, 2 – тростниковый и камышовый торф, 3 – сапропель, 4 – сплавина, 5 – минеральное дно

Наименование сред 1 – микропористая (водоупор), 2 – высоко капиллярно пористая 3 – средне капиллярно пористая, 4 – низко капиллярно пористая, 5 – макропористая $h_к$ – высота капиллярного поднятия Стрелки указывают основные направления передвижения природной воды



Зарастание озера 1 – осоковый торф, 2 – тростниковый и камышовый торф, 3 – сапропель, 4 – сплавина, 5 – минеральное дно

Обобщенная модель водно-физических свойств минеральной геологической среды поверхности суши и механизм поведения подвижного горизонта капиллярной каймы геологического окружения при зарастании озера [4].

личны в различных фитоценозах [5]. В условиях горизонтально залегающих минеральных отложений, равно как и для других условий залегания, наблюдается вертикальное направление капиллярного поднятия. При горизонтальном рельефе поверхности суши, в условиях горизонтально залегающих минеральных отложений, на поверхность выходит одна их литологическая разность. При этом наблюдается слабая дифференцируемость поверхности ПГКК. При наклонном рельефе (при возрастании угла наклона) для тех же условий залегания увеличивается число участвующих разнородных слоев минеральных отложений и уменьшается их видимая мощность, что способствует росту степени дифференцируемости поверхности ПГКК и, соответственно, возрастанию его подвижности. При зарастании озер ПГКК поверхности суши наступает на озеро, где в условиях его водного питания, при различном фракционном составе минеральных отложений и разных уклонах поверхности водосборной площади с

разной скоростью идет процесс гидроземного и атмоземного почвообразования. В результате происходит донное или сплавинное зарастание озера (см. рисунок).

Свои основные природные свойства торфяные отложения наследуют от материнских минеральных образований. Размеры минеральных частиц, образующихся в результате природных геологических процессов и явлений, определяют ботанический состав растительного покрова болот и ботанический состав будущих торфяных отложений, степень активности в них обменных химических реакций. Гидрохимический состав болотных вод предопределён вещественным и химическим составом материнских минеральных образований и атмосферными осадками. Природная вода в отложениях, независимо от их генезиса, движется за счет двух основных факторов: проводимости и градиента напора поверхности водонасыщенной зоны. В пористой или трещиноватой минеральной среде общепринятым является выделение зоны аэрации (инфильтрации) и зоны насыщения (фильтрации), отделенные друг от друга капиллярной каймой. В органогенной пористой среде болот, в силу ее биогенного генезиса, в динамической части залежи (ДЧЗ) в составе предлагаемой модели внутреннего строения принято выделение транспирационно-инфильтрационной зоны (аналог зоны аэрации) и транспирационно-фильтрационной зоны (аналог зоны насыщения), которые также разграничивают ПГКК [3]. При этом в ДЧЗ содержится болотная вода, которая продвигается под действием молекулярных, капиллярных сил и сил тяжести, градиента напора и характеризуется содержанием органических веществ и атмобионтов (растительных и животных организмов, микроорганизмов). По мнению автора, этот горизонт ДЧЗ одновременно связывает условия формирования и условия дальнейшего развития болото- и торфообразовательного процесса. Формирующийся при этом микрорельеф поверхности определен неоднородностью минеральной среды и степенью вертикальной и горизонтальной расчлененности поверхности ПГКК, влияющих на последующее его развитие со своими особенностями произрастания болотных растений и формирование собственно залежного слоя (СЗС) торфяных отложений за счет болотного седиментогенеза [4].

Литература

1. *Дубах А.Д* Очерки по гидрологии болот. Редиздат ЦУЕГМС, 1936. 119 с.
2. *Кац Д.М.* Основы геологии и гидрогеология. М.: Колос, 1981. 351 с.
3. *Макаренко Г.Л.* Изучение геологической природы торфяных месторождений на основе степени трофности среды торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 4. С. 35–39.
4. *Макаренко Г.Л.* Средообразующая роль динамической части залежи в развитии растительного покрова болот и формировании торфяных отложений // Материалы V Межд. науч.-практ. конф. Пенза: РИО ПГСХА, 2007. С. 136–139.
5. *Пичугин А.В.* Торфяные месторождения. М.: Высшая школа, 1967. 275 с.

ГЕОСПИДОМЕТР – МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОСКОРОСТЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ОСАДКОВ ВОДНЫМИ ПОТОКАМИ

В.П. Макаров, А.В. Сурков

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail – litolog@msgpa.ru

В формировании осадочных толщ существенную роль играют транспортировка и отложение из водных потоков слагающих осадочные толщи компонентов, подчиняющиеся законам гидродинамики. Скорости перемещения осадков, влияющие на дальность переноса частиц, в настоящее время определяются качественным путем.

В основе анализа движения частиц осадка лежит представление о кинетической энергии $E = Mv^2/2$ (M – ее масса, v – скорость движения). Так как $M = V\rho$ (V – объем, ρ – плотность зерна), то ясна роль этих непосредственно измеряемых параметров в изучении условий транспортировки зерен. Величина ρ устанавливается при минералогических исследованиях [3]. Определение V заменяется измерением длины A, ширины B и толщины C зерна.

Одна из немногих идей механики, используемых для решения обратных задач литологии, - гипотеза осаждения минерала, опирающаяся на уравнение Стокса. Исследования [4] показали ограниченные возможности его применения. Перспективен анализ воздействия потока $\boldsymbol{P}$ на переносимые им наносы, на основе, например, уравнения Гостинцева [2]:

$$V_ч/(F\varphi) = \frac{\rho_o}{\rho - \rho_o}\,\frac{v_ч^2}{2g}; \qquad (1)$$

где F – площадь меделева сечения (меделево сечение – проекция тела зерна на плоскость, перпендикулярную направлению движения $\boldsymbol{P}$); φ – коэффициент сопротивления; g – ускорение силы тяжести; $V_ч$ – объем, $v_ч$ – скорость частицы. При больших скоростях $v_ч \approx v_п$ [4]. Для использования в практических целях уравнение (1) приведено к виду

$$\rho = \beta/C + \rho_o, \qquad (2)$$

где $C = V/F$; $(\beta = \varphi v_ч^2 \rho_o)/19.6$, т.е. $\beta = f(v)$. Уравнение (2) позволяет оценить скорость движения частицы в потоке по величине β, а сам метод решения задачи был назван «**геоспидометр**». Метод применен для анализа твердых осадков водных потоков по методике [4]. Во всех случаях пробы отмучивались и отделялись от гравийно-галечной компоненты.

1. Изучены кварц (*Qw*), эпидот (*Ep*), гранат (*Grn*), дистен (*Dis*), циркон (*Zrn*) в песках локальной точки прибойной зоны Белого моря [3, 4] и получено уравнение $\rho = 0.0431/C + 1.34$. Принято $\varphi = 0.25$.

Регионы	ρ_0 (г/см^3)	$v_ч$ (м/сек)	φ
Побережье Белого моря (Россия)	1.34	~ 1.61	≈ 0.25
Чудское озеро (СССР)	1.07	~ 1.7	
Древний бассейн (Башкирия, такатинская свита)	1.2	~ 1.4	
Древний бассейн (Гвинея, Гуаль)	1.1	~ 1.4	
р. Угра (Россия, Калужская обл.)	1.36 (эталон)	1.5	≈ 0.12
Приток р. Угры	1.73	~ 1.1	
	2.77	~ 0.85	
Тарская россыпь (Россия, Западная Сибирь)	2.17	~ 0.85	

Тогда поток осадков на побережье Белого моря имеет плотность $\rho_0 = 1.34$ г/см^3, скорость 1.61 м/с, мутность 17 %. Эти параметры типичны для штормовых волнений.

2. Определен грануломинералогический состав современных осадков в локальной точке прибойной зоны северного побережья Чудского озера [4]. Для окатанных зерен *Qw*, монацита (*Mn*), рутила (*Rut*), турмалина (*Tur*), *Zrn* $\rho = 0.0413/C + 1.07$ ($\rho_0 = 1.07$ г/см^3).

3. В группе неокатанных зерен из осадочных образований такатинской свиты (D_2) на западном склоне Урала, сложенных полевошпат-кварцевыми песчаниками, часто косослоистыми, с прослоями мелкогалечных конгломератов, реже глинистых сланцев [4], распределение *Dio* (диопсид), *Tur, Rut, Zrn* описывается уравнением $\rho = 0.024/C + 1.20$.

4. Изучены *Ilm* (ильменит), *Qw, Rut* и *Zrn* из осадочных пород девонского (?) возраста Гвинеи (Гуаль). Распределение *Qw, Rut* и *Zrn* описывается уравнением $\rho = 0.022/C + 1.10$.

5. Для р. Угры (Калужская обл.) натурная скорость течения около 0.6 м/с, при половодье и паводках > 1.5 м/с. Эти данные позволили для речных систем оценить величину φ (= 0.12 для $v_ч = 1.5$ м/с). Изучены минералы (*Mt, Ilm, Zrn, Px* (авгит?), *Qw*, *Tur*) и (*Ep, Grn, Rut*) из донных отложений в локальной точке современного русла. Для членов первой группы получено $\rho = 0.0188/C + 1.36$; второй – $\rho = 0.0065/C + 3.09$.

6. Выделены группы минералов из донных отложений в локальной точке мелкого притока р. Угры: 1 – (*Qw, Tur,* авгит(?), *Rut, Zrn*) и 2 – (*Dio*(?), *Dis, Ep, Ilm, Mt*). Для группы 1 $\rho = 0.0163/C + 1.73$; для группы 2 $\rho = 0.01583/C + 2.77$ (не четкое).

7. Распределение минералов *Qw*, *Dis*, *Grn*, *Rut*, *Zrn*, *Ilm* в четвертичной россыпи Тарского месторождения (Западная Сибирь) описывается уравнением $\rho = 0.0124/C + 2.17$.

Вероятные скорости $v_ч$ движения частиц в потоках представлены в таблице.

Оценено положение зерна относительно направления движения потока. Если зерно ориентировано перпендикулярно вектору ***P*** дви-

жения потока ($A \perp \boldsymbol{P}$), то $F \approx AB$ (или $\approx AC$) и аргументом в (2) является величина ($1/C$) (или ($1/B$)); при ориентировке зерна вдоль вектора скорости ($A \parallel \boldsymbol{P}$) $F \approx BC$ и аргументом является ($1/A$). Анализ показал, что чаще всего аргументом является величина ($1/C$), говоря о том, что зерно ориентировано поперек течения, что допустимо при перемещении зерна перекатыванием (сальтацией). Этот вывод соответствует экспериментальным и натурным наблюдениям. Способ перемещения в максимальной степени способствует окатыванию зерен, поскольку в этом случае осуществимы наиболее частые ударные контакты с неровностями дна русла.

Таким образом, проведенные исследования с помощью нового метода определения палеоскоростей движения потоков позволяют выявить особенности перемещения минералов водными потоками. Выявленные значения скоростей являются оценочными, позволяя тем не менее проводить анализ условий перемещения осадка.

Исследования литодинамических процессов аналогичны исследованиям в практической термодинамике. В последней по разнице химических свойств минералов определяются T и P выделения этих минералов, в литодинамике – по разности физических свойств минералов определяются условия переноса их водными потоками.

Литература

1. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. Т. II. М.: Гостехиздат, 1955. 323 с.
2. *Гостинцев К.К.* Метод и значение гидродинамической классификации песчано-алевритовых пород при поисках литологических ловушек нефти и газа // Методика прогнозирования литологических и стратиграфических залежей нефти и газа. Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 51–62.
3. *Сурков А.В.* Методика грануло-минералогического анализа при изучении обломочный пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. №3. С. 36–43.
4. *Сурков А.В., Фортунатова Н.К., Макаров В.П.* Об условиях образования современных осадков Чудского озера по гранулометрическим данным // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 5. С. 60–65.

НЕКОТОРЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕРЕН В РЫХЛЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

В.П. Макаров, А.В.Сурков

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail – litolog@msgpa.ru

Продолжены исследования морфологии зерен в рыхлых осадочных породах, начатые в [1]. Объекты изучения – современные осадочные образования, опробованные в локальных точках (единичные пробы) россыпей и современных русел – р. Угра (Калужская обл.), Тарская россыпь (Западная Сибирь), береговых зон Белого моря и оз. Чуд-

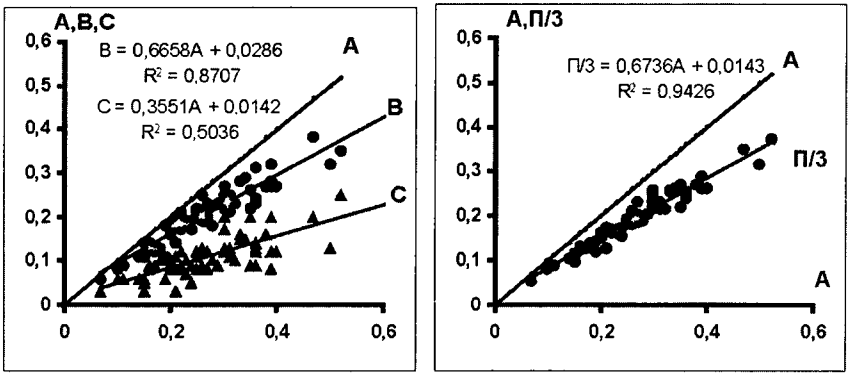


Рис. 1. Размерные диаграммы для угловато-окатанных зерен кварца из отложений среднего девона Русской платформы. Размеры в мм. Параметры уравнений выявленных прямых приведены на диаграммах.

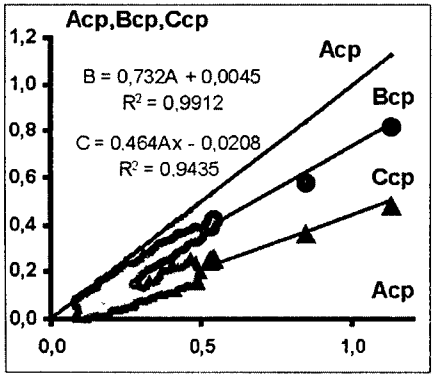
ское, и древних бассейнов России – алексинская свита ($C_1al(v)$) и девон Русской платформы (Новгородская и Ленинградская обл.) и Африки (девон, Гвинея, Гуаль).

Изучались пробы с зернами песчано-алевритовой размерности, предварительно отмученные и освобожденные от гравийно-галечной компоненты. Пробы разделялась на фракции мономинеральные и по степени окатанности (неокатанная, полуокатанная, окатанная). В пробах имеются (иногда до 100 %) угловато-окатанные зерна, т.е. расколотые окатанные зерна, говоря о процессах вторичного дробления. В единичных фракциях определялась форма зерна, отмечено наличие призм, эллипсов, клиньев. В каждой фракции измерялись размеры зерен по осям *A, B, C* по [2]. Большое внимание уделено кварцу, ведущему элементу всех россыпей, своеобразному «растворителю». Изучено 28 единичных проб, охвативших около 5700 зерен кварца и 4350 зерен граната, диопсида, дистена, ильменита, лейкоксена, магнетита, марказита, монацита, пироксенов (черные (авгит?), зеленые (диопсид?)), рутила, ставролита, турмалина, циркона, эпидота. Рассчитывались П/3 ($П = A + B + C$ – виртуальный периметр зерна), отношения *B/A* и *C/A*, средневзвешенные значения $A_{ср}$, $B_{ср}$, $C_{ср}$, $П_{ср}/3$; строились размерные диаграммы (РД) $B = k_B A + K_B$, $C = k_C A + K_C$ и $П/3 = k_П A + K_П$. Типичный пример РД показан на рис. 1. Введен индекс окатанности (количество окатанных зерен/количество неокатанных зерен), но свойства его не изучены.

Выявлены следующие особенности поведения зерен минералов.

Все зерна кварца независимо от степени окатанности имеют различные размеры по осям. Хотя и редко, но выявляются зерна с $A = B$ или $B = C$, но нет зерен с $A = B = C$.

Размер неокатанных зерен всегда меньше размеров зерен других фракций. Здесь выделяются два момента: 1) сохранность неокатанных зерен. По одной из гипотез, очень мелкие зерна плохо окатывают-



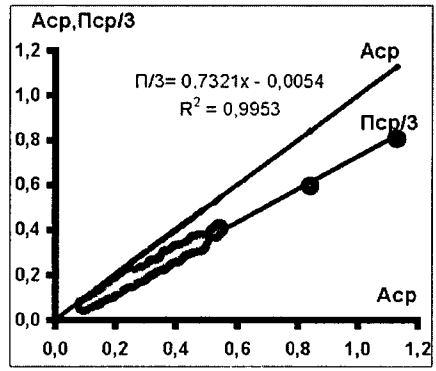


Рис. 2. Обобщенные размерные диаграммы для кварца (размеры в мм).

ся в связи с тем, что для таких зерен начинает играть большую роль вязкость воды, препятствующая эффективному ударному воздействию на зерно; 2) совместное присутствия неокатанных и окатанных зерен. Причина – неокатанность зерен увеличивает поверхности зерна, а значит, увеличивает кажущийся объем, создавая дополнительное воздействие потока на зерно.

Высокая дисперсия распределения точек на РД, вызывающая пониженные значения коэффициентов корреляции R^2 (см. рис. 1). В то же время на диаграммах (A, П/3) дисперсия распределения точек сильно уменьшается, ведя к росту величины R^2. Всегда $R_П^2 > (R_В^2, R_С^2)$; обычно $R_П^2 > 0.9$. Причина: П/3 – это среднеарифметическое значение размерных параметров, а как известно, ошибка среднего всегда меньше ошибки единичного измерения.

На диаграммах (A, П/3) все точки почти строго ложатся на единую общую прямую, описываемую уравнением $П/3 = k_П A + K_П$ (см. рис. 1). Следовательно, относительное отклонение размеров зерен от А практически одинаковое и отражается величиной $k_П$. Составляющей отклонения в основном является параметр В, поэтому это отклонение отражает степень уплощенности зерен, а параметр $k_П$ обобщает это отклонение и потому назван индексом уплощенности. Таким образом, для всех зерен конкретной пробы индекс уплощенности является постоянным. Установлено, что $k_П = (1 + k_В + k_С)/3$ и $K_П = (K_В + K_С)/3$.

Для кварцев всех фракций по $A_{ср}$, $B_{ср}$, $C_{ср}$, $П_{ср}/3$ построены РД (рис. 2). На всех РД отмечаются высокие значения величины R^2 и очень малые дисперсии распределений точек,

У других минералов в совокупности соотношения те же, но с большей дисперсией. На диаграмме ($A_{ср}$, $П_{ср}/3$) точки полностью ложатся на кварцевую линию ($k_{П(М)} = 0.7179$, $R^2 = 0.9698$), что свидетельствует о тождественности индекса уплощенности и для этих минералов.

Между отношениями *B/A* и *C/A* во всех формах нет четкой корреляционной связи. Средневзвешенная величина всех значений описывается последовательностью *A/A : B/A : C/A* = 1 : 0.743 : 0.361, приводящая к ряду *A/A : B/A : C/A* ≈ 1(= 5/5) : 3/4 : 1/3 с общим членом [2 (*k-n*) + 1]/(2*k-n*), где *k* – длина, *n* = 1, 2, 3 – номер члена ряда.

Выделены два этапа образования морфологических особенностей зерен кварца. В первый, ранний этап происходила первичная обработка зерен с формирования общей морфологии зерна, отраженной на рис. 2. Все зерна относятся к одной типоморфной группе – группе призмоидов [1]. Природа ее неясна, возможно, лежит вне литологии; неясна и роль кристаллических характеристик кварца. Заметим, что такими же свойствами обладают и другие минералы с иным кристаллическим сложением. После этого зёрна кварца, попадая в существующую литодинамическую систему, приобретали современный облик, отражённый на рис. 1.

Литература

1. *Макаров В.П.* Вопросы теоретической геологии. 4. О форме зерен в аллювиальных отложениях // Научные исследования и их практическое применение. Материалы межд. научно-практич. конф. Т. 16. Одесса: Черноморье, 2007. С. 28–38.
2. *Сурков А.В.* Методика грануло-минералогического анализа при изучении обломочных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 3. С. 36–43.

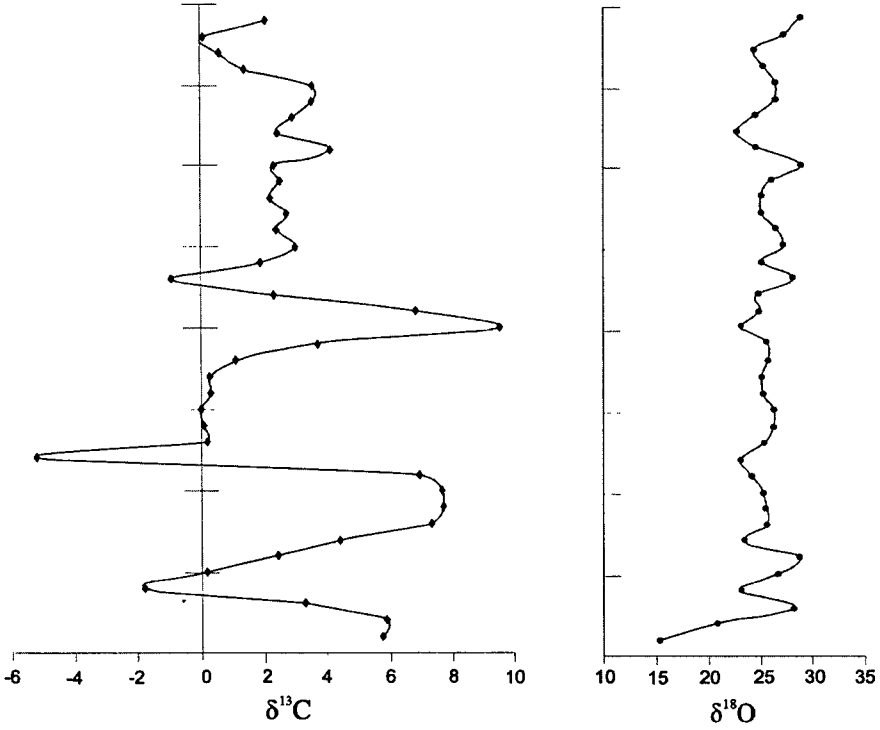
ЗАБИТСКАЯ СВИТА БОКСОНСКОЙ СЕРИИ, ВЕНД-КЕМБРИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА: Sr-, C- И O-ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

И.А. Максимова

Новосибирский государственный университет,
Институт геологии и минералогии СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail – skukaster@gmail.com

В последнее десятилетие для карбонатных пород верхнего докембрия и раннего палеозоя во многих регионах России проводятся интенсивные исследования изотопного состава стронция, углерода и кислорода. Эти работы преследуют две основные цели: 1) реконструкцию изменений природной среды на одном из важнейших этапов геологической истории – перестройки органического мира; 2) разработку изотопной стратиграфии и проведение на ее основе межрегиональных геологических корреляций – особенно там, где биостратиграфические методы теряют свою эффективность.

Отложения боксонсокй серии широко распространены в юго-восточной части Восточного Саяна и представлены известняками и доломитами. Отложения забитской свиты слагают нижнюю часть этой се-



Вариации изотопного состава С и О для карбонатов забитской свиты боксонской серии (р. Уха-Гол).

рии. Их возраст определялся на основе хемо- и биостратиграфических корреляций и считается вендским [2].

Ранее был изучен изотопный состав кислорода и углерода для отложений забитской свиты в районе слияния рек Урдо- и Хойто-Боксон. Корреляция полученных данных с разрезами Юго-Западной Монголии, обобщенными кривыми для венд-раннекембрийских отложений Сибирской платформы и мировой кривой показали хорошую сопоставимость [2]. Нами были изучены отложение указанной свиты в районе р. Уха-Гол, где наиболее хорошо представлена нижняя часть разреза боксонской серии.

Значения $\delta^{13}C$, полученные нами для вышеуказанных отложений, в нижней части разреза варьируют в интервале от +2.4 ‰ до +7.7 ‰ с единственным экскурсом до –1.8 ‰ (рисунок). Далее, выше по разрезу, идет понижение и приближается к 0 (0–+0.3 ‰) с экскурсом в отрицательную сторону до – 5.2 ‰. Затем происходит резкий выпад до +9.5 ‰. Для верхней части забитской свиты характерны вариации $\delta^{13}C$ в интервале от +1.9 ‰ до +3.5 ‰.

Полученные новые изотопные характеристики $\delta^{13}C$ для карбонат-

ных отложений аналогичны полученным ранее и не противоречат другим известным в мировой литературе кривым вариации изотопного состава С в палеоокеане в венде.

В работе [2] значения $\delta^{18}O$ для забитской свиты находились в интервале от + 22.4 ‰ до +30.9 ‰. Данные, полученные для карбонатных отложений забитской свиты в районе р. Уха-Гол (Восточный Саян), варьируют от +22.6 ‰ до 28.8 ‰, лишь в самом низу разреза значение $\delta^{18}O$ падает до +15.2 ‰.

Столь высокие значения $\delta^{13}C$ (до +9.5 ‰) и $\delta^{18}O$ (до +28.8 ‰) характерны лишь для венд-кембрийского отрезка геологического времени. Такие данные есть для Сибирской платформы, юго-западной Монголии и других территорий [3].

Изучение изотопного состава Sr для забитской свиты ранее не проводилось и наши исследования восполняют этот пробел в изотопных исследованиях карбонатных отложений боксонской серии.

Образец карбонатной породы считается перспективным для последующего изучения изотопного состава Sr, если он включает не более 5 % силикатной составляющей, тогда как карбонатная составляющая представлена практически «чистым» кальцитом или доломитом, содержит < 100 мкг/г Mn и < 900 мкг/г Fe и достаточно богата Sr (≥ 200–400 мкг/г), $\delta^{18}O_{SMOW} \geq -10$ ‰ [1]. Образцы пород забитской свиты прошли тщательный отбор по вышеперечисленным критериям. Содержания Mn и Fe находятся в рамках допустимых значений. $\delta^{18}O$, как было сказано выше, -10 ‰. Содержание Sr в выбранных образцах превышало 200 мкг/г лишь в половине образцов. Остальные находились на границе определения, что не помешало исследовать в них изотопный состав Sr.

Время накопления отложений забитской свиты, как показано углеродной хемостратиграфией, венд. Исследование изотопного состава Sr в наименее измененных карбонатах забитской свиты показало, что $^{87}Sr/^{86}Sr$ в низах разреза находится на уровне 0.7073–0.7076, а затем резко возрастает до 0.7081–0.7085, что, возможно, связано с некоторым перерывом в осадконакоплении во время формирования этой свиты. Эти данные не противоречат обобщенной кривой вариации изотопного состав Sr в воде палеоокеана для ранневендского времени – 600–580 млн лет.

Таким образом, полученные изотопные данные для отложений нижней части боксонской серии хорошо согласуются с данными биостратиграфических исследований и могут быть использованы как эталонные при корреляциях «немых» карбонатных толщ в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-64868) и Президиума СО РАН (проект 6.6).

Литература

1. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах Каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций

отношения Sr/Sr в позднерефейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
2. *Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23–41.
3. *Brasier M. D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 4. P. 445–485.

ЖЕЛВАКОВЫЕ ФОСФОРИТЫ ГОРНОГО КРЫМА

С.Ю. Малёнкина

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – maleo@mail.ru

Фосфориты в Крыму обнаружены уже сравнительно давно, но они остаются малоизученными. Наиболее известен ипрский фосфоритовый уровень, где уже сравнительно давно были выявлены фосфатопроявления и в меньшей степени – альб-сеноманский, лишь недавно довольно подробно описанный А.Ф. Георгиевским [2] как Новиковское проявление фосфоритов, расположенное на склонах горы Сельбухра, в районе с. Прохладное. Остальные уровни практически неизвестны и не описаны (некоторые из них отмечаются А.Ф. Георгиевским [1]), в работах по стратиграфии [3, 4] упоминается присутствие в разрезах фосфатных конкреций.

В настоящем сообщении сведены воедино и рассматриваются следующие известные на данный момент стратиграфические фосфоритоносные уровни.

Валанжинский. К нему относятся маломощные прослои желваковых фосфоритов (гальки и желваки), а также рассеянные желваки в интервале всего верхневаланжинского подъяруса междуречья Кача–Бодрак, в частности на склонах гор Белой и Резаной. Фосфориты встречаются в пачках ритмичного чередования серых карбонатных песчаников и биотурбированных глин, а также переслаивания плотных известковых и рыхлых глинистых песчаников. В правом борту долины р. Бельбек (Сбросовый лог), непосредственно ниже кровли валанжина («hardground»), находится горизонт конденсации, содержащий черные на сколе гальки фосфоритов размером до 2–3 см.

Готеривский. Рассеянные гальки фосфоритов наблюдаются по всему разрезу готерива в междуречье Кача–Бодрак. Кроме того, в некоторых пачках присутствуют и сконцентрированные в прослои темно-серые фосфатные конкреции. В отвержке оврага Кояс-Джилга, выходящего на плато «Обсерватория» между пос. Научным и горой Сельбухра, Е.Ю. Барабошкиным [4] в основании готерива отмечен «hardground» 0.15–0.2 м, сложенный частично растворенным, фрагментированным фосфатизированным песчаником (куски 10–12 см),

содержащим фосфатные зерна и фосфориты нескольких генераций. На южном склоне горы Белая, выше подошвы готерива, наблюдаются желваки и гальки черных фосфоритов в интервале 1.55 м, нередко представляющие собой внутренние ядра панцирей морских ежей, в пачке чередования серых рыхлых глинистых и плотных серо-бурых карбонатных детритовых песчаников. Несколько однорядных прослоев желваков фосфоритов также встречаются и выше по разрезу.

Верхнеальб-нижнесеноманский. В междуречье Кача–Бодрак между верхнеальбскими крепкими известняками и песчаниками и сеноманскими мергелями располагаются менее крепкие, часто рыхлые зеленовато-серые глауконит-кварцевые пуддинговые песчаники с гальками. Фосфатизация отмечается по всей их толще в виде рассеянных микрозерен (до 0.5 мм), количество которых возрастает вверх по разрезу по мере приближения к слою конденсированных фосфатных конкреций на границе альба и сеномана, мощностью 0.2–0.5 м. Фосфориты представлены крепкими, шероховатыми, зеленовато-серыми с поверхности, на сколах светло-коричневыми, часто причудливой формы желваками, размером от 0.5 до 15–20 см. Это песчаники с фосфатным цементом. По составу содержащейся в них терригенной примеси желваки делятся на два типа. В первом типе, в нижней части слоя, присутствует примесь кремнисто-кварцевого состава, во втором, в верхней части слоя, она преимущественно плагиоклазовая. Соответственно эти желваки двух генераций: верхнеальбские и нижнесеноманские. Они часто покрыты с поверхности 2–3 мм глауконитовыми оболочками, так же как и гальки во вмещающих породах, представляющих собой пуддинговые песчаники и гравелиты, сцементированные карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Состав обломочной части в них аналогичен таковому в желваках, изредка встречаются мелкие черные фосфатные галечки и гравий. Наиболее доступное и наглядное обнажение располагается на левом повороте шоссе, ведущего в пос. Научный, выше Базы МГУ.

Верхнетурон-коньяк-нижнесантонский. В Овраге Встреч наблюдаются редкие мелкие желвачки (0.5–1.5 см) черных с поверхности фосфоритов, светлых внутри, среди белых массивных фарфоровидных известняков со стилолитами, ниже ожелезненной рыжеватой неровной поверхности размыва («hardground») с ризолитами (крупными ходами ихнофауны), заполненными сантонским песчанистым мелом с глауконитом и черными фосфатными галечками и зернами. На сколе некоторые галечки обнаруживают неравномерную окраску и строение. Внутри они светлые известковистые, с небольшим количеством тонкорассеянного курскита и фосфатизированных раковин фораминифер, а снаружи покрыты толстой темной полностью фосфатной коркой. Переход обычно постепенный, демонстрирующий все стадии замещения известкового ила фосфатом.

Верхнемаастрихтский. В междуречье Кача–Бодрак (разрезы у левого берега р. Бодрака (карьер у с. Скалистое), горы Беш-Кош и склонов горы Сувлу-Кая), ниже кровли маастрихта, в основании пачки песчанистых мергелей фиксируется перерыв, где на размытой ожелезненной карманообразной поверхности мергелей («hardground») встречен прослой зеленовато-серых глауконитовых песчанистых мергелей и глауконит-кварцевых песков и карбонатных песчаников 0.1–1 м с большим количеством мелких фосфоритовых конкреций, состоящих из частично или полностью фосфатизированные раковин известковых организмов, а также неопределимых фосфатных зерен, многочисленной чешуи и фрагментов костей и зубов рыб.

Танетский. Наблюдается также в междуречье Кача–Бодрак. В основании яруса на размытой ожелезненной карманообразной поверхности («hardground») известняков кровли зеландского яруса (с. Староселье) и датского яруса (левый берег р. Бодрака у с. Скалистое) залегают зеленоватые пески и песчанистые глины с глауконитом и небольшими гальками темных фосфоритов (первые см), мощностью 0.1–0.3 м. Фосфориты часто представляют собой окатанные фрагменты губок и костной ткани позвоночных. Поскольку и те и другие обладают пористой структурой, в их полостях нередко наблюдаются зерна глауконита и глауконитизированные фораминиферы.

Ипрский. Прослеживается с юго-запада на северо-восток от с. Староселье (г. Бахчисарай) до правого берега р. Бодрака (склон горы Бакла) в протягивающихся полосой выходах этого яруса. В основании яруса на неровной, с ризолитами поверхности мергелей танетского яруса залегают глауконитовые глины с многочисленными черными желваками фосфоритов (1–3 см), мощностью 0.2–1.5 м. Желваки представляют собой частично или полностью фосфатизированные известковистые илы, иногда со слабой примесью алевритового материала, отмечаются фрагменты костей и чешуи рыб. Во времена СССР на этом уровне были выявлены фосфатопроявления и даже бедное по запасам месторождение фосфоритов, которое в настоящее время снято с баланса Украины из-за экономической нецелесообразности его отработки, поскольку их заводы работают на привозном (африканском) сырье.

В последнее интерес к крымским фосфоритам во многом угас. В основном это объясняется их довольно скромным экономическим значением. Однако их исследование имеет важное теоретическое значение, поскольку они генетически разнообразны, встречаются на нескольких стратиграфических уровнях и могут быть использованы при палеогеографических исследованиях как для расшифровки конкретных седиментогенных обстановок и их особенностей, так и для выявления связи фосфатонакопления, а также осадконакопления на Восточно-Европейской платформе и в Тетисе, уточнения генетических представлений о фосфоритах вообще, их связи с эвстатическими колебаниями уровня моря и океаническими аноксидными событиями.

Литература

1. *Георгиевский А.Ф., Марков В.Е. и др.* Перспективы фосфоритоносности мезо-кайнозойских отложений Крыма // Проблемы фосфатного сырья России. Люберцы. 1999. С. 81–86.
2. *Георгиевский А.Ф., Школьник Э.Л. и др.* Некоторые аспекты механизма фосфатизации при формировании желваковых фосфоритов Новиковского проявления (Крым) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 6. С. 93–97.
3. Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во МГУ, 1997, 265 с.
4. *Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю.* Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Г. МОСКВЫ

С.Ю. Малёнкина

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – maleo@mail.ru

Первые описания юрских разрезов Москвы сделаны еще в XIX в. такими исследователями, как К. Рулье, Г. Траутшольд, С.Н. Никитин, А.П. Павлов, позже дополнены и детализированы А.Н. Розановым, Д.И. Иловайским, А.П. Ивановым, Б.М. Даньшиным П.А. Герасимовым и др. [1]. В последнее время в связи с интенсивным строительством некоторые классические разрезы Москвы (котлован «Москва-Сити» (бывший карьер «Камушки»), стройплощадка театра «Мастерская П.Н. Фоменко» (бывшие Дорогомиловские каменоломни), котлован Строгинской линии метрополитена в Крылатском (известные обнажения между сс. Татаровым и Троицким) оказались вновь доступны для геологического изучения, причем зачастую были вскрыты более глубокие слои, неизвестные предшественникам. Эти объекты замечательны и тем, что, дополняя друг друга, последовательно представляют практически весь разрез юрских отложений г. Москвы, начиная со среднего келловея. Ниже представлено подробное описание этого разреза с предварительным расчленением, основанным как на литологических особенностях, так и присутствии фоссилий, характеризующих определенные зоны и соответствующие им свиты [3, 4].

Котлован «Москва-Сити». Здесь в 2005-2006 гг. [2] снизу вверх наблюдались:

1. Пески желтовато-коричневые кварцевые, известковистые, с железистыми оолитами и пизолитами, разнозернистые, преимущественно грубозернистые, слабоглинистые (до 5 %), в основании с гальками и валунами кремня, кварца и окремненного известняка, залегающие непосредственно на ложе каменноугольных известняков, иссверленных келловейскими моллюсками камнеточцами. Выше в них появляются светлые округлые карбонатные стяжения разной степени плот-

ности, и наконец в кровле – линзы и линзовидные прослои буро-серых оолитовых песчанистых мергелей и известковистых песчаников с аммонитами. Эти породы относятся к криушской свите среднего келловея [4] . Мощность их 0–4 м.

2. Глины серые, буровато-серые с алевритовой и песчаной примесью и раковинным детритом, известковистые, слабослюдистые, неясно-слоистые, внизу с железистыми оолитами, со скоплениями обломков белемнитов и мергельными гальками, в верхней части с прерывистыми прослоями конкреций серого оолитового мергеля, относятся к великодворской свите среднего келловея [4]. Мощность 0–1.2 м. Наблюдалась только в северной стенке котлована.

3. Глины серые и светло-серые, иногда с буроватым оттенком, с пиритизированными растительными остатками, с раковинным детритом, фосфоритовыми и мергелистыми конкрециями, содержащими железистые оолиты, относятся, по-видимому, к подосинковской свите [4]. Мощность 0–1 м. Отмечались только в северной стенке котлована.

Стройплощадка Московского театра «Мастерская П.Н. Фоменко». На протяжении 2006 г. [2] в стенках котлована наблюдался следующий разрез, дополняющий предыдущий:

4. Глины серые, прослоями темно-серые, с буроватым оттенком, алевритистые, биотурбированные, с обилием ходов, плитчатые, участками битуминозные, с однорядными прослоями фосфатных конкреций (2–10 см), обломками частично пиритизированной древесины, аммонитами, соответствуют подмосковной свите среднего оксфорда. Основание свиты не вскрыто. Видимая мощность 2 м. Бурением на глубине выявлены породы криушской свиты.

5. Глины светло-серые сильно алевритистые, с обилием ходов биотурбитов (так называемые «фукоидные» [1, 4]). В их основании на неровной поверхности залегает прослой (0.15–0.3 м) буровато-зеленой битуминозной карбонатной алевритистой глины с глауконитовыми линзочками, с большим количеством микро- и макрофауны и их обломков, в том числе и аммонитов. Аналогичные линзы встречаются и выше. Относятся к коломенской толще верхнего оксфорда. Мощность 0.8–1 м.

6. Глины темно-серые до сажисто-черных, алевритистые, с глауконитом, сильно слюдистые, мелкоплитчатые, с обилием стяжений пирита и пиритовыми ходами, с раковинным детритом, кусками древесины, давленными аммонитами, с двумя однорядными прослоями продолговатых конкреций фосфоритов (5–10 см). Содержат пиритизированные линзы с мелкой фауной. Соотвстствуют ермолинской свите верхнего оксфорда [4]. Мощность 4–4.6 м.

7. На размытой поверхности, в углублениях, отмечаются серые сланцеватые породы с мелкими галечками и гравием фосфоритов, выше сменяющиеся глауконит-кварцевыми глинистыми песками, тонкозернистыми, слюдистыми, в разной степени насыщенными стяжениями фосфоритов разных генераций и разного размера, песчанистых и гли-

нистых, с аммонитами. В кровле – конденсированный прослой фосфоритовых желваков и галек с обильной фауной зоны Dorsoplanites panderi (0.1–0.15 м). Отвечают костромской свите [4]. Мощность 0.25–0.45 м.

8. Пески темно-серые с зеленым оттенком, мелкозернистые глауконит-кварцевые с мелкими рыхлыми стяжениями фосфорита, выше переходящими в сплошной фосфоритовый слой (0.15 м) с редкими мергелевыми линзами, с большим количеством глауконита, обильной фауной зоны Virgatites virgatus. Линзовидно развита фосфоритовая плита. Еще выше наблюдаются зеленые пески с прерывистыми прослоями перламутрового раковинного детрита и белемнитов. Относится к егорьевской свите [4]. Мощность 0.5–1 м.

9. Алевриты и пески тонкозернистые темно-серые глауконит-кварцевые, сильно слюдистые, глинистые, выше переходящие в черные сильно алевритистые глины. Содержат белемниты и крупные давленые аммониты. Соответствуют филевской свите [4]. Мощность 2–4 м.

Последние три пачки отвечают средневолжскому подъярусу волжского яруса.

Котлован тоннельного участка Краснопресненского проспекта, совмещенный со Строгинской линией метрополитена в Крылатском. В течение 2005–2006 гг. регулярно наблюдались обнажения в стенках котлована, сложившиеся в единый непрерывный разрез от ермолинской свиты верхнего оксфорда до нижнемеловых отложений [2]. Нижняя его часть построена аналогично вышеописанному разрезу. Далее идут следующие пачки:

10. Пески темные серо-зеленые мелкозернистые глауконит-кварцевые глинистые с желвачками песчанистых фосфоритов (до 5 см), с возрастанием мощности по простиранию на восток (через 300 м) переходят в линзы фосфатных песчаников с макрофауной (в основном брахиопод и аммонитов зоны Epivirgatites nikitini). Присутствуют также неопределимые фрагменты древесины. Мощность слоя 0.1–0.25 м.

11. Пески темно-серые до черного, со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистые, глауконит-кварцевые, сильно глинистые, слюдистые, возможно алевритистые, с мелкими фрагментами раковинной фауны, часто перламутровой, древесины, со стяжениями песчаных фосфоритов (до 8 см), иногда сгруженных в прослои (0.3 м), с линзами фоссилий зоны Kachpurites fulgens (до 0.1 м). Мощность 1.2–3.5 м.

12. Пески темно-зеленые, мелкозернистые, глауконит-кварцевые, внизу с большим количеством глауконита, слюдистые, возможно алевритистые и глинистые, в разной степени насыщенные песчанистыми стяжениями коричневых фосфоритов. Большая часть из них представляют собой ядра брахиопод и бухий (некоторые с раковинами), другие неопределимой формы. Присутствуют также аммониты зоны Craspedites subditus. В средней части пачки пески светлеют, стяжений меньше, затем они вновь концентрируются в прослой (0.5–1 м). Верхняя часть песков (0.5–1 м) заметно светлее (светло-серые), количество

стяжений и содержание глауконита постепенно падает до 0. Общая мощность 3–4.5 м.

Три эти пачки составляют лопатинскую свиту среднего-верхневолжского подъярусов [4].

13. Пески светло-серые до белого и желтые с ожелезненными прослоями, мелкозернистые, кварцевые, слюдистые, участками сцементированы, безфосфатные и без фауны, прослоями биотурбированы, особенно хорошо заметны ходы в самой верхней части. Нижняя граница резкая, с небольшими неровностями. Пачка, видимо, соответствует кунцевской толще верхневолжского подъяруса волжского яруса [4] и завершает разрез юры. Мощность 4–6 м.

На ней по отчетливой неровной границе залегает прослой желваков фосфоритов, черных, иногда коричневатых, с поверхности светлых ожелезненых, различной степени окатанности, размером от 2 до 20 см, содержащих аммониты зоны Riasanites rjasanensis, в песке рыжего цвета, различных оттенков, мелкозернистом, кварцевом, мощностью 0.1–0.2 м.

Литература

1. *Герасимов П.А.* Юрская система. Геология СССР. Т. IV. М.: Недра, 1971. 742 с.
2. *Малёнкина С.Ю., Школин А.А., Пекин А.А.* Новые данные о строении юрских отложений г. Москвы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: Издательство ЯГПУ, 2007. С. 143–146.
3. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1993. 71 с.
4. *Олферьев А.Г.* Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 48–61.

ЛИТОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

А.И. Малиновский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail – malinovsky@fegi.ru

Литохимический состав терригенных пород и в особенности песчаников, как установлено исследованиями современных и древних отложений, в значительной степени зависит от вещественного состава материнских пород и от их расположения в определенных тектонических обстановках. При этом, если минеральный состав осадков в процессе их постседиментационных превращений в породу меняется в сторону образования ассоциаций, наиболее устойчивых в зоне гипергенеза, то химический состав пород практически неизменен.

Настоящее исследование основано на оригинальном материале, полученном в результате изучения химического состава терригенных

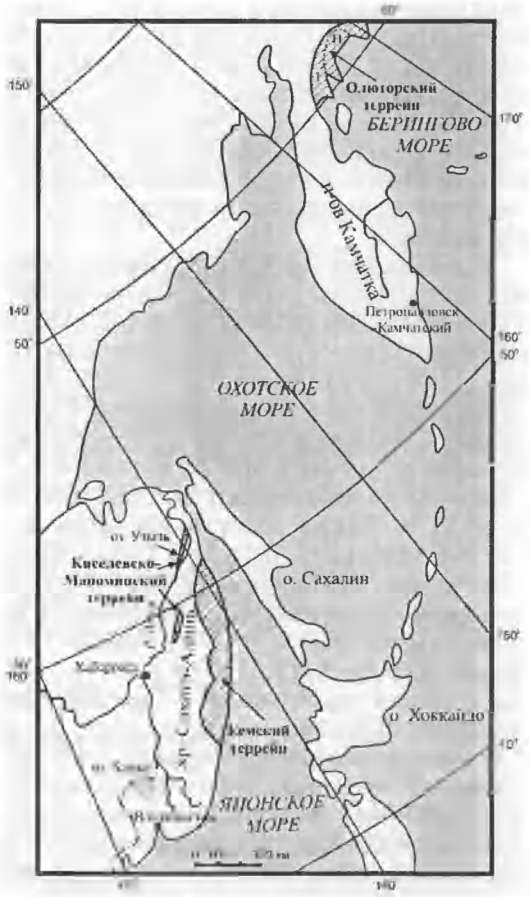


Схема расположения изученных объектов.

пород из разновозрастных островодужных комплексов Российского Дальнего Востока. Объектами изучения были песчаные и глинистые породы из раннемеловых и раннемеловых-кайнозойских отложений Олюторского террейна Восточной Камчатки, а также Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов (Удыльского фрагмента) Сихотэ-Алиня (рисунок). Основное внимание уделялось песчаным породам и меньше – глинистым. Такое внимание к песчаникам объясняется тем, что они несут наиболее богатую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей питания и осадконакопления.

Киселевско-Маноминский террейн расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь прерывистой полосой вдоль р. Амур. Террейн образован пакетами тектонических пластин, сложенными юрскими и раннемеловыми океаническими и островодужнвми комплексами. Островодужные образования обнаружены в районе оз. Удыль. Они накапливались в различных фациальных обстановках пред- и задуговых бассейнов, связанных с раннемеловой эпиокеанической островодужной системой. Содержания главных породообразующих окислов в различных комплексах террейна существенно различаются. Песчаники вулканогенно-осадочного комплекса характеризуются значительно более низкими, чем породы других комплексов, содержаниями кремнекислоты (в среднем 58.56 % и 66.90 % соответственно), FeO (1.56 % и 2.40 %) и K_2O (0.96 % и 1.93 %), но более высокими Al_2O_3 (19.16 % и 12.99 %), Na_2O (6.87 % и 2.61 %), Fe_2O_3 (4.32 % и 2.82 %). Такие различия объясняется значительно большим содержанием в песчаниках вул-

каногенно-осадочного комплекса обломков основных вулканитов и полевых шпатов. Различия между составами глинистых пород комплексов также довольно значительны. Наибольшие они по кремнезему и несколько меньше по Fe_2O_3, MgO и K_2O. Таким образом, для террейна можно предположить гетерогенную область питания. Основным источником обломочного вещества была вулканокластика, поступавшая с меловой энсиматической Удыльской островной дуги, к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины.

Олюторский террейн находится в южной части Корякского нагорья, протягиваясь на северо-восток вдоль побережья Берингова моря. В геологическом разрезе террейна совмещены раннемеловые–неогеновые океанические и островодужные комплексы, слагающие крупные аллохтонные пластины. В террейне по вещественному составу терригенных пород выделяются две минералого-литохимические провинции: Северная и Южная. По химическому составу песчаников наибольшие различия в них по кремнезему: в Северной провинции его в среднем по комплексам от 55.12 до 61.53 %, а в Южной – от 58.56 до 65.11 %. Также заметны различия по Fe_2O_3 (2.88–4.06 % и 1.63–3.22 %), MgO (2.57–4.16 % и 2.08–2.40 %), CaO (2.67–5.23 % и 1.23–1.75 %). Все это свидетельствует о большей фемичности отложений Северной провинции по сравнению с Южной. Глинистые породы по химическому составу в целом близки песчаникам, но в целом они содержат больше Al_2O_3, TiO_2 и K_2O, но меньше SiO_2 и Na_2O. В глинистых породах также довольно хорошо заметны различия между провинциями. Для Северной характерны более низкие содержания SiO_2 и K_2O и более высокие Al_2O_3, MgO, CaO и суммарного железа. Доминирующим источником, поставлявшим обломочный материал в бассейны обеих провинции, была разрушавшаяся мел-палеогеновая энсиматическая Ачайваямская островная дуга, а также синседиментационные вулканические процессы. Одновременно с ним существовал и внебассейновый сиалический источник, оказывавший заметное влияние на седиментацию в Южной провинции. Этим источником были блоки континентальной коры, располагавшиеся к югу от террейна на месте современного Берингова моря.

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь. В строении террейна принимают участие баррем(?)-альбские осадочные и вулканические образования, рассматривающиеся как отложения задугового бассейна раннемеловой эпиконтинентальной Монероно-Самаргинской островодужной системы. По химическому составу песчаники террейна довольно однородны. Заметны лишь некоторые отличия в составе пород вулканогенного комплекса, выражающиеся в меньшем, по сравнению с другими комплексами, содержании кремнекислоты (в среднем 73.26 % и 77.30 % соответственно), но большем TiO_2 (0.38 % и 0.25 %) и Al_2O_3 (10.76 % и 8.18 %). Химический состав глинистых пород в целом близок во всех комплексах и отлича-

ется от состава песчаников меньшими содержаниями SiO_2 и CaO, но большими – TiO_2, Al_2O_3 и $FeO+Fe_2O_3$, а также преобладанием K_2O над Na_2O. Источником обломочного материала была раннемеловая энсиалическая Монероно-Самаргинская островная дуга, поставлявшая в ее тыловодужный бассейн вулканокластику и продукты синседиментационного вулканизма, а также размывавшийся фундамент этой дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры.

Таким образом, литохимический состав осадочных пород позволяет достаточно уверенно различать островодужные обстановки и присущие им магматические процессы, а также является достаточно надежным критерием их идентификации в палеобассейнах орогенных областей. Кроме того, следует отметить, что Западная Палеопацифика в мел-палеогеновое время изобиловала, возможно даже в большей степени чем в настоящее время, сложно построенными энсиматическими и энсиалическими дугами, микроконтинентами и океаническими поднятиями, что указывает на сложный характер конвергентной границы литосферных плит, существовавшей на восточной окраине Азии.

СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А.И. Малиновский, В.В. Голозубов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail – malinovsky@fegi.ru

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеодинамических и палеогеографических режимов формирования осадочных бассейнов складчатых областей и выяснение особенностей их эволюции в истории Земли. Решение этой проблемы необходимо для правильного понимания геологических процессов в древних и современных седиментационных бассейнах активных континентальных окраин зоны перехода от Тихого океана к Евразиатскому континенту. В рамках этой проблемы рассматриваются бассейны, генетически и пространственно связанных с режимом трансформного скольжения плит. В настоящее время само понимание бассейнов трансформных (сдвиговых) границ плит, их типизация, происхождение, эволюция, а также распознавание в геологическом прошлом представляют собой круг новых и весьма актуальных вопросов.

На карте террейнов северного обрамления Пацифики выделены так называемые террейны турбидитовых бассейнов, которые могут иметь самое различное происхождение и, соответственно, геодинамическая типизация которых представляется затруднительной. В преде-

лах современной активной окраины Азии примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня, который образован мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь и представляет собой полосу северо-восточного простирания протяженностью около 800 км при ширине до 80 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов зоны крупного левостороннего сдвига – Центрального Сихотэ-Алинского разлома или одного из его ответвлений. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы, с востока – раннемеловой Кемский островодужный террейн. Стратиграфическая колонка террейна включает практически непрерывный разрез терригенных обложений раннего мела – от берриаса до верхнего альба общей мощностью около 11 000 м. Следует отметить отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части (журавлевская и ключевская свиты) характерно резкое преобладание в разрезе глинистых пород, наличие горизонтов микститов – алевролитов с разлинзованными прослоями («гидробудинами»), обломками и глыбами песчаников, являющимися, вероятно, результатом синхронных седиментации деформаций и связанных с этим процессом оползневых явлений. Свиты охарактеризованы фауной преимущественно бухий, значительно реже – аммонитов. Особенностью этой части разреза является высокая скорость седиментации – около 500 м/млн лет, то есть относящаяся к разряду лавинной. Горизонты микститов и являются прямым свидетельством аномально высоких скоростей осадконакопления. Особенностью готерив-альбской части разреза является резкое преобладание песчаниковой составляющей и наличие довольно многочисленных пачек турбидитов. Разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью 1500–3000 м, в основании каждого из которых доминируют песчаники, а в кровле – алевролиты. Готерив-барремский уровень фаунистически слабо охарактеризован – лишь иногда установлены призматические слои и единичные раковины иноцерамов. Для апт-нижнеальбского уровня разреза типичными являются достаточно многочисленные ауцеллины, значительно реже – аммониты. В среднем-позднем альбе ауцеллины исчезают, и появляется характерный тригониево-актаеонелловый комплекс фауны, нередко образующей в подошвенной части этого уровня прослои ракушняков. Средняя скорость седиментации в этой части разреза была значительно меньше – около 250 м/млн лет.

Состав области питания и палеогеодинамические обстановки бассейна седиментации определяются по вещественному составу терригенных пород. Мелко- и среднезернистые песчаники Журавлевского террейна по породообразующим компонентам относятся к аркозам, граувакковым аркозам, и, реже, к полевошпатово-кварцевым и кварц-

полевошпатовым грауваккам. Генетическая интерпретация их состава свидетельствует, что отложения террейна формировались за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород континентальной окраины, а также гранитоидных интрузий корневых частей древних магматических дуг. Геотектонические обстановки осадконакопления могут быть отнесены к бассейнам, сопряженным как с межконтинентальными рифтами и авлакогенами, так и с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма (континентальные вулканические дуги). При этом последнее предпочтительнее. Этот вывод хорошо подтверждается особенностями химического состава песчаных и глинистых пород, а также набором минералов тяжелой фракции, среди которых главную роль играет сиалическая их ассоциация (циркон, гранат, апатит, сфен, рутил и др.). Вместе с тем, в тяжелых фракции песчаников встречаются и минералы фемическай ассоциации (пироксены, амфиболы, хромит, магнетит). Микрохимический анализ хромитов показал, что их источником, вероятно, были офиолиты, входившие в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, располагающегося к западу-северо-западу от седиментационных бассейнов Журавлевского террейна.

Для отложений Журавлевского террейна характерно большого количества пачек ттурбидитов. Для ритмов, слагающих эти пачки, свойственны: градационная отсортированность материала, резкие границы в основании ритмослоев со следами эрозионного воздействия на подстилающий осадок и наличие продуктов его размыва, набор осадочных текстур с элементами последовательности А. Боума: abcde, abde, ade, bde, bcde и cde. Турбидиты ассоциируются с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Хаотическое строение, обилие матрикса и отсутствие сортировки, свойственное микститам, указывают на их отложение высокоплотностными (зерновыми) и дебризными потоками. Кроме того, встречаются маломощные пласты алевролитов с тонкими прослоями песчаников, относящиеся к доннотечениевым образованиям. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного континентального склона, а также на прилегающих к нему участках бассейновой равнины.

Таким образом, строение, вещественный состав и структурные особенности терригенных пород Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основным источником обломочного материала, поступавшего в его седиментационные бассейны, были размывающиеся гранитно-метаморфические породы континентальной окраины, а также, вероятно, гранитоидные интрузии корневых частей древних магматических дуг. Мощные толщи терригенных отложений, среди которых велика роль гравитационных образований, накапливались в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформ-

ным разломам при малой роли вулканизма. Седиментация происходила на фоне значительных перемещений вдоль разграничивающих континентальную и океаническую плиты левых сдвигов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-96081-р_восток_а) и ДВО РАН (проект № 06-III-А-08-317).

ВОЗМОЖНОСТИ ГИДРОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А.И. Малов

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск, e-mail – malovai@yandex.ru

На предыдущей конференции в 2006 году нами сообщалось о выявлении подземных вод с повышенной альфа-активностью в отложениях падунской свиты венда на территории Северо-Двинской впадины [1]. Анализ геологических материалов показал, что эти аномалии связаны с гидрогенным перераспределением изотопов урана в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы.

Месторождения гидрогенного генезиса – «палеодолинного типа» и «типа несогласия» – в настоящее время считаются наиболее перспективными для расширения отечественной минерально-сырьевой базы урана. В этой связи представляет интерес оценка возможностей гидрогенного рудообразования в осадочных комплексах Мезенской синеклизы.

Согласно существующим представлениям (А.А. Смыслов, Ф.А. Летников и др.), вынос и накопление урана в земной коре происходили в результате химической и физической дифференциации планетного вещества. Особенно важными представляются процессы дегазации мантии с истощением ее верхов по SiO_2, H_2O, K, Na, рудным и летучим компонентам и образованием деплетированной литосферной мантии, земной коры с «гранитным» слоем и гидросферы. Нужно отметить, что с позднего архея во всем объеме коры преобладали окисленные флюидные системы, а для перераспределения урана наиболее благоприятны окислительные условия и высокие концентрации CO_2 во флюидах. Поэтому, видимо в протерозое осуществлялся максимальный вынос урана в приповерхностные горизонты земной коры. Во всяком случае, для Карелии характерно многократное проявление урановых формаций, связанных с кварц-полевошпатовыми метасоматитами линейных зон активизации, интенсивность и масштабность которого возрастает от верхнего архея к концу нижнего протерозоя.

В целом среди метаморфических пород региона повышенные содержания урана (3.2 мг/кг) наблюдаются в мигматитах и гранито-гнейсах амфиболитовой фации метаморфических пород. Это образования Кольского и Карельского кратонов, а также Беломорского подвижного

пояса. Среди интрузивных пород Балтийского кристаллического щита выделяются агпаитовые нефелиновые сиениты щелочной серии Карельско-Кольской щелочной провинции, в которых содержания урана (10.3 мг/кг) значительно выше, чем в других магматических образованиях. Высоки содержания урана в гранитах Беломорского пояса (4–7 мг/кг). Для эффузивных пород характерны наиболее высокие концентрации урана в липаритах – аналогах гранитов: 4.7 мг/кг.

В последующем вынесенный уран перераспределялся при тектонической, метаморфической, гидротермальной и гидродинамической активизациях.

Собственно гидрогенное перераспределение, видимо, было максимально в нижнем протерозое и рифее. Связано это с тем, что в эти периоды существовала наибольшая расчлененность рельефа, обусловленная наличием кратонных поднятий и мощных нижнепротерозойских депрессионных структур и рифейских грабенов. А наиболее существенный вынос урана, судя по современной обстановке, приурочен к областям с максимальными величинами подземного стока и коррелирующего с ним химического стока.

В нижнем протерозое на территории большей части Карелии и южной половины Архангельской области имели место поднятия Сарматского кратона с образованием кор выветривания. Снос грубокластического материала (конгломераты, гравелиты, песчаники) в основном осуществлялся в обширную Прионежскую синеклизу и более мелкие депрессионные структуры.

Соответственно, в работе [2] выделяются две рудные формации, которые можно связывать с гидрогенным генезисом.

(Торий)-золото-урановая формация в конгломератах и гравелитах (2400–2300 млн лет). Эта формация характерна для нижнепротерозойских протоплатформенных впадин, выполненных вулканогенно-терригенными породами ятулия, а также сариолия. Рудопроявления урана приурочены к грубообломочным отложениям речных долин, дельт, прибрежных озерных и морских равнин. Они повсеместно локализуются в конгломератах, гравелитах и крупнозернистых кварцитопесчаниках, образующих прослои в кварцитосланцевых пачках, чередующихся с основными вулканитами.

Ураноносная формация в сероцветных песчаниках (2100–600 млн лет). Эта формация представлена в основном в Прионежской впадине, сложенной терригенными породами бесовецкой серии нижнего протерозоя. Самое крупное рудопроявление – Птицефабрика. Оно локализовано в сероцветных разнозернистых полевошпат-кварцевых песчаниках и алевролитах петрозаводской свиты. Эти породы сцементированы слюдистым агрегатом, содержащим пирит и сложное по составу углеродистое вещество нафтоидного ряда (типа оксикерита-оксиантраксолита).

В рифее на территории Карелии, Кольского п-ова и южной половины Архангельской области корообразование и снос терригенного

материала с поднятий Скандинавского щита осуществлялись преимущественно в Онежский, Западно-Ладожский и Пашский грабены. К этому периоду приурочена минерализация урановой формации в хлорит-карбонатных метасоматитах – «типа несогласия» (1300–1100 млн лет), которая также фиксируется в песчаниках и гравелитах, в непосредственной близости от поверхности их контакта с кристаллическим фундаментом. Наиболее полно эта формация проявлена и изучена в Северо-Восточном Приладожье, в краевой части (на «северо-восточном плече») Пашского грабена, сложенного вулканогенно-осадочными породами рифея (салминская и приозерская свиты). Последние с резким стратиграфическим и структурным несогласием и с мощными корами выветривания в основании залегают на метаморфических породах PR_1 и AR_2, а также на гранитах рапакиви. Характерно, что среди дорифейских образований широко представлены углеродсодержащие гнейсы и сланцы, а также гранитоиды с высокими фоновыми концентрациями урана (до 60–80 г/т). Все установленные уранорудные объекты локализованы в зоне контакта рифейских отложений с подстилающими верхнеархейско-нижнепротерозойскими метаморфическими породами. Самым крупным из этих объектов является месторождение Карху [2].

Представляется, что рифейские грабены в зоне сочленения Балтийского щита и Мезенской синеклизы имеют наибольшую вероятность развития гидрогенного рудообразования. Это обосновывается непосредственным примыканием их к областям накопления урана в корах выветривания архей-нижнепротерозойских пород с высокими его содержаниями и последующим сносом обогащенного ураном материала в грабены. В венде-фанерозое последние были перекрыты двухкилометровой толщей преимущественно глинистых и сульфатно-карбонатных осадков, препятствующей выносу химических элементов (в том числе урана) из рифейских пород. В мезозое-кайнозое в зоне сочленения щита и синеклизы рифейские отложения были почти выведены на поверхность, в результате чего начал действовать механизм гидродинамического водообмена, аналогичный описанному в работе [1]. Инфильтрационные гидрокарбонатные воды поступают в рифейский комплекс в областях питания и перераспределяют уран в песчаных отложениях рифея по направлению к областям разгрузки в долинах рек. На восстановительных барьерах могут формироваться гидрогенные рудопроявления.

Литература

1. *Малов А.И., Киселев Г.П., Зыков С.Б., Рудик Г.П.* Уран в отложениях венда Мезенской синеклизы // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы VII Уральск. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 159–161.
2. Металлогения Карелии / Отв. ред. Рыбаков С.И., Голубев А.И. Петрозаводск: ИГ КарелНЦ РАН, 1999. 310 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МИКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ДЕВОНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧЕРСКОЙ ПРОВИНЦИИ)

Е.С. Малышева, Г.М. Седаева

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – alzaitsev@rambler.ru

Как известно, нефтегазонасыщенность карбонатных толщ зависит от их коллекторских свойств. Среди них наиболее значимыми являются характер и степень трещиноватости. Наибольший вклад в их изучение внесла К.И. Багринцева. Согласно ее представлениям [1], трещиноватость отмечается на трех уровнях: макро-, мезо- и микроуровнях. До настоящего времени трещиноватость изучалась отдельно от литологических особенностей карбонатных пород (толщ). В данной работе авторами сделана попытка увязать литологию карбонатных пород с их трещиноватостью. Были изучены морфологические особенности микротрещин в зависимости от литологических особенностей карбонатных пород, так как они макроскопически часто являются сходными и диагностируются с трудом. Были изучены карбонатные породы верхнего девона (D_3fr-fm), выделены основные литотипы и дана их морфогенетическая характеристика микротрещинноватости с учетом классификации К.И. Багринцевой [1]. Среди карбонатных пород выделяются известняки и доломиты и их переходные разности. Всего выделено 14 литотипов. Наибольшее распространение в разрезе имеют микрозернистые (их всего 9 литотипов) и детритововые известняки, реже – доломиты. Микрозернистые известняки в основном микробиальной природы, и они рассматриваются как микритово-микробиальные.

$И_1$ – известняки микритово-микробиальные, комковатого строения, с тонкозернистой цементирующей массой и редкими остатками криноидей и мелких фораминифер, с микропятнистыми до 0.5–1 мм скоплениями битума. Микротрещины крайне укорочены (до 2–5 мм), волосовидные (с выдержанной и постоянной шириной до 0.01–0.05 мм), с шероховато-бугристыми стенками, в основном незаполненные. Среди них преобладают прямолинейные и расщепляющиеся, хаотически ориентированные и изредка пересекающиеся.

$И_2$ – известняки микритово-микробиальные с обилием сфер (возможно остатки радиолярий), выполненных спаритом, с множеством «зачаточных» стилолитов (очень коротких и с малой амплитудой размаха швов). Микротрещины крайне редки, волосовидные, выдержанные по ширине, изредка извилистые, со слабо шероховатыми стенками.

$И_3$ – известняки микритово-микробиальные комковатого строения, слабо биотурбированные, микро-мелкокавернозные, с крайне редкими выщелоченными остатками тонкостенных остракод и хода-

ми илоедов, заполненными спаритом, и тончайшими извилистыми пропластками глинистого материала. Микротрещины практически отсутствуют.

$И_4$ – известняки микритово-микробиальные, слабо доломитистые, с обильными остатками красных водорослей и редкими фрагментами тонкостенных остракод, мелких члеников криноидей и единично сферами. Микротрещинки немногочислены, часто незаполнены, протяженные, слабо извилистые, узкие (0.01–0.05 мм) и широкие (0.05–0.1 мм), выдержанность их ширины слабо изменчивая, стенки шероховатые и бугристые.

$И_5$ – известняки микрозернистые с детритом, тонко и часто пологоволнистые за счет пропластков доломито-известково-глинистого материала (течениевые). Много микротрещин, незаполненных, коротких и длинных, широких и узких, горизонтальных и субвертикальных, изредка кулисообразных, с гладкими стенками, слабо извилистых.

$И_6$ – известняки микрозернистые, слабо биотурбированные, тонко и разреженно пологоволнистые за счет пропластков известково-доломитово-глинистого материала, с ходами илоедов и их копролитами, выполненными известково-глинистым материалом с доломитом. Микротрещины довольно часты, очень узкие (0.001–0.01 мм), протяженные, иногда хаотично пересекающиеся, пильчато извилистые, в основном заполнены доломитом.

$И_7$ – известняки микритово-микробиальные, с обилием остатков брахиопод, реже криноидей и сфер, с тончайшими пропластками известково-глинистого материала, нередко с идиоморфными кристаллами доломита. Микротрещины извилистые и прямые, узкие и очень широкие, протяженные как с ровными, так и с бугристыми стенками, иногда невыдержанные по ширине. Изредка отмечаются зачатки стилолитов с микрокристаллами пирита и (или) нефти.

$И_8$ – известняки микритово-микробиальные, слабо глинистые, с обилием алеврито- тонкопесчаной примеси и редким шламом. Микротрещины не наблюдаются.

$И_9$ – известняки онколитовые, состоящие из микробиальных желвачков крупно-среднепесчаной размерности, сцементированных спаритом. Единичные микротрещинки слабо извилистые, протяженные, относительно широкие (0.1–0.3 мм), с неровными бугристыми стенками, с расширениями выщелачивания, возможно, палеогипергенной (палеокарстовой) природы.

$И_{10}$ – известняки тонкодетритово-шламовые, слабо доломитистые, состоящие из мелких остатков створок раковин тонкостенных остракод (частично или полностью микробиально корродированных) и единичных копролитов, сцементированных тонкозернистым доломитом. Микротрещины крайне редкие, в основном вблизи копролитов, волосовидные, протяженные, извилистые.

$И_{11}$ – известняки шламово-детритовые, остракодовые, состоящие из разноразмерных остатков створок тонкостенных раковин, сцемен-

тированных спаритом. Редкие микротрещины протяженные, слабо извилистые, узкие, выдержанной ширины, хаотично ориентированные.

$И_{12}$ – известняки микритово-микробиальные, мелкокомковатого строения, доломитистые, тонко пологоволнистослоистые (за счет глинистых пропластков и доломита), с обилием детрита остракод, криноидей, мелких двустворок и брахиопод. Микротрещины протяженные, слабо и часто извилистые, как бы «стилолитовидные», очень узкие, заполненные битумом вместе с пиритом или доломитом.

$И_{13}$ – известняки микрожелвачково-криноидные, частично перекристаллизованы. Микротрещин не наблюдается.

$Д_1$ – доломиты микро-мелкозернистые, слабо раскристаллизованные, известковистые (за счет присутствия редких остатков микробионтов), с пиритом. Микротрещины не наблюдаются.

Таким образом, в результате детального литологического исследования выяснилось, что чем однороднее по структуре карбонатные породы, тем меньше в них отмечается микротрещин. Чем выше градиент разности по размеру компонентов, составляющих породу, тем выше степень микротрещиноватости пород и их морфогенетическое разнообразие. В связи с этим повышенными коллекторскими свойствами обладают различные литологические типы детритовых известняков. Однако присутствие стилолитовых швов увеличивает проницаемость породы, несмотря на то, что степень ее однородности по структуре достаточно высокая.

Литература

1. *Багринцева К.И.* Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1998. 219 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕВОЛЖСКОЕ ВРЕМЯ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

А.Г. Маникин, О.П. Гончаренко, С.В. Астаркин

Саратовский государственный университет,
г. Саратов, e-mail – Manikingeo@hotmail.com

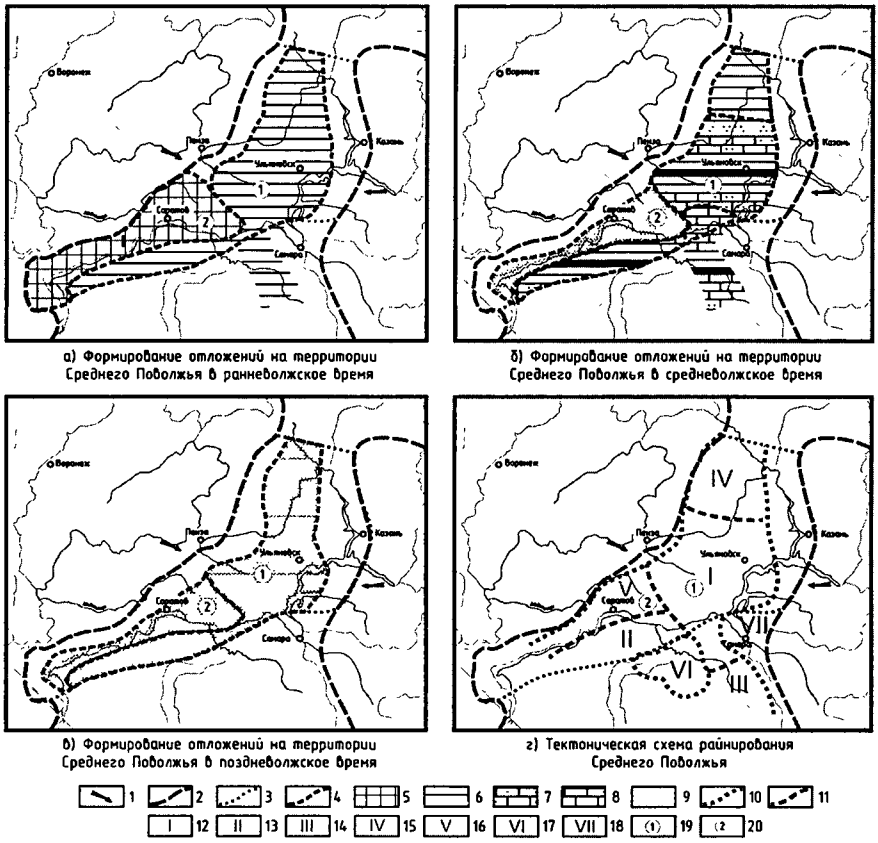
Материалом данного сообщения послужили результаты изучения разрезов волжских отложений Среднего Поволжья в 2005–2007 гг. (междуречье рек Суры и Волги, Правобережья и Левобережье Саратовской области). С целью выявления условий седиментации в верхнеюрском палеобассейне восточной части Русской плиты проведены детальные комплексные минералого-петрографические, в комплексе палеонтологическими, исследования отложений. Известно, что на территории Среднего Поволжья в волжское время существовал бассейн, имеющий форму пролива между северным и южным морями. Формирование

осадков проходило в условиях регрессивной стадий развития палеобассейна, в результате чего образовались полуограниченные эпиконтинентальные моря с разными источниками сноса терригенного материала [2]. В объеме волжского яруса, согласно палеонтологическим данным, выделены три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Изучение минералов тяжелой фракции позволило установить, что волжские породы в целом характеризуются присутствием как комплекса устойчивых минералов – циркона, рутила и дистена, наряду с турмалином, ставролитом, ильменитом, лейкоксеном, так и неустойчивых – пироксенов, амфиболов, эпидотов. Качественный состав акцессорных минералов в волжских отложениях практически не менялся, за исключением анатаза, установленного только в верхневолжских породах. Однако стоит обратить внимание на некоторые отличия в распределении минералов в разновозрастных волжских отложениях и, прежде всего, на различное содержание в составе тяжелой фракции устойчивых и неустойчивых минералов.

Ранневолжское время. Отложения данного времени в той или иной степени встречаются на всей территории Среднего Поволжья. Их нахождение обосновано встречаемостью в естественных обнажениях и многочисленным скважинным материалом. Отложения данного интервала встречаются в разрезах Нижегородской (с. Мурзицы), Ульяновской (Городищи) и Самарской (Кашпир) областях. Южнее Самарской области и Саратовском Заволжье. На территории Саратовского правобережья отложения полностью отсутствуют. Возможно, они были размыты на границе нижневолжского и средневолжского времени. Нижневолжские отложения на большей части палеобассейна характеризовались преобладанием пелитовых фракций, алевритовые и песчанистые составляющие встречаются в основном в виде примеси в глинистых породах. Минеральный состав пелитовой фракции в изученных разрезах остается практически постоянен: присутствуют смектиты и смешанослойные минералы (с 20–40 % слоев слюдистого типа), каолинит и гидрослюды. В подчиненном количестве отмечается хлорит с различной степенью дефектности структуры. В качестве примесей отмечаются кварц, кальцит и полевые шпаты. На долю терригенной фракции приходится не более 2 % (рисунок а). Накопление осадка проходило в условиях спокойных тектонической обстановке в пределах акватории всего палеобассейна. Незначительные различия в отложения данного возраста выражены в мощности в различных частях территории Среднего Поволжья.

Средневолжское время. Средневолжские отложения (рисунок б) в полном объеме устанавливаются в центральной части палеобассейна, в разрезах Ульяновской (с. Городище) и Самарской (п. Кашпир) областей, а также южнее – в Саратовском Заволжье. В районе Саратовского правобережья, пос. Дубки (к северу от г. Саратова), волжские отложения частично сохранились, представлены конденсированной толщей песков с горизонтами сидеритовых и фосфоритовых конкре-



а) Формирование отложений на территории Среднего Поволжья в ранневолжское время

б) Формирование отложений на территории Среднего Поволжья в средневолжское время

в) Формирование отложений на территории Среднего Поволжья в поздневолжское время

г) Тектоническая схема районирования Среднего Поволжья

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

I 12 II 13 III 14 IV 15 V 16 VI 17 VII 18 (1) 19 (2) 20

Схема распространения отложений волжского яруса и схема структурно-геологического районирования РМСК по центру и югу Русской платформы.

1 – направление сноса материала с суши; 2 – граница верхнеюрского палеобассейна; 3 – часть волжского палеобассейна относящейся к Среднему Поволжью; 4 – границы выделяемых частей палеобассейна; 5 – область с отсутствием отложений ранневолжского времени (Саратовское Правобережье); 6 – область распространения пелитовых отложений в ранневолжское время; 7 – область распространения песчано-алевритовых пород средневолжского времени; 8 – область распространения песчано-алевритовых пород с повышенном содержанием карбонатов, средневолжское время; 9 – песчано-гравийные образования поздневолжского времени; 10 – границы структурно геологического райнирования; 11 – границы структурно-геологических зон в составе Ульяно-Саратовского прогиба; 12 – Ульяно-Саратовская впадина; 13 – зона Саратовского левобережья; 14 – Бузулукская впадина; 15 – Муромско-Ломовский прогиб; 16 – зона Саратовского правобережья; 17 – зона Пугачевского поднятия (Пугачевский вал); 18 – зона Жигулёвского поднятия (Жигулёвский вал); 19 – часть палеобассейна Саратовского Правобережья; 20 – часть палеобассейна, в целом схожая по характеру образования отложений.

ций и относятся средне-волжскому подъярусу [1]. Севернее, в окрестностях Нижнего Новгорода, средневолжские отложения представлены в основном серыми глинами. Спецификой в целом является присутствие в разрезе битуминозных сланцев, которые чередуются с прослоями серых глин и алевролитов. Минеральный парагенезис пелитовой фракции отличается от нижневолжских глинистых пород увеличением содержания каолинита и хлорита. В качестве примесей присутствуют в основном кварц, кальцит и в меньшей степени полевые шпаты. Доля терригенной фракции изменяется от 5 до 50 %. Необходимо отметить факт присутствия по всему разрезу глауконитов [3]. Содержание их в породах различное: от единичных зерен до 70 %. Причем отмечается четкая закономерность в увеличении количества глауконитов в верхней части средневолжских отложений и гранулометрического состава залегающих над чередующейся пачкой глин и сланцев (глауконитовый песчаник – Самарская область, гравийно-песчаная толща кварц-глауконитового состава – Саратовская область, кварц-глауконитовый песок – Ульяновская и Нижегородская области).

Поздневолжское подъярус. Отложения распространены только в северной и центральной части палеобассейна (рисунок в). Во всех изученных разрезах отложения представлены конденсированной песчаной пачкой в основании с фосфоритовыми и глауконитовыми стяжениями. Они являются пограничными между юрой и мелом и входят в объем валанжинской плиты. В верхневолжских песчаниках и песках (нижняя часть валанжинской плиты) встречаются горизонты песчаника, обогащенного скоплениями глауконитового материала (концентрация глауконитов – до 75–80 %).

Таким образом, формирование отложений волжского яруса связано с регрессивной стадией развития палеобассейна, которая периодически осложнялась эвстатическими колебаниями уровня моря. Полученные результаты исследований свидетельствуют о том, что осадконакопление в пределах палеобассейна Среднего Поволжья проходило прерывисто в условиях различного гидродинамического режима, меняющегося не только по вертикали, но и по площади бассейна: сравнительный анализ отложений волжского яруса даёт важную информацию о начале неравномерной тектонической активизации (рисунок г).

В средневолжское время единый морской бассейн существовал только в начале данного отрезка. При этом бассейн был мелководным, на что указывает большое содержание терригенных и аллотигенных минералов в породах. В дальнейшем в средневолжское время произошло, видимо, разделение единого палеобассейна на две части за счет возможного воздымания Пугачевского вала части Ульяно-Саратовского прогиба в районе Саратовского Правобережья, о чем свидетельствуют и различные условия формирования осадков. Для средневолжского бассейна Ульяновского и Самарского Правобережья характерны, скорее всего, более спокойные условия седиментации, тогда как для Саратовского палеобассейна отмечается более активные гидродина-

мические условия формирования осадков. Отложения, сформированные в пределах центральной и южной частей палеобассейна, характеризуются наличием в надсланцевой толще в разрезе пос. Кашпира (Самарская область) глауконитовых песков и песчаников, которые коррелируются по минеральному составу с одновозрастными отложениями разрезе пос. Дубки (Саратовская область), представленными глауконитовой гравийно-песчаной толщей. Однако впоследствии средневолжские отложения Саратовского Правобережья были сконденсированы. Образование глауконитового песчаника в основании валанжинской плиты связано, скорее всего, с миграцией органического вещества из подстилающихся средневолжских сланцев. Органическое вещество могло служить, как известно, своеобразным катализатором и источником энергии при образовании глауконитов.

Верхневолжский бассейн, судя по распространенности отложений и данным палеонтологических исследований, развивался на территории Среднего Поволжья только в ее северной и центральной частях.

Литература

1. *Барабошкин Е.Ю. и др.* О строении волжского яруса в окрестностях г. Саратова // Труды НИИ геологии СГУ. Нов. сер. 2001. Т. VIII. С. 62–68.
2. *Гроссгейм В.А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР. Л.: Недра, 1972. 244 с.
3. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. М.: Недра, 1977. 236 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ НАФТИДОПРОИЗВОДЯЩИХ СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РИФЕЯ КАМСКО-БЕЛЬСКОЙ ГРАБЕНОВОЙ ВПАДИНЫ

Р.Х. Масагутов, Д.И. Иванов

ООО «Башгеопроект», г. Уфа, e-mail – IvanovDI@bashneft.ru

По величине нефтегенерационного потенциала ОВ (HI = S2/Сорг; мгУВ/гСорг) материнские породы разделяются на превосходный (> 600), богатый (400–600); средний (200–400), умеренный (150–200) и бедные (100–150) типы [3]. Все они методом пиролиза установлены в рифейских отложениях Камско-Бельской грабеновой впадина (КБГВ). Ими являются глинисто-карбонатные породы, образованные в морских бассейнах в восстановительных геохимических условиях на стадии диагенеза [2].

Анализ распределения нафтидопроизводящих (НП) пород в шести нефтематеринских (НМ) толщах рифея показал, что наилучшие свойства имеют: 1) аргиллиты и мергели; 2) породы мелководно-морских фаций.

Три НМ толщи выявлены в калтасинской свите нижнего рифея [4]. Первая – нижняя, саузовская, подсвита, сложенная доломитами с про-

слоями известняков, алевролитов и мергелей. Условия образования их были глубоководными, что подтверждается присутствием известняков [1]. НП породы представлены глинистыми доломитами, алевролитами и мергелями. Из 30 проанализированных образцов 24 выявили НП свойства: 12 относятся к бедному, 10 – к среднему и 2 – к богатому типам. Величина для последнего равна 410–430 мгУВ/гСорг. Причина подобного распределения типов НП пород – глубоководные условия образования и отсутствие аргиллитов. Средняя толщина подсвиты 800 м.

Арланская подсвита сложена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с прослоями доломитов, известняков и мергелей. Условия образования их были также глубоководными [1]. НП породы представлены аргиллитами, мергелями и глинистыми известняками. Из 25 образцов 10 являются НП породами: 4 образца – бедный тип, 5 – средний и 1 образец аргиллита богатого типа (НІ = 526 мгУВ/гСорг).

Ашитская подсвита сложена доломитами, содежащими прослои и пачки аргиллитов, мергелей и глинистых доломитов. Условия образования отложений подсвиты были менее глубоководными: в их составе нет известняков. Из 56 образцов НП свойства установлены только в 13 образцах (23 %). Низкий процент НП пород объясняется преобладанием в составе подсвиты доломитов, свободных от пелитовой кластики и лишенных ОВ. НП породы богатого и превосходного типа представлены аргиллитами, мергелями и глинистыми доломитами и составляют 54 % (7 образцов) от общего их числа. Величина НІ этих пород самая высокая среди НМ толщ и равна 450–900 мгУВ/гСорг. Для 6 образцов выявлены НП свойства пород среднего и бедного типов.

Четвертая НМ толща сложена глинисто-карбонатными породами кубиязинской подсвиты кабаковской свиты нижнего рифея [4]. НП породы представлены аргиллитами, глинистыми алевролитами и мергелями. Из 24 образцов НП свойства выявлены для 12. В бортовой зоне КБГВ условия образования подсвиты были глубоководные. Здесь установлены среди аргиллитов НП породы (2 образца) превосходного типа с НІ, равным 650–765 мгУВ/Сорг. 3 образца имеют свойства НП пород умеренного типа и 3 – бедного. В центральной, глубоководной, части КБГВ обнаружены (4 образца) НП породы среднего типа с НІ, равным 205–310 мгУВ/гСорг.

В среднем рифее роль НМ толщи выполняет акбердинская подсвита ольховской свиты, образованная в глубоководных условиях центральной и восточной частей КБГВ. Из 14 образцов аргиллитов и глинистых алевролитов НП свойства установлены для 12. Это 5 образцов среднего типа (НІ = 250–400 мгУВ/гСорг), 2 – умеренного и 5 – бедного.

В верхнем рифее НМ толща представлена отложениями приютовской и шиханской свитами, образованными в мелководно-морских условиях [4]. НП породы представлены аргиллитами, мергелями, глинистыми алевролитами, доломитами и известняками. Из 44 образцов 40 (91 %) обнаружили НП свойства. 1 образец превосходного типа – мергель из шиханской свиты, имеющий величину НІ, равную 642 мгУВ/гСорг.

11 образцов соответствует богатому типу (HI = 500–580 мгУВ/гСорг), 15 – среднему (HI = 205–360 мгУВ/гСорг) и 12 – умеренному и бедному типу НП пород.

Таким образом, установлено, что НП породы превосходного типа представлены аргиллитами и мергелями и приурочены к отложениям мелководно-морских фаций, закрывающих осадочные бассейны. Это ашитская и кубиязинская подсвиты и шиханская свита. Для мелководно-морских фаций НП породы с HI, равным 200–600 мгУВ/гСорг (богатый и средний типы), на 65 % представлены аргиллитами и мергелями и составляют 60–77 % от их общего количества НМ толщ. Они выделены в ашитской, кубиязинской (в бортовых зонах) подсвитах, приютовской и шиханской свитах. Для глубоководных фаций приведенные цифры соответственно снижаются до 50 % и 30–50 % (саузовская, арланская, кубиязинская и акбердинская подсвиты).

Литература

1. *Иванова Т.В., Лозин Е.В., Андреев Ю.В.* Палеогеографические особенности раннерифейского этапа восточной окраины Русской платформы // Сб. науч. тр. БашНИПИнефть. 1990. Вып. 81. С. 4–14.
2. *Лозин Е.В., Иванова Т.В., Масагутов Р.Х. Иванов Д.И.* Нефтегазопроизводящие породы рифейских отложений Камско-Бельской грабеновой впадины, выявленные методом пиролиза // Материалы Межд. науч.-практ. конф. «Актуальные проблемы нефтегазовой геологии». СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 210–217.
3. *Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 143 с.
4. *Масагутов Р.Х.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Уфа: 2006. 51 с.

СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ФАМЕНСКОГО И ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Р.Х. Масагутов, О.Д. Илеменова, Е.А. Крылова, Е.Н. Савельева

ООО «Башгеопроект», г. Уфа, e-mail – ilemenovaOD@bashneft.ru

Изучение строения коллекторов фаменского и турнейского ярусов проводилось по керновому материалу на территории, расположенной между Серафимовским и Шкаповским месторождениями Южно-Татарского свода на Серафимовском, Илькинском и Белебеевском лицензионных участках, и включало исследование литолого-петрографического состава пород, морфологии пустотного пространства и оценку параметров пористости и трещиноватости по нестандартным шлифам по методу ВНИГРИ (1959 г.). Исследования были направлены на оценку перспектив нефтегазоносности изучаемой территории и уточнение параметров при подсчете запасов нефти. Продуктивные коллек-

торы нижнефаменского подъяруса, исследованные в скв. 428 и 453 Лисовской площади (Илькинский и Серафимовский лицензионные участки), характеризуются хорошей ёмкостно-фильтрационной характеристикой. В структуре пустотного пространства имеют место поры, каверны и трещины. Поры размером 0.1-0.8 мм, изолированные или связанные по межзерновым каналам, каверны размером до 5 мм в поперечнике. Трещины как субвертикальные. так и субгоризонтальные, заполненные битумом, на отдельных участках открытые. Среднефаменские отложения в скв. 417 Лисовской площади (Белебеевский лицензионный участок) в интервале 1764–1772 м представлены доломитом метасоматическим (по известняку), неравномерно слабо нефтенасыщенным, с неравномерно развитыми трещинами как субгоризонтального, так и вертикального направления, по которым отмечаются выделения нефти. В шлифах имеют место редкие открытые поры размером 0.03–0.18 мм, отмечаются невыдержанные микротрещины, развитые по стилолитовым швам, выполненные темно-коричневым битумом, участками открытые. В скв. 418 Белебеевского и 440 Серафимовского лицензионных участков в среднефаменских известняках, наряду с порами и трещинами, имеют место каверны. Таким образом, известняки среднефаменского подъяруса представляют условно порово-трещинный и порово-кавернозно-трещинный типы коллектора. Исследования пустотного пространства отложений верхнефаменского подъяруса (заволжского надгоризонта) проводились по скважинам 417 и 418 Белебеевского, 428 Илькинского, 440 и 453 Серафимовского лицензионных участков. Особое внимание вызывает интервал 1692–1700 м в скв. 417 с установленной продуктивностью, представленный известняками сильно доломитовыми, селективно нефтенасыщенными. Имеют место каверны размером до 0.8 см, по стенкам которых видны примазки нефти. Встречены редкие субгоризонтальные трещины, заполненные нефтью, а также вертикальные, по которым порода расколота. В шлифах видны открытые поры размером 0.06–0.4 мм, местами соединенные между собой межзерновыми каналами. Пустотное пространство составляет около 5 % площади шлифа. В шлифах также отмечаются слабо разветвляющиеся трещины, развитые по стилолитам, заполненные темно-коричневым битумом. Структура пустотного пространства в исследованном продуктивном пласте скв. 417 характеризуется интенсивным развитием взаимосвязанных пор и каверн, а хорошие фильтрационные свойства обусловлены наличием системы трещин, что подтверждается положительными результатами опробования. Строение коллекторов турнейского яруса в пределах рассматриваемой территории изучалось по скважинам 417, 418, 424, 428 и 453, причем в скважинах 417, 418 и 428 эти отложения продуктивны. В скв. 417 нами исследовался керновый материал из интервала 1599–1607 и 1607–1614 м, представленный известняками доломитовыми, неравномерно нефтенасыщенными, с редкими кавернами размером до 1.0 см и горизонтальными трещинами, заполненными битумом. В шлифах отмечают-

ся открытые и заполненные нефтью поры размером 0.03–0.65 мм, соединенные иногда между собой межзерновыми каналами, и единичные каверны размером до 1.3 мм. Пустотное пространство составляет около 2 % площади шлифа. В шлифах отмечаются ветвящиеся прерывистые трещины, развитые по стилолитовым швам, выполненные темно-коричневым битумом. В структуре пустотного пространства в исследованном продуктивном пласте по скв. 417 отмечается наличие значительной доли взаимосвязанных пор и каверн, а хорошие фильтрационные свойства обусловлены развитием трещин. В скв. 418 исследовался керновый материал из турнейских отложений, отобранный в интервале 1594.5–1602.4 м и 1602.4–1610.4 м. Керн представлен известняками доломитовыми, неравномерно пропитанными нефтью, с развитыми в породе кавернами размером от 3 до 10 мм, с примазками битума на стенках каверн и разнонаправленными трещинами, заполненными битумом. В шлифах отмечаются открытые изолированные и связанные межзерновыми каналами поры размером 0.02–0.2 мм, приуроченные к доломитизированным участкам, и редкие открытые поры размером до 0.6 мм, развитые по камерам органических остатков. Имеют место невыдержанные открытые трещины, на отдельных участках заполненные битумом, шириной 20мкм, осложненные порами расширения размером до 0.3 мм. В скв. 428 керновый материал из интервала 1403.5–1411.5 м представлен известняком, неравномерно пропитанным нефтью, на отдельных участках доломитизированным, с субгоризонтальными трещинами, выполненными битумом. Под микроскопом отмечаются частые, изолированные или соединенные межзерновыми каналами открытые поры размером 0.03–0.6 мм, образованные в результате выщелачивания доломита цемента и органических остатков, и извилистые трещины, развитые по стилолитам, выполненные темно-коричневой нефтью, участками открытые.

Проницаемость в нефтенасыщенных горизонтах фаменских и турнейских отложений обеспечивается развитием трещин разного направления. Как показали исследования в шлифах, ширина эффективных трещин в изученных образцах изменяется от 10 до 25 мкм, она может быть неравномерной по ходу трещины и увеличиваться за счет развития пор расширения. Трещинная проницаемость изменяется от 2.4 до 34 мкм$^2 \cdot 10^{-3}$, плотность трещин – от 39 до 122 1/м.

Проведенные исследования показали хорошую емкостно-фильтрационную характеристику изученных пластов-коллекторов турнейских и фаменских отложений, обусловленную развитием в породах взаимосвязанных пор и каверн, а также трещин, по которым осуществляется фильтрация, что подтверждается положительными результатами испытаний через колонну некоторых из перечисленных выше скважин. В скв. 428 опробованием интервала 1603.0–1611.0 м (нижнефаменские отложения) при снижении уровня до 885 м установлен приток нефти 4.8 м^3/сутки. В этом интервале породы представлены доломитами разнозернистыми, пористо-кавернозными, метасоматически-

ми по известнякам. В этой же скважине приток нефти дебитом 5.1 м^3/сутки получен из турне в интервале 1399.0–1406.0 м при динамическом уровне 895 м. Из верхнефаменских отложений нефть получена в скв. 417. В интервале 1709.3–1715.3 м приток составил 1.2 м^3/сутки при динамическом уровне 1102 м, из турнейских – в скв. 417 (интервал 1599–1602.5 м, приток 7.2 м^3/сутки при динамическом уровне 618 м) и в скв. 418 (интервал 1595.1–1601 м, приток 5.4 м^3/сутки при динамическом уровне 825 м).

Отмечена закономерная связь промышленных притоков нефти с составом и структурой пород-коллекторов. Особенно характерна она с доломитизацией – в интервалах, давших приток нефти, известняки в различной степени замещены кристаллически-зернистым доломитом, что приводит к существенному увеличению объемов порового пространства и поперечного сечения пор, то есть к увеличению пористости и проницаемости.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В.В. Масленников[1], **Г.А. Третьяков**[2], **С.П. Масленникова**[1]

[1]*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail – mas@mineralogy.ru*
[2]*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – genatret@uiggm.nsc.ru*

В обобщенной модели роста древних «курильщиков» выделено четыре этапа, которые по аналогии с современными гомологами условно обозначены по цветам гидротермальных дымов [3]: 1) начальный этап «белого курильщика» – формирование ангидритовой, баритовой, опаловой или сажистой сульфидной трубки, в состав которых могли входить пирротиновые частички «дымов» и гелевидные гидросульфиды, а также начало замещения пирротина тонкодисперсным пиритом или сфалеритом; 2) основной этап «черного курильщика» – центростремительный рост друзового халькопирита и изокубанита, замещение внутренней части оболочки субгедральным марказитом и эвгедральным пиритом, сфалеритом или халькопиритом, а также заполнение пор кристаллами халькопирита, сфалерита, марказита, блеклых руд или галенита; 3) регрессивный этап «серого курильщика» – обрастание внутренней стенки халькопиритовой зоны сфалеритом с вкрапленностью теннантита, почковидными агрегатами марказита, карбонатом и друзовым галенитом; 4) конечный этап «белого курильщика», или бесцветного диффузера – заполнение осевого канала баритом или кварцем. На стадии латерального диффузного поступления флюидов могли формироваться пористые агрегаты дисульфидов железа, образующие горизонтальную слоистость, перпендикулярную направлению канала трубы диффузера.

Термодинамические расчеты показывают, что история формирования зональности «зрелых» труб отражает полный цикл от нагревания до температур выше 270°С и до полного остывания до температур океанической воды. В случае срастания труб в единую колонну они могли испытывать повторное нагревание и взаимодействие с гидротермальными флюидами с соответствующим превращением колломорфного пирита в зернистые агрегаты субгедральных кристаллов (Валенторское, Александринское на Урале, Артемьевское на Рудном Алтае, Мицуки в Хокуроко). Вероятно, по этой же причине в сульфидных трубах древних колчеданных месторождений отсутствуют признаки гальмиролиза колломорфного пирита – замещение его гидроокислами и окислами железа, характерными для труб современных «черных курильщиков».

Гидротермальные корки и плиты, не содержащие халькопирит, по-видимому, имели более низкотемпературную, иногда циклическую историю донного формирования. Верх каждого циклита сложен гидротермально-осадочным ламинарным колломорфным пиритом, низ – каркасными агрегатами диагенетического фрамбоидального пирита. Пористые участки заполнены друзовыми агрегатами сфалерита, марказита и кварца.

Модель литогенеза гидротермально-биогенных отложений представляется следующим способом: в донных условиях пригидротермальные организмы обрастали колломорфным пиритом, разлагались, а полости инкрустировались друзовыми агрегатами сфалерита и марказита, кварца и барита.

В целом гидротермальный литогенез [1] при колчеданообразовании выступает не только как преобразующий процесс литификации руд, но и одновременно как рудоформирующий процесс, поскольку происходит придонная и донная разгрузка гидротерм, сопровождающаяся инкрустациями, крустификациями и замещениями сульфидов. В этом принципиальное отличие сингенетичного гидротермального литогенеза от метаморфизма, который является эпигенетическим процессом, приводящим к всеобщей перекристаллизации руд.

Одновременно с процессами гидротермального литогенеза, происходит субмаринный гипергенез (пригидротермальный гальмиролиз) сульфидных построек, сопровождающийся растворением (окислением) сульфидов в морской воде, разрушением труб и холмов и переносом рудокластического материала на фланги гидротермальных полей.

Гальмиролиз сначала приводит к растворению сульфидов. В условиях закрытой системы диагенеза в иловых водах из продуктов растворения формируются сульфидные диагениты. Проведенные расчеты по программе «Selector» методом минимизации энергии Гиббса не противоречат предложенной ранее концепции кислотно-основных взаимодействий компонентов в сульфидных осадках [2]. В зависимости от исходного состава рудокластов и примесных осадков возможно несколько вариантов минералообразования. Например, согласно расчетам, при взаимодействии морской воды с халькопирит-сфалеритовыми смеся-

ми, халькопирит и сфалерит растворяются с формированием борнита и пирита. В другом случае, в присутствии пирита халькопирит и, в меньшей степени, сфалерит оказываются более устойчивыми минералами. В природе это, очевидно, выражается в замещении пирита халькопиритом и сфалеритом, а сфалерита – халькопиритом в сульфидных песчаниках, ассоциирующих с яшмами. При добавлении в эту же систему органического вещества ряд растворимости сульфидов меняется на обратный, что согласуется с признаками выщелачивания халькопирита и диагенетического роста сегрегаций и конкреций пирита в сульфидных песчаниках, ассоциирующих с углеродистыми пелитолитами.

При изучении неметаморфизованных месторождений (Яман-Касы, Сафьяновское) выяснилось, что на стадии катагенеза рудокластитов – завершающей стадии литогенеза – образуются прожилки, продолжаются процессы раскристаллизации сульфидов и оксидов железа, происходит растворение сульфидов с замещением их кварцем, гидрослюдами и хлоритами.

Авторы благодарят к.г.-м.н. Н.П. Сафину за плодотворное сотрудничество. Работы выполнялись по проекту РФФИ 08-05-00731-а, IGCP-502, ОНЗ-2.

Литература

1. *Курносов В.Б., Гептнер А.Р., Петрова В.В.* Гидротермальный литогенез // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 272–306.
2. *Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. 384 с.
3. *Масленникова С.П., Масленников В.В.* Сульфидные трубы палеозойских черных курильщиков (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

ВАРИАЦИИ ВЕЛИЧИНЫ Cr/Th В ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА, УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.В. Маслов*

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – maslov@igg.uran.ru

Соотношения немобильных и нефракционирующихся в осадочных процессах элементов-примесей в тонкозернистых обломочных поро-

* Приведенные в настоящем сообщении результаты получены совместно с А.Д. Ножкиным, О.М. Туркиной, Е.Ф. Летниковой и Н.В. Дмитриевой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), В.Н. Подковыровым (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), Ю.Л. Ронкиным, М.Т. Крупениным и О.П. Лепихиной (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), а также Э.З. Гареевым (Президиум УНЦ РАН, г. Уфа) и только правила публикации материалов совещания (не более 2-х тезисов с участием одного автора) не позволили указать их имена в списке авторов.

дах (ТОП) (глинах, аргиллитах, глинисты сланцах и их метаморфизованных аналогах – метапелитах) являются достаточно хорошей аппроксимацией их соотношений в верхней континентальной коре (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Ронов и др., 1990; Dia et al., 1990; Condie, 1993, 1997). Анализ присущих ТОП содержаний и соотношений некоторых малых элементов позволяет выполнить оценку степени зрелости размывавшейся верхней континентальной коры и наметить основные тенденции ее эволюции во времени. По данным, приведенным в работах (Ножкин, 1983, 2004; Коваленко и др., 1987; Хаин, Божко, 1988; Докембрийская геология..., 1988; Condie, 1993 и др.), основным показателем «созревания» коры является увеличение содержания в ней K_2O. К. Конди (Condie, 1993) считает также, что раннепротерозойская континентальная кора по сравнению с архейской заметно более обогащена Rb, Sr, Ba, Th, Y, Hf, U, Zr, Sc, тогда как содержания Cr, Co, Ni и ряда других элементов в ней были ниже, чем в архейской коре. Анализ геохимических особенностей ТОП позволяет получить важные данные о направленности эволюции состава крупных сегментов континентальной коры, являвшихся источниками тонкой алюмосиликокластики при формировании осадочных последовательностей.

Одними из наилучших объектов для такого рода исследований являются осадочные мегапоследовательности рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Входящие в их состав ТОП, за редким исключением, не претерпели существенных постседиментационных изменений, а суммарная длительность формирования мегапоследовательностей, включающих в каждом из указанных выше регионов несколько крупных седиментационных серий, варьирует от 500–750 до почти 1000 млн лет.

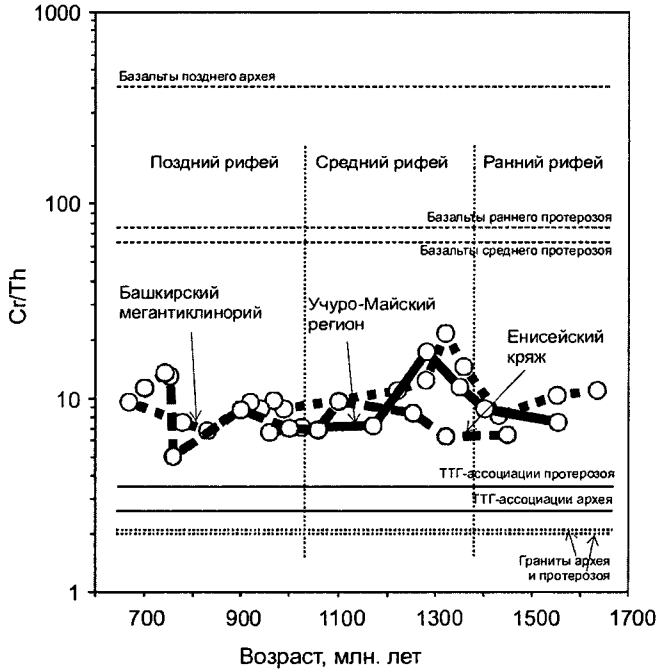
Основой для наших исследований явился банк прецизионных геохимических данных по более 200 образцам ТОП, проанализированных методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН. Указанный банк данных объединяет представительные образцы ТОП из коллекций А.Д. Ножкина, В.Н. Подковырова, Э.З. Гареева, М.Т. Крупенина и А.В. Маслова.

Медианные значения отношения Cr/Th в глинистых сланцах бурзянской и каратауской серий *Южного Урала* достаточно близки (7.5–11) и соответствуют тем, что характерны для весьма зрелой континентальной коры конца палеопротерозоя. Тонкозернистые терригенные породы среднерифейской юрматинской серии имеют более высокие значения Cr/Th (11–22), что позволяет считать их продуктами размыва несколько менее зрелых субстратов. ТОП рифея *Учуро-Майского региона* по величине отношения Cr/Th занимают промежуточное положение между континентальной корой позднего архея и палеопротерозоя, но все же более близки к продуктам размыва последней. При этом минимальные значения указанного параметра характерны для ТОП нижней части учурской серии, а также тоттинской свиты (низы керпыльской серии), неруенской свиты основания лахандинской серии и усть-кирбинской свиты верхов уйской серии. По всей видимости, имен-

но в это время на палеоводосборах, окружавших существовавший в пределах современного Учуро-Майского региона бассейн осадконакопления, доминировала достаточно зрелая континентальная кора. Данный вывод подтверждается и весьма высокими медианными содержаниями тория в тонкозернистых терригенных породах перечисленных выше уровней гипостратотипа рифея. Вместе с тем, в аргиллитах талынской свиты выявлена положительная (относительно PAAS) Eu аномалия, а спектры РЗЭ сходны с теми, что типичны для примитивных в геохимическом отношении архейских аргиллитов. Учитывая данные о Nd модельных возрастах тонкозернистых терригенных пород этого уровня, можно предполагать, что в начале среднего рифея размыв затрагивал достаточно глубокие горизонты континентальной коры (Подковыров и др., 2002). ТОП малгинского уровня характеризуются заметным дефицитом ЛРЗЭ, что, как правило, присуще для продуктов размыва пород основного состава. ТОП рифея *Енисейского кряжа* характеризуются достаточно низкими значениями отношения Cr/Th, варьирующими от 5.1 (оленьинская свита) до 13.6 (карьерная свита). По величине этого параметра они сходны с продуктами размыва зрелых позднепалеопротерозойских субстратов.

Динамика изменения степени зрелости, т.е. соотношения основных и кислых породных ассоциаций в составе континентальной коры, размывавшейся в течение более 1 млрд лет по периферии типовых регионов развития осадочных мегапоследовательностей рифея, может быть проанализирована по изменению в тонкозернистых терригенных породах различного возраста значений отношения Cr/Th. Впервые этот прием был использован в работе (Condie, Wronkiewicz, 1990) для реконструкции соотношения примитивных и зрелых источников (сегментов коры) при исследовании основных черт формирования архейско-раннепротерозойских метаосадочных последовательностей Каапвааль-ского кратона. При этом было показано, что на протяжении 1600 млн лет формирование метаосадочных образований надсерий Свазиленд, Понгола, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль контролировалось изменениями в соотношении в источниках сноса примитивных/основных и зрелых/кислых пород.

На рисунке показаны вариации Cr/Th в ТОП рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Из анализа кривых вполне очевиден вывод о том, что минимальные значения Cr/Th, указывающие на преобладание или существенную роль в источниках сноса кислых пород, характерны для глинистых сланцев и метапелитов рифея Енисейского кряжа. На этом фоне весьма отчетливо проявленный рост значений Cr/Th в тонкозернистых обломочных породах чингасанской серии, который может быть интерпретирован как отражение масштабной деструкции континентальной коры в период формирования в позднем рифее рифтогенных прогибов второй генерации (~ 725–700 млн лет), связанной с процессом распада Родинии (Ножкин и др., 2008). Деструкция коры и поступление в осадки фемического матери-



Вариации медианных велеичин Cr/Th в ТОП рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа. Значения Cr/Th в гранитах и ТТГ-ассоциациях архея и протерозоя, а также базальтах позднего архея, раннего и среднего протерозоя (пунктирные горизонтальные линии) показаны по данным (Condie, 1993).

ала подтверждается и высокими содержаниями Cr, а также повышенными значениями Cr/Th в метапелитах горевской и сухохребтинской свит широкинской серии (данная серия коррелируется с чингасанской серией). На уровне первой из них проявился трахиандезит-базальтовый, а на уровне второй – трахибазльт-трахитовый рифтогенный вулканизм (Ножкин, 1997). Формирование более ранних рифтогенных прогибов (750–730 млн лет) с бимодальным риолит-базальтовым магматизмом также характеризовалось повышенными содержаниями Cr и значениями отношения Cr/Th в ТОП по сравнению с тунгусикской и сухопитской сериями. Так, в глинистых сланцах водораздельнинской свиты верхневороговской серии среднее содержание Cr составляет ~ 190 г/т, а отношение Cr/Th достигает 12. Вариации значений Cr/Th в глинистых сланцах и аргиллитах нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория и Учуро-Майского региона почти симбатны, что указывает на субглобальный масштаб процессов рифтогенеза, приуроченных в стратотипической местности к началу юрматиния (т.н. «машакское рифтогенное событие» (Ронкин и др., 2005, Маслов и др., 2006а).

Таким образом, приведенные геохимические данные для ТОП осадочных мегапоследовательностей рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа позволили получить важную информацию о степени зрелости размывавшейся верхней континентальной коры и направленности эволюции состава крупных ее сегментов, являвшихся источниками тонкой алюмосиликокластики.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО и СО РАН (проект ИП СО РАН 6.6 «Докембрийские осадочные последовательности Урала и Сибири: типы и характер источников сноса, долговременные вариации состава коры, проблема рециклинга»).

ОБ ЭВОЛЮЦИИ НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРОВ, КОНТРОЛИРОВАВШИХ ПРОЦЕССЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

А.В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – maslov@igg.uran.ru

Седиментационные модели основаны преимущественно на данных изучения фанерозойских осадочных ассоциаций и наблюдениях за современными процессами осадконакопления. Использование их для реконструкции процессов осадконакопления и осадочных бассейнов при исследовании докембрийских последовательностей имеет ряд существенных ограничений. Наиболее проблематичны базирующиеся на них выводы по условиям накопления архейских и палеопротерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных ассоциаций, так как характер взаимодействия в системе океан-атмосфера, уровень влиянии биосферы на формирование осадочных образований и тектонические процессы того времени могли существенно отличаться от фанерозойских.

В то же время, докембрийские и более молодые осадочные бассейны имеют, как полагают многие исследователи, значительное число черт сходства, хотя между ними существуют и существенные различия. Среди последних обычно указываются (Eriksson et al., 2004; The Precambrian..., 2004): 1) редкость обнаружения в раннедокембрийских (> 1.8 млрд лет) разрезах эоловых отложений; и 2) малочисленность хорошо задокументированных отложений прибрежных зон. Имеет ли это место в действительности или же связано с рядом специфических особенностей палеореконструкций и отсутствием индикаторных остатков фауны сказать пока невозможно. Считается также, что в докембрии для мелководно-морских обстановок были присущи более однообразные системы циркуляции. Еще одно возможное отличие докембрийских бассейнов осадконакопления – более широкие и более пологие шельфы. Последнее обстоятельство могло в немалой

степени способствовать формированию в прибрежных обстановках относительно плохо выраженных приливных каналов и русел и появлению на приливно-отливных равнинах покровных песчаных тел, сопоставимых по ряду особенностей морфологии с флювиальными или прибрежными песчаными покровами. Преобладающим типом докембрийских водоемов были, по всей видимости, мелководно-морские бассейны, эволюция которых контролировалась, также как и в случае с бассейнами более молодых эпох, сложным взаимодействием тектонических, магматических и эвстатических процессов и палеоклимата.

Можно указать и ряд других отличий докембрийских обстановок от более молодых. Это, во-первых, преобладание среди разрезов кластических докембрийских последовательностей отложений разветвленных речных систем и таких же дельт. Дельтовые комплексы докембрия, особенно раннего, кроме, того, характеризовались большими мощностями, вследствие более активной тектоники. В-вторых, в отсутствие наземной растительности докембрийские аллювиальные системы были почти всегда многорукавными и слабоизвилистыми. В-третьих, кварцевые песчаники в разрезах докембрия, особенно раннего, считаются большинством авторов отражением заметно иных (более агрессивных чем ныне) процессов выветривания или же представляют продукты многократного рециклинга. Имеющиеся же в литературе данные о том, что докембрийские силикокластические и хемогенные осадки накапливались со скоростями сопоставимыми со скоростями формирования их современных эквивалентов позволяют предполагать существенное сходство экзогенных процессов на поверхности нашей планеты на протяжении почти всей ее геологической истории (Altermann, Nelson, 1998).

Проанализируем кратко ряд факторов, в той или иной мере контролировавших процессы осадконакопления в докембрии.

Докембрийская атмосфера. Хорошо известно, что при примерно таком же как в настоящее время составе атмосферы и относительно низкой светимости Солнца в период до 2.0 млрд лет на поверхности нашей планеты вода в жидкой форме существовать не могла (Kasting, 1987). В то же время присутствие в разрезах докембрия осадочных пород с возрастом более 3.8 млрд лет указывает, как будто бы, на весьма раннее появление существование водных бассейнов. Из сказанного очевиден вывод о том, что ранняя атмосфера Земли содержала существенно больше парниковых газов. К примеру, уровень CO_2 в несколько десятых бара может воспрепятствовать замерзанию поверхности Земли. Однако результаты изучения палеопочв с возрастом ~ 3.5 млрд лет указывают, что концентрации CO_2 в атмосфере в то время были, возможно, в 5 раз меньше, чем требуется для возникновения парникового эффекта (Rye et al., 1995). По всей видимости, в атмосфере присутствовали и другие парниковые газы (CH_4?). С другой стороны, имеющиеся в настоящее время данные о высокой интенсивности процессов химического выветривания в архее указывают на преобладание в атмосфере архея углекислого газа. Об этом же свидетельствуют мно-

гочисленные находки в разрезах докембрия кварцевых песчаников, значительная часть которых рассматривается как петрогенные (first cycle). Формирование их было обусловлено, по всей видимости, процессами глубокого выветривания в обстановках, сходных с современными тропическими. Основными источниками петрогенных кварцевых псаммитов в раннем докембрии являлись ассоциировавшие с зеленокаменными поясами гранитоиды (Donaldson, de Kemp, 1998). Появлению их в немалой степени способствовала богатая углекислотой атмосфера, значительное количество вулканических эманаций и отсутствие наземной растительности. В зарубежной геологической литературе описаны случаи формирования петрогенных кварцевых песчаников даже в условиях высокогорного рельефа в аллювиальных обстановках. Предполагается, что примерно 3.8 млрд лет назад атмосфера состояла преимущественно из CO_2, N_2, и возможно CH_4, с некоторым количеством CO, H_2, H_2O, и ряда других компонентов (Kasting, 1993; Des Marais, 1994). Уменьшение содержания CO_2 в атмосфере, по-видимому, связано с изменениями в карбонатном цикле и связыванием углекислого газа карбонатными отложениями, а также вовлечением его в процессы фотосинтеза параллельно с увеличением объемов фоссилизируемого органического вещества (Condie, 1997). Первые крупные карбонатные платформы известны уже в разрезах Каапваальского кратона и кратона Пилбара, сформированных в интервале 2.68–2.5 млрд лет назад (Barton et al., 1994; Altermann, Nelson, 1998 и др.). Весьма возможно, что достаточно быстрый вывод значительной массы CO_2 из атмосферы мог в немалой степени способствовать заметному ее остыванию, вызвав тем самым первые оледенения палео- и неопротерозоя (Eriksson et al., 2004). Переход от бескислородной атмосферы и океанов к окислительной стадии с небольшим количеством O_2 в атмосфере и поверхностном слое океанической воды произошел, по-видимому, в палеопротерозое (~ 2.3 млрд лет назад; появление красноцветов, увеличение количества эвапоритовых сульфатов, исчезновение обломочных уранинита и пирита) (Condie, 1997). После примерно 2.0 млрд лет назад фиксируется уже заметное поступление кислорода в атмосферу. С этого рубежа в разрезах докембрия практически исчезают формации железистых кварцитов. Предполагается, что примерно в это же время происходит появление эвкариотных микроорганизмов; однако, ряд исследователей считает, что охарактеризованная выше эволюция атмосферы могла начаться ранее 2.2 млрд лет назад. Имевшее место несколько позже образование озонового слоя способствовало быстрой диверсификации и широкому распространению микроорганизмов в мезопротерозойских последовательностях. Примерно 540 млн лет назад уровень O_2 в атмосфере достиг ~ 10 % от современного (PAL).

Докембрийская гидросфера. Среди палеоклиматологов преобладает мнение, что океаны образовались на ранней стадии развития Земли за счет конденсации воды из атмосферы. Возможно, рост оке-

анов происходил параллельно с ростом атмосферы. Считается, что существенная часть воды в океанах могла образоваться уже на поздних стадиях аккреции. Если это действительно имело место, то уже ~ 4.0 млрд лет назад на поверхности планеты присутствовало до 90 % современного объема воды (Condie, 1997). Обычно предполагается, что состав морской воды не претерпел существенных изменений с докембрия до настоящего времени, однако присутствие в некоторых архейских морских карбонатных последовательностях гигантских преципитатов арагонита и пластов Mg-кальцита мощностью до нескольких м и протяженностью во многие км указывает на заметную специфику воды раннедокембрийских бассейнов (Grotzinger, Kasting, 1993). Для палеопротерозоя преципитаты менее характерны, хотя и встречаются среди отложений приливных равнин; для более молодых отложений подобные образования практически не типичны, что, по-видимому, свидетельствует о постепенном изменении состава вод океанов. Отсутствие среди эвапоритовых образований с возрастом более 1.7 млрд лет гипса может указывать на низкие концентрации сульфатов в морской воде, хотя с данной гипотезой согласны не все (Eriksson et al., 2004).

Докембрийские климаты. Палеоклиматические индикаторы и модели эволюции атмосферы позволяют рассчитать средние температуры поверхности Земли. Предполагается, что парниковый эффект ранней атмосферы мог обусловить существенно более высокие температуры поверхности, чем это характерно для настоящего времени. Однако присутствие в разрезах раннего архея эвапоритовых отложений и строматолитовых карбонатов указывает в целом на теплый климат того периода, а аллювиальные песчаники и конгломераты предполагают значительный уровень осадков (Mueller, Corcoran, 1998). Преобладание мелководно-морских карбонатов и присутствие латеритных палеопочв в отложениях палеопротерозоя также указывает на преимущественно теплый и влажный климат. В то же время низкие содержания Ca, Na, и Sr в архейских глинистых сланцах могут рассматриваться как отражение достаточно высоких температур. Примерно после рубежа 2.3 млрд лет наблюдается увеличение роли эвапоритов и красноцветов, что позволяет предполагать усиление тенденции к аридизации климата. Неопротерозой – время чередования эпох холодного климата (широко распространенные гляциальные отложения) и эпох более теплого и влажного климата (морские карбонаты).

Влияние жизни на седиментацию в докембрии. Анализ особенностей формирования архейских строматолитовых последовательностей показывает, что скорости роста мелководных и перитайдиальных строматолитов того времени были сопоставимы с теми, что мы видим сегодня на строматолитовых приливных равнинах (Altermann, Nelson, 1998). В тоже время роль строматолитов как универсальных индикаторов приливных обстановок до сих пор активно обсуждается. В настоящее время строматолиты тяготеют преимущественно к перитай-

диальным зонам, тогда как докембрийские строматолиты существовали в том числе и в глубоких субтайдиальных зонах бассейнов, между уровнем ординарного и штормового волнения. Это тем более удивительно при допущении низкой светимости Солнца в раннем докембрии, а также с учетом предположения о высоких скоростях денудации суши в условиях отсутствия на ней наземной растительности. В последние годы все большая роль в плане влияния на процессы осадконакопления в докембрии на кластические седиментационные системы отводится микробиальным сообществам (Schieber, 1998; The Precambrian ..., 2004 и др.). Значительный привнос с суши обломочного материала как правило препятствует колонизации дна водоемов микробиальными пленками, но возможно, что микробиальные сообщества могли существовать ниже поверхности раздела вода-осадок. Детальное исследование отложений мезопротерозойской надсерии Белт позволили сделать вывод о том, что во время их формирования микробиальные маты колонизировали значительные области в пределах мелководного шельфа, а иногда занимали существенные площади и приливно-отливных зон (Schieber, 1998). Присутствие микробиальных сообществ в пределах супратайдиальные равнин возможно позволяло им «вторгаться» и во влажные почвы на континенте (Altermann, Herbig, 1991). Разрушение высохших строматолитовых и микробиальных матов ветром могло также способствовать заносу микробиальных компонентов в континентальные водоемы. Фрагменты микробиальных матов часто присутствуют в породах в виде интракластов; для них даже предложен специальный термин «microbial sand chips» (Pfluger, Gresse, 1996). Такие сильно деформированные пластинки растрескавшихся при осушении матов со следами капель дождя известны из континентальных отложений надгруппы Вентерсдорп с возрастом 2.7 млрд лет (Van der Westhuizen et al., 1989). В то же время, присутствие микробиальных матов на почвах (или в почвах?) не могло в существенной степени минимизировать влияние высоких скоростей эрозии. Строматолиты в подобных условиях также не могли иметь широкого распространения, так как они в основном широко распространены в стабильных бассейнах седиментации, последние же появились только в конце позднего архея (Altermann, Nelson, 1998).

Таким образом, в целом закономерности эволюции гидро- и атмосферы на докембрийском этапе все еще в значительной мере дискуссионны (The Precambrian ..., 2004). Это наглядно видно из того, что одна и та же относительно небольшая совокупность геологических, палеонтологических и биогеохимических данных интерпретируется в настоящее время в рамках ряда взаимоисключающих моделей.

Согласно одной из них, получившей по первым буквам фамилий ее авторов (Cloud, Walker, Holland, Kasting) название «C-W-H-K»-модель, зарождение жизни имело место 3.0 или 2.8 млрд лет назад в условиях восстановительной атмосферы и содержании CO_2 порядка 300 PAL. Вплоть до рубежа 2.2 млрд лет биогенный метан и углекис-

лый газ препятствовали попаданию на поверхность планеты лучей «тусклого молодого Солнца». Около 2.0 млрд лет назад произошло стремительное увеличение содержания O_2 в атмосфере, приведшее в том числе и к появлению эукариот. В рамках этой модели предполагается, что ниже фотической зоны в океанах вплоть до 600 млн лет назад существовали аноксические условия. Содержание в океанах SO_4^{2-} до ~ 2.2 млрд лет назад было весьма низким. В дальнейшем (вплоть до ~ 800 млн лет назад), шло постепенное увеличение концентрации SO_4^{2-}, после чего имел место скачкообразный рост содержаний SO_4^{2-} почти до современных значений. Высокое содержание парниковых газов в ранней атмосфере, согласно рассматриваемой модели, вместе с более высоким тепловым потоком и кислыми поверхностными водами способствовало существенно более агрессивному, чем в последующем, преобразованию пород на дневной поверхности. Однако этому в условиях отсутствия наземной растительности могли препятствовать высокие скорости эрозии, короткие пути миграции кластики и низкая устойчивость продуктов выветривания к размыву.

Модель «D-O» (авторы – Dimroth и Ohmoto) постулирует появление процессов фотосинтеза и, возможно, цианобактерий уже примерно 4 млрд лет назад (хотя реально первые цианобактерии фиксируются только в породах неоархея). Вслед за этим последовал рост концентрации кислорода до ~ 1 PAL. Базовыми положениями модели «D-O» являются также представления о низких содержанияхСH_4, CO_2, Fe^{2+} и H_2S в хорошо аэрированных океанах с практически постоянной величиной SO_4^{2-} после 4 млрд лет.

Приведенные выше данные показывают, что за последние 10–15 лет представления исследователей об основных параметрах экзосферы Земли, контролировавших процессы седиментации в докембрии, стали существенно иными, чем ранее, однако дискуссионных вопросов все еще много. Решение их в значительной мере возможно только с привлечением всего современного инструментария фундаментальной науки.

КАРБОНАТНЫЕ КАРКАСНЫЕ ПОСТРОЙКИ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ОСТРОВЕ СЕВЕРНЫЙ, АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ

В.П. Матвеев

Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), г. Санкт-Петербург, e-mail – wmatveev@mail.ru

Карбонатные постройки органогенного происхождения были изучены автором в процессе геолого-съемочных работ на острове Северный архипелага Новая Земля. По геологическому строению террито-

рия представляет собой авлакогеосинклинальную структуру, развивающуюся на протяжении всего палеозоя. Особенности геологического строения фиксируются выделением структурно-фациальных зон (СФЗ) и их элементов – подзон, отражающих изменение фаций по площади. Каркасные постройки явились индикаторами как местных палеоусловий, так и палеоморфоструктур.

Постройки зафиксированы в Баренцевской СФЗ, протягивающейся с юга на север вдоль одноименного современного побережья Острова Северный до его середины (Митюшихинская подзона) и далее в переходе Глазовской подзоны Баренцевской СФЗ к Русскогаванской подзоне Северной СФЗ. На восточном побережье острова в Спороволокской подзоне Северной СФЗ в карбоне они уже не отмечаются, но есть в силуре–нижнем девоне.

Органогенные постройки позднего карбона в Митюшихинской и Русскогаванской подзонах расположены на карбонатной платформе. Это мшанковые относительно протяженные биогермы и биостромы, образованные филлоидными водорослями и палеоаплезинами [3].

Каменноугольные отложения в Глазовской подзоне как своеобразный тип карбонатных отложений описаны Б.В. Милорадовичем [2], а как Горбовский рифовый массив выделены Е.П. Карноушенко. Описание ограничено списком фауны в точках сбора, указаны возрастные границы геологического тела.

По нашим наблюдениям, Горбовский рифовый массив, состоящий из островов Берха и Личутина и прослеживающийся на Острове Северный, сложен известняками зернистыми органогенно-обломочными и микросгустковыми с многочисленными инкрустациями. Фенестры обычно выполнены кальцитом, но часто заполнены и антраксалитом. На отдельных участках развиты обвальные конгломерато-брекчии, биокалькарениты, калькарениты, часто сопряженные с каркасными водорослевыми и кораллово-водорослевыми известняками. Нижняя граница, наблюдаемая на острове Личутина, резкая – по апикальным известняковым конгломерато-брекчиям.

Наиболее полный разрез представлен на острове Берха. Толща весьма сложно стратифицируется, однако, от центра острова к побережью, по направлению от ядра массива к окружающим его отложениям, наблюдается литологическая смена пород, сопровождаемая появлением органических остатков более молодого возраста. В соответствии с методикой исследования органогенных построек [1] последовательность отложений можно представить как последовательность литофаций, слагающих «рифовое плато», его «контрфорс» и оконтуривающие рифоид образования (пачка III). Возраст отложений в интервале позднее визе – ранний башкир определен по разнообразным и многочисленным органическим остаткам: гониатитам, брахиоподам, кораллам, фораминиферам и водорослям. Литологические и микрофаунистические определения выполнены Т.И. Степановой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Известняки «рифового плато» представлены – известняками темно-серыми до черных с реликтами органогенной структуры и инкрустациями. Отмечаются линзы конгломерато-брекчий, реже встречаются известняки серые органогенно-обломочные, крупноплитчатые с криноидно-водорослевым детритом с редкими гониатитами и фораминиферами тульского времени. Выше по разрезу увеличивается объем известняков водорослево-криноидных. Каркас слагают водоросли *Calcifolium okense* Schw. et Bir. в алексинско-михайловское время и *Calcifolium okense* и *Fasciella kizilia* R.Ivan. в веневское.

«Пачка контрфорса» определяется появлением известняков более светлых микросгустковых с комплексом фораминифер позднего визе-серпухова. Её характерной чертой является наличие биогермов и биостромов коралловых известняков, размером в первые метры, вмещающий комплекс представлен известняками микросгустковыми. В каналах, заполненных гравититами, отмечены гониатиты раннего серпухова. Каркасы водорослевых известняков слагают *Fasciella kizilia* R.Ivan.

«Пачка III» от подстилающих отложений отличается наличием слоистости. В ее нижней части сохраняются биостромы и биогермы, но чаще криноидно-мшанкового состава. Каркасные известняки слагают водоросли *Frustulata asiatica* Salt., отмечаются разности с *Claracrusta catenoides* Homman, *Praedonezella cespeformis* Kulik. По фауне возраст вмещающих отложений – поздний серпухов, но известен и комплекс фораминифер, типичный для вознесенского времени раннего башкира. Кровля толщи отличается незначительной доломитизацией, наличием карбонатных интракластов. В основании «пинаклей» – отпрепарированных карбонатных башен, определены раннебашкирские фораминиферы краснополянского времени.

Формирование рифоида закончилось в вознесенское время, с которого начинают уже доминировать глинистые осадки, подавляющие карбонатное осадконакопление, и остаются лишь карбонатные пинакли на отдельных участках. По-видимому, граница образования каркасных построек сдвигается к северу. Так, уже в Русскогаванской подзоне Северной СФЗ в ксенинской толще башкирского века присутствуют сходные фациальные образования (район горы Видная). В мористых фациях толщу слагают известняковые турбидиты и градационно-слоистые олистостромы, которые к северу замещаются известняками органогенно-обломочными и водорослевыми чаще массивными, кавернозными, слагающими рифоид – гору Видная. Одновозрастность отложений (в объеме башкирского века) установлена по органическим остаткам.

Литература

1. Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 2 / Отв. ред. Н.М. Задорожная, В.В. Лавров. Л.: Недра, 1982. 328 с.

2. *Милорадович Б.В.* Каменноугольные отложения // Острова Советской Арктики. Геология СССР. Т. XXVI. М.-Л.: Госгеолиздат, 1947. С. 202–214.
3. *Чувашов Б.И., Матвеев В.П.* Органогенные постройки позднего карбона-асселя на восточной окраине карбонатной платформы Северного Острова Новой Земли // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 13–17.

ЛИТОГЕНЕЗ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ЗАПАДНО-СИБИРСКОМ МЕГАБАССЕЙНЕ

В.М. Матусевич, А.В. Рыльков, И.Н. Ушатинский

Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, e-mail – A.V.Rylkov@rambler.ru

Западно-Сибирский мегабассейн (ЗСМБ) занимает площадь более 2.5 млн км^2. Мощность осадочного чехла плиты достигает 7–8 км. Чехол выполняется мезозойскими (80 %) и кайнозойскими преимущественно песчано-алевритовыми и глинистыми осадками. Вулканический эксгалятивный материал не имеет существенного значения (геохимический модуль всюду менее критического порога). Преобладают фации, так или иначе связанные с морем, с ведущей ролью сапропелевого ОВ. Песчаники являются коллекторами углеводородов (УВ) и подземных вод, глинистые толщи служат флюидоупорами, покрышками залежей нефти и газа. В гидрогеологическом отношении ЗСМБ подразделяется на три самостоятельных бассейна, из которых с точки зрения нефтегазоносности наиболее важное значение имеет мезозойский бассейн. В глобальном плане ЗСМБ является крупнейшей нефтегазоносной провинцией мира.

Песчаники являются преимущественно полимиктовыми (кварц, полевые шпаты, слюды и др.) породами, лишь на севере региона в триасовых и лейасовых отложениях присутствуют граувакки. Глины по составу и свойствам (смектиты, емкость поглощения, пластичность, теплопроводность и др.) даже на глубинах 4–5 км скорее относятся к категории уплотненных глин, чем к аргиллитам. В оптимальных зонах диффузионная проницаемость глинистых флюидоупоров снижается до 10^{-9} см^2/сек. Вертикальная миграция газов возможна лишь в зонах опесчанивания глин и трещиноватости. Недоучет этого обстоятельства может привести к ошибкам в прогнозных построениях.

Содержание ОВ в песчаниках чаще составляет 0.5–1 %, в глинах 1–3 %, в богатых нефтематеринских глинистых толщах оно достигает 10–15, иногда 20 % и более. Восстановительная обстановка в диагенезе способствовала сохранности исходного ОВ, диагенетические его потери обычно не превышают 25–35 %.

Литогенез осадочного чехла проходил в условиях спокойного залегания пород и отсутствия активной вулканической деятельности. Вместе с тем, геодинамика блоков фундамента постоянно влияла на

условия литогенеза осадков в блоках осадочного чехла (тепловой поток, температура, эманации). В сверхглубокой скв. ТСГ-6, вскрывшей на севере региона полный разрез осадочного чехла, меловые отложения находятся преимущественно на стадиях литогенеза $МК_1$-$МК_{1-2}$ (глубина залегания 620–3782 м, температура 20–90°С, вулканический модуль 9.8–13.4), юрские – на стадиях $МК_2$-$МК_4$ (3782–5610 м, 90–150°С, модуль 12.1–14.5), изучавшиеся триасовые отложения – на стадиях $МК_4$-$АК_1$ (5610–6420 м, 150–190°С, модуль 13.8). Изменение ОВ охватывает стадии углефикации Д-Т. На более глубокое изменение ОВ в низах триаса повлиял трапповый магматизм. Подобным образом локально-высокие температуры (до 160°С) в породах верхней юры Среднего Приобья связаны с молодыми интрузивами в фундаменте плиты. Под воздействием температуры ОВ легче изменяется, чем минеральное, что может привести к ошибкам при оценке регионального уровня литогенеза осадков и прогнозных оценках нефтегазоносности.

Присутствие в глинах неустойчивых в термальных условиях смектита, гидрослюд модификации 1М, септехлоритов не соответствует заключениям о глубоком катагенезе осадков по отражательной способности витринита. Еще более выразительны случаи с вторичным разуплотнением песчаников (вплоть до рыхлых разновидностей) с высокими стадиями изменения ОВ (под воздействием ювенильной и/или катагенной углекислоты).

В баженовской битуминозной кремнисто-глинистой свите (титон-низы берриаса), являющейся одновременно нефтематеринской, коллекторской и флюидоупорной толщей, литогенез осадков происходил в замкнутой гидрофобной системе. Процессы аутигенеза тормозились здесь нефтью и СГПД. Литогенез кремнистого вещества происходил по линии опал – кристобалит – халцедон – кварц, а глинистого по линии смектит – смешаннослойные образования – гидрослюда 1М.

В результате уплотнения и аутигенного минералообразования (карбонаты, глинистые минералы и др.) песчаники теряют основную часть пористости и проницаемости до глубины 4–5 км. Однако при благоприятных условиях их коллекторский потенциал (включая вторичные коллекторы) остается сравнительно высоким (пористость до 18 %, проницаемость до 10 мд) даже в низах разреза. В глинах здесь сохраняются смешаннослойные смектитовые образования. В нефтеносных пластах (из-за тормозящего влияния нефти на электролитические процессы) эти параметры выше, чем в водоносных. Вместе с тем, в зонах ВНК процессы минералообразования активизируются, создаются контрастные ореолы рассеяния микроэлементов и органических компонентов.

Главная фаза нефтеобразования (ГФН) в осадочном чехле центральных районов ЗСМБ находится на стадиях $МК_{1-2}$–$МК_{2-3}$ литогенеза осадков (стадии Д-Ж углефикации ОВ), а главная зона (ГЗН) – на глубинах 2–3.5 км. К ГЗН приурочены интервалы повышенной пористости и проницаемости пород, наиболее активные минераль-

ные преобразования (смектит-гидрослюда, крустификаты кварца, хлорита, растворение карбонатов и др.). С позиций геохимии подземных вод ГЗН выступает как зона максимального накопления микроэлементов и воднорастворенных органических компонентов. При этом отличается дифференциация глубин ГЗН в зависимости от характера геотермозон. Так, в Приуралье она находится на глубинах 1000–1500 м, в Нижневартовском районе – 1500–2000 м и в Сургутском – 2000–2500 м. Ниже этих глубин происходит плавное снижение микрокомпонентов в соответствии с «затухающей» стадией (по Н.Б. Вассоевичу) нефтеобразования. На фоне указанной закономерности в северных районах ЗСМБ на достигнутых бурением глубинах не происходит снижения концентраций микрокомпонентов с глубиной. Это позволяет считать, что зона промышленного нефтенакопления здесь может находиться на значительно больших глубинах (4000–4500 м), чем предполагалось ранее. Глубинная зона газообразования (ГЗГ) может находиться на глубинах 4500–5000 м, а возможно и более.

В настоящее время нефтегазоносность выявлена во всех мезозойских толщах осадочного чехла. Однако промышленные залежи находятся во внутренней зоне ЗСМБ. Здесь выделено 7 региональных и субрегиональных нефтегазоносных комплексов (НГК). Крупнейшие залежи нефти (Самотлорское, Федоровское, Мамонтовское и др.) связаны с неокомско-ачимовским НГК центральных районов ЗСМБ (стадии литогенеза осадков преимущественно $МК_1$-$МК_2$, глубины 2–3.5 км), а газа с апт-альб-сеноманским (покурским) НГК на севере региона (стадии литогенеза $МК_1$-$МК_{1-2}$, глубины 0.8–1.3 км). В последнем случае в силу опесчанивания субрегиональных глинистых толщ возможен подток газа из нижних горизонтов разреза. При слабой проницаемости основных флюидоупоров осадочного чехла выделенные НГК являются как нефтегазопроизводящими (производившими), так и нефтегазосодержащими. В кайнозойских отложениях условия, необходимые для формирования залежей нефти и газа, отсутствуют.

Таким образом, анализ комплекса данных по литогеохимическим и гидрогеохимическим характеристикам в условиях ЗСМБ позволяет достаточно надежно отслеживать глубины максимального нефтегазообразования и нефтегазонакопления и прогнозировать площади с наибольшими перспективами нефтегазоносности. Особо следует подчеркнуть важность региональных и зональных литогеохимических и гидрогеохимических исследований при обосновании поисково-разведочных работ. Такого рода исследования в условиях исключительной разобщенности недропользователей (основных исполнителей геологоразведочных работ) могут сыграть определяющую роль в дальнейших обоснованиях перспектив нефтегазоносности, особенно глубокопогруженных (более 4000–5000 м) горизонтов осадочного чехла.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНА АРХИПЕЛАГОВ СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ И СЕДОВА

Р.Г. Матухин

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – matukhin@rsu.ru

Интерес к изучению девонских отложений северо-земельского региона, позволяющему провести корреляцию разнофациальных разрезов в системе бассейнов севера Центральной Сибири, Северной Европы и островов Российской Арктики, не в последнюю очередь связан с возможностью получения дополнительной информации для оценки перспектив нефтегазоносности обширного участка арктического шельфа России [1, 4].

В соответствии с особенностями строения разрезов, североземельская территория включает западную (о-ва Пионер, Крупской, Фигурный, западная часть о-ва Комсомолец, а также северо-западные районы о-ва Октябрьской Революции) и восточную (северо-восток и север о-ва Октябрьской Революции) структурно-фациальные области. При сохранении основных литологических признаков практически всех выделенных свит, западные разрезы отличаются меньшими мощностями последних. Восточная область в девоне представляла собой прогиб, в пределах которого накопились наиболее мощные и стратиграфически полные осадочные комплексы. Девонский прогиб существовал также в западной структурно-фациальной области на месте о-ва Пионер, однако суммарная интенсивность прогибания здесь была существенно меньше, чем на востоке.

В общей фациальной последовательности девона не обнаружены достоверно аллювиальные образования и следы палеопочв. Широкое распространение в это время имели авандельтовые литофации (большинство пестроцветных терригенных толщ с многочисленными остатками позвоночных, в том числе акул). Фации опресненной супралиторали представлены пестроцветными терригенными, прослоями известняковыми толщами с остатками рыб, остракод, харофитов и растений. Бедные органическими остатками пестроцветные и сероцветные терригенные и карбонатно-глинистые отложения с пластами седиментационных доломитов и сульфатов рассматриваются в качестве литофаций супралиторали с повышенной соленостью вод [2]. Фации мелководной литорали фиксируются сероцветными глинистыми с карбонатными прослоями отложениями с остатками рыб, остракод, водорослей, растений, а также костеносными терригенными и карбонатно-глинистыми образованиями с прослоями железных руд [3]. К нормально-морским шельфовым фациям могут быть отнесены лишь карбонатные отложения с остатками строматопорат, табулят, брахиопод, остракод, трилобитов, криноидей, позвоночных [4].

Девонская история в североземельском регионе отражается крупнейшим трансгрессивно-регрессивным мегациклом осадконакопления [4].

В составе девонского мегацикла выделены три цикла более низкого ранга, примерно соответствующих эпохам. В раннедевонском цикле сильно растянута начальная фаза, благодаря проявлениям частной трансгрессии раннего лохкова и частной позднелохковской регрессии. Максимум повышения уровня моря смещен в середину или даже во вторую половину длительности цикла. По масштабам он уступал раннесилурийской трансгрессии, обусловившей преобладание на всей территории литофаций мелководного открытого шельфа. Раннедевонская трансгрессия привела в основном к распространению фаций закрытого шельфа. Карбонатные литофации играли в это время подчиненную роль при преобладании терригенных пестроцветов.

Для среднедевонского цикла характерно формирование пестроцветных терригенных литофаций в обстановке эпиконтинентального бассейна. Даже на фазе максимума трансгрессии в живетском веке подъем уровня бассейна был недостаточным для установления нормально-морских условий седиментации.

В позднеживетско-позднедевонском цикле, как и в среднедевонском, представлены лишь красноцветные и пестроцветные литофации эпиконтинентального бассейна. Максимум трансгрессии и подъема уровня бассейна приходится на позднефранское время в середине цикла.

По характеру цикличности и вертикальной последовательности смены литофаций выделены осадочные секвенции. Тракты низкого стояния уровня моря в разрезах пестроцветных мелководных отложений представлены плохо. Лучше распознаются интервалы трансгрессивных фаз.

Сравнительный анализ истории девонских бассейнов Северной Земли, Таймыра, севера Сибирской и Русской платформ, Новой Земли, севера Урала позволил констатировать следующее [4].

В раннедевонское время североземельский бассейн располагался на периферии обширной североевропейской области накопления красноцветных терригенных образований. Во время максимума трансгрессии восстанавливались связи с Новоземельским и Таймырским бассейнами, исчезали экологические барьеры и получали распространение нормально-морские литофации.

В средне- и позднедевонское время структурное положение североземельского бассейна практически не изменилось. В условиях устойчивых связей его с эпиконтинентальными бассейнами севера Европы продолжалось формирование преимущественно красноцветных терригенных литофаций.

В палеотектоническом плане североземельский бассейн в девоне находился в пределах Северокарской плиты, занимавшей промежуточное положение между северо-западной и южной группами континентальных блоков.

Согласованность палеогеографических и палеотектонических данных не требует признания значительных перемещений или вращений континентальных блоков при реконструкции их взаимного расположения в девонском периоде, хотя, вероятно, Северокарская плита в этот период располагалась ближе к Свальбардской и дальше от Сибирского кратона.

В целом североземельский регион в девоне входил в состав обширной территории на севере Европы и западе Арктики (в современных очертаниях), где после каледонской орогении накапливались пестроцветные формации Old Red.

В докладе представлены два литолого-фациальных профиля субширотного и диагонального направлений, позволяющие проследить латеральную литофациальную изменчивость девонских отложений в пределах всей североземельской территории.

Незначительность этой изменчивости отражает платформенный тектонический режим и сравнительную удаленность изученных разрезов от областей сноса.

Литература

1. *Матухин Р.Г.* Девон и нижний карбон Сибирской платформы (состав, условия осадконакопления, минерагения). Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.
2. *Матухин Р.Г., Меннер В.Вл.* Целестин в нижнедевонских отложениях о-ва Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля) // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 159–161.
3. *Матухин Р.Г., Меннер В.Вл., Нуварьева Ю.А.* Железорудные образования в девонских отложениях о-ва Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля) // Литология и полезн. ископаемые. 1981. № 5. С. 107–117.
4. *Матухин Р.Г., Меннер В.Вл., Абушин А.Ф. и др.* Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля. Новосибирск: Наука, 1999. 174 с.

БОЛОТНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ЭКОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Р.Г. Матухин

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – matukhin@rsu.ru

Болотные системы являются уникальными природными образованиями, играющими самостоятельную ландшафтообразующую роль. На территории России это в первую очередь север Русской равнины, Западно-Сибирская низменность, Восточно-Сибирская равнина и др. Поистине природным феноменом в этом плане является Западно-Сибирская низменность – самый заболоченный район в мире (около 40 % мировых и 75 % российских торфяных ресурсов). Болотообразующие процессы и, как следствие, достаточно интенсивное торфонакопление (около 10 млн т в год) продолжается здесь и в настоящее время [1, 3].

Болота выполняют в природе целый ряд важнейших экологических функций: накопление и хранение огромных объемов пресной воды, стабилизация уровня грунтовых вод, регулирование климатических условий (прежде всего степени влажности и температурного режима), сдерживание эрозионных процессов. Наконец, озерно-болотные системы служат естественными перевальными пунктами птичьих перелетов на путях сезонной миграции, предоставляя стаям временное укрытие и корм.

Основу классификации торфов составляют три важнейших характеристики: ботанический состав растений-торфообразователей, степень разложения и трофность, то есть способ растительного питания [4].

Детальное изучение состава растительного волокна торфов Западной Сибири, реконструкция условий их образования и анализ вещественной последовательности напластования позволили установить значительное разнообразие строения торфяных залежей. Условия и характер питания последних зависят от геологического строения территории и гидрогеологической обстановки. Именно условия водно-минерального режима определяют характерные черты строения торфяных залежей. Под действием вод различной минерализации и генезиса формируются определенные виды торфа, создающие широкое разнообразие строения и состава их залежей [1].

Районирование торфяных месторождений основано на различии болотообразующих процессов и их интенсивности, составе торфяной массы, строении залежей, а также структурно-геоморфологической дифференциации территории торфяной провинции. Последняя напрямую связана с неравномерностью проявления олигоцен-четвертичных тектонических движений, приведших к различиям в гипсометрии, морфологии и генезисе между отдельными участками.

Западно-Сибирская торфяная провинция располагается на территории четырех природно-климатических зон: лесотундры, тайги, лесостепи и степи. Масштаб и характер торфонакопления не в последнюю очередь обусловлены сложностью рельефа территории [3].

Размещение, вещественный состав и мощность торфяных залежей находятся под контролем общего геолого-гидрогеологического строения Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления [1].

Несмотря на слабую в целом литолого-геохимическую изученность торфяных залежей Западно-Сибирской провинции, можно с полным правом констатировать их высокий минерагенический потенциал. Основными составляющими последнего являются торф, болотные фосфаты, сапропель, гажа [3, 5].

По содержанию фосфора (в пересчете на P_2O_5) в болотных фосфатах выделяются вивианит (15–28 %), торфовивианит (2.5–15 %) и вивианитовый торф (0.5–2.5 %).

Основное назначение болотных фосфатов заключается в использовании их в качестве высокоэффективного комплексного органо-минерального удобрения, по своему воздействию на сельскохозяй-

ственные культуры не уступающего промышленным фосфорным концентратам.

В нижней части торфяных залежей часто залегают прослои сапропеля, представленного известковистыми, органо-известковистыми, глинисто-известковистыми и др. разновидностями. В озерах Западно-Сибирской торфяной провинции широко распространены сапропели торфянистого и смешанно-водорослевого состава. Огромные запасы сапропеля в озерно-болотных системах, состав их органической и минеральной массы позволяют считать его ценным полезным ископаемым сельскохозяйственного назначения.

Практически все виды сапропелей пригодны для применения в качестве органо-минеральных удобрений, способных повышать урожайность ряда сельскохозяйственных культур на 15–35 %. Соседство месторождений сапропелей с низкопродуктивными заболоченными землями позволяет проводить окультуривание последних за счет намыва сапропелей. Хорошие результаты дает использование в Западной Сибири сапропелей в качестве витаминно-минеральной подкормки животных и птиц, а также в качестве лечебных грязей, показавших высокую их бальнеологическую эффективность.

Гажа, представляющая собой порошкообразную массу углекислого кальция, отмечается в тех же торфяных залежах, что и болотные фосфаты.

Торфяные залежи, в которых имеется примесь карбонатного материала, а тем более включения гажи, следует рассматривать как полноценное органо-минеральное сырье, нейтрализующее кислые почвы и способствующее сохранению в них гумуса.

Большое значение имеет торф для охраны окружающей среды. Во многих странах он используется для очистки коммунальных и промышленных стоков от ионов тяжелых и цветных металлов, радиоактивных веществ, нефтепродуктов и других загрязнителей.

Сорбционные свойства торфа особое значение приобретают в районах интенсивной нефтегазодобычи, например в Западной Сибири, где многие реки и озерно-болотные системы содержат вредные вещества в количестве, многократно превышающем предельно-допустимые концентрации [2].

К сожалению, полезный потенциал торфяных залежей в нашей стране используется крайне недостаточно.

Литература

1. Карта торфяных месторождений Западной Сибири. М-б 1:1000000 / Отв. ред. Матухин Р.Г., Данилов В.П. Новосибирск: Новосиб. картогр. фабрика, 2000.
2. *Матухин Р.Г.* Торфяные ресурсы России (геолого-экологический аспект) // Проблемы геоэкологии, геохимии и геофизики. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 2005. С. 91–97.
3. *Матухин Р.Г., Матухина В.Г., Никатина Е.И.* Западная Сибирь – крупнейшая торфяная провинция мира // Разведка и охрана недр. 2003. № 11–12. С. 82–85.

4. *Матухин Р.Г., Матухина В.Г., Михантьева Л.С. и др.* Классификация торфов и торфяных залежей Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 90 с.
5. *Матухина В.Г., Михантьева Л.С.* Фосфаты, карбонаты и сапропели в торфах Западной Сибири (закономерность образования, ресурсы, направление использования) // Геология и геофизика. 2001. № 4. С. 596–604.

О НАХОДКЕ И ЗНАЧЕНИИ ДРЕВНЕГО «ЧЕРНОГО КУРИЛЬЩИКА» КАК ИНДИКАТОРА КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД В ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ДОНБАССА

С.А. Мачулина, С.Б. Шехунова, А.А. Кичка

Институт геологических наук НАН Украины,
г. Киев, e-mails – samgeo@rambler.ru; shekhun@igs-nas.org.ua;
kichka@casre.kiev.ua

Во время полевых исследований, проводившихся в юго-западной части Складчатого Донбасса с целью изучения строения верхнепалеозойского осадочно-эффузивного комплекса, нами в нижнетурнейских карбонатных отложениях Стыльского карьера был найден «черный курильщик» – сульфидное образование гидротермального типа с уникальными натёчными образованиями пирит-марказита. Это первая находка древнего «черного курильщика» в Украине, т.к. до этого были известны только карбонатные «белые курильщики» Черного моря плиоценового возраста. Интерес геологов к древним сульфидным гидротермальным образованиям обусловлен открытием на дне океанов современных «черных курильщиков» и связанных с ними залежей массивных медно-цинковых колчеданных руд [2, 3]. Последние имеют аналоги в древних породных комплексах. В связи с этим исследование современных и древних «черных курильщиков» имеет большое научное и прикладное значение. Оно позволяет глубже изучить процессы гидротермального рудообразования и определить критерии прогнозирования месторождений колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Древние «черные курильщики» и их обломки встречаются нечасто. До недавнего времени считалось, что наиболее древним гидротермальным постройкам – 400 млн лет. Однако в 2007 г. были обнаружены обломки «черного курильщика» со следами протерозойских микрофоссилий в одной из шахт на севере Китая. Девонские «черные курильщики» были найдены на медно-цинково-колчеданных месторождениях Яман-Касы (Южный Урал) и др. [1]. Известны гидротермальные сульфидные постройки миоценового возраста и более молодые.

Стыльский карьер, в котором был найден «черный курильщик», расположен в зоне Волновахского глубинного разлома, по которому Складчатый Донбасс сочленяется с Приазовским блоком Украинского кристаллического массива. Зона сочленения этих геологических структур характеризуется наличием широтного щелевого грабена, для которого

характерны значительные тектонические нарушения и проявления девонского и пермско-триасового магматизма. «Черный курильщик» обнаружен в южной стенке карьера, которая разчленена тремя крупными поперечными разломами на отдельные блоки. В зонах этих разломов наблюдаются наклонно падающие (10–20 и 45–90°) блоки карбонатно-терригенных пород турнейского и визейского возрастов. Здесь же обнажена дайка, сложенная трахиандезитовым порфиритом, вдоль которой карбонатные породы интенсивно переработаны процессами метасоматоза. Взрывными работами было выявлено крупное проявление сульфидной руды в виде жил, заполняющих широкие трещины в доломитах. Сульфидная руда представлена бугровидными мелкозернистыми агрегатами пирита необычного серебристого цвета. В месте находки «черного курильщика» наблюдались линзы (длина – 3 м, толщина – 30–40 см) такого же пирита. Рядом в трещинах пористых доломитов были обнаружены натечные агрегаты пирита в виде «щеток» из коротких (3–4 см) стержнеподобных образований буроватого цвета с зеленой побежалостью. В турнейских доломитизированных известняках северной стенки карьера, были найдены крупные сростки сульфидов в виде полых труб диаметром 20–60 см и длиной – 30–65 см. Они сложены многочисленными коническими «стержнями» диаметром 4–10 мм, на которых видны бугристые образования пирита. В качестве элемента-примеси пирит содержит серебро (0.052–0.079 %) [4]; в значительном количестве присутствует углерод (С.Б. Шехунова).

Найденный «черный курильщик» имеет высоту 20 см. Его нижняя часть немного сплющена, а «днище» деформировано. «Жерло» курильщика в наиболее широкой части имеет диаметр 5–6 см; оно постепенно сужается книзу. Внутри жерловины видны комковатые натеки сульфидного вещества буровато-зеленого цвета. На одной из боковых поверхностей «курильщика» висят многочисленные образования конической формы, напоминающие «сосульки», которые имеют длину от 0.5 до 6 см. Сталактитоподобные «сосульки» состоят из бугристых пористых агрегатов пирита с копьевидными зернами марказита по краям. Противоположная сторона «черного курильщика» несет на себе следы прикрепления к доломитовым породам. Судя по внешней форме (сплюснутый низ, но круглое широкое «жерло»), «курильщик» сформировался в трещиноватой зоне, по которой поднимались высокотемпературные гидротермальные флюиды, содержащие сульфиды металлов. Густонасыщенные флюиды охлаждались в придонных водах раннетурнейского моря, а сульфиды металлов оседали, формируя своеобразную сульфидную постройку с натечными пиритовыми образованиями. Осаждение FeS_2 проходило при участии прокариотных серобактерий, коккоиды и филаменты которых обнаружены при электронно-микроскопических исследованиях в лаборатории ИГН НАН Украины (С.Б. Шехунова).

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы.

Многочисленные обломки сульфидных труб, собранные на различных участках исследуемого карьера и находка «черного курильщика»

в неразрушенном состоянии, позволяют говорить о развитии здесь обширного гидротермального поля с сульфидными постройками, захороненными в метаморфизованных осадках. Гидротермальное поле формировалось в зоне восходящего высокотемпературного флюидного потока в условиях Стыльского горста. Признаками этих процессов являются обширные зоны метасоматически измененных карбонатных пород, крупные гнезда и жилы кальцита, гидротермальные проявления сульфидного и железомарганцевого оруденений, углеродистого метасоматоза, аутигенное минералообразование и др.

Юго-западная часть Складчатого Донбасса – одна из наиболее благоприятных зон для поисков гидротермальных «черных курильщиков» и залежей колчеданно-полиметаллических руд. Здесь выявлен широкий спектр магматических комплексов, сохранились различные типы тектонических структур, а в палеодепрессиях сформировалось специфическое осадконакопление с черносланцевой (эвксинной) и наложенной подводной вулканической седиментацией, которые сопутствуют формированию «черных курильщиков». В целом активные гидротермальные процессы на дне палеозойских морей южной окраины Складчастого Донбасса (части древнего палеорифта) проявлялись за счет активного взаимодействия морской воды и разогретого глубинного магматического очага.

Литература

1. *Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С.* Сульфидная залежь Яман-Касы – древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 511–529.
2. *Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
3. *Короновский Н.В.* Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. № 9. 1999. С. 55–62.
4. *Мачулина С.А., Безуглая М.В.* О находке крупных сталактитоподобных образований пирита в карбонатных породах Стыльского карьера южного Донбасса // Геол. журнал. 2004. № 4. С. 97–99.

ХИМИЧЕСКИЙ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПСАММИТОВ ЗАПАДНОГО СИХОТЕ-АЛИНЯ (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

С.А. Медведева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН,
г. Хабаровск, e-mail – medvedeva@itig.as.khb.ru

Позднемезозойский осадочный комплекс входит в состав Хорско–Бикинской и Приамурской структурно-формационных подзон Западно-Сихотэ-Алиньской зоны. Опробование проводилось в бассейнах рек Уссури и Амур в 2000-2003 гг. (рис. 1). Отбирались песчаники темно-

Рис. 1. Схема расположения разрезов.

серые, серые, иногда с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, реже средне-мелкозернистые и крупно-среднезернистые массивные и неясно-слойчатые.

Содержания оксидов породообразующих элементов определены методом рентгеноспектрального силикатного анализа в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН в г. Магадан (аналитик В.И. Мануилова). Определение концентраций малых элементов проводилось методом спектрального анализа в аргоновой плазме, на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина). Разложение проб выполнено кислотно-микроволновом методом в автоматической системе пробоподготовки Multiwave 3000, чувствительность до 10^{-9} г/л. Рассмотрено 28 анализов оксидов породообразующих элементов и 52 – малых элементов по 6 разрезам профиля Глубокий (Бикин) – Пивань. Они разбиты на два возрастных диапазона: 1 – поздняя юра – валанжин, 2 – апт-сеноман. Петрографическое описание приведено по [1].

В позднеюрско-ранневаланжинском (J_3-K_1v_1) разрезе доминируют алевропелитовые породы над псаммитовыми. Мелкозернистые песча-

ники присутствуют в подчиненном количестве. Незначительное распространение имеют турбидиты. Петрографический тип пород по классификации В.Н.Шутова – аркозы. В составе песчаников содержатся в %: кварц 25–61, полевые шпаты 29–61, обломки пород 7–25. Акцессорные минералы: циркон, апатит.

Аутигенные эпигенетические: кварц, альбит, хлорит-пеннин, ломонтит, карбонат, апатит, сидерит. Цемент 10–25 % пленочно-поровый, хлорито-глинистый.

В валанжинском K_1v разрезе увеличивается доля псаммитовых пород, но в целом алевропелитовые породы преобладают над псаммитовыми. Преобладающий петрографический тип – полевошпатовые граувакки. Окатанность зерен слабая. В составе терригенного материала содержатся в %: кварц 10–29, полевые шпаты 33–60, обломки пород 27–45. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, сфен, гранат, эпидот, анатаз. Аутигенные эпигенетические: кварц, альбит, хлорит, ломонтит, апатит, кальцит.

Цемент 10–20 % пленочно-поровый, по составу хлорито-кварцевый, альбит-кварцевый, пелитовый.

Считается, что до апта в этих зонах был перерыв в осадконакоплении.

Апт-сеноманский (K_1 a-s) разрез содержит меньше алевроаргиллитовых пород, в нем велика роль песчаников и конгломератов. Петрографические типы – аркозы в нижней части разреза, в верхней его части – кремневые граувакки, полевошпатовые граувакки и граувакки.

В аркозах содержится в %: кварца 30–52, полевых шпатов 30–51, обломков пород 11–37. Постоянно присутствуют биотит и мусковит. Акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, эпидот. Аутигенные минералы: пирит, карбонат, хлорит, мелкозернистый цеолит.

Цемент 5–15 % порово-пленочный, хлоритово-глинистый с цеолитом, карбонатом и каолинитом в порах.

В полевошпатовых граувакках известково-глауконитовых содержание в %: кварца 10–36, полевых шпатов 10–43, обломков пород 22–80. Постоянная примесь биотита и мусковита от зерен до 8 %. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, эпидот, магнетит, ильменит. Аутигенные минералы: глауконит, цеолит-анальцим, карбонат от примеси до 35 %, пирит, хлорит, монтмориллонит. Цемент 5–10 % порово-пленочный, крустификационный. Состав цемента: хлорит в пленках, в порах – цеолит, кварц, карбонат, монтмориллонит.

Содержания оксидов в позднеюрско-валанжинских псаммитах составляют (масс. %): SiO_2 – 69.5–79.7 (кроме К-31 с содержанием 54.7), Al_2O_3 – 10.3-15, TiO_2 – 0.16-0.51, MgO – 0.16-1.0, Fe_2O_3 – 0.8–2.9, сумма щелочей 5.7–7.3, в единичной пробе – 4.8.

Вариации оксидов в апт-сеноманских песчаниках следующие (масс. %): SiO_2 – 70.5–80. Al_2O_3 – 10.6–14.8 %, TiO_2 – 0.32–0.72 %, MgO – 0.1–1.7 %, Fe_2O_3 – 1.5–3.3 %, сумма щелочей 4.2–6.

В целом, отмечается тенденция повышения содержаний TiO_2, MgO, Fe_2O_3 и уменьшения суммы K_2O+Na_2O по мере омоложения пород.

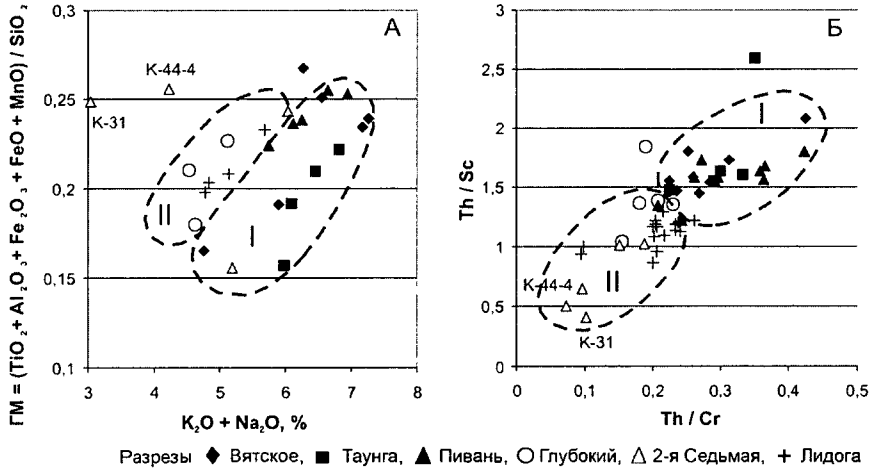


Рис. 2. Положение точек составов псаммитов (А – на модульной диаграмме ГМ–(K_2O+Na_2O), Б – на диаграмме Th/Cr–Th/Sc).
Поля: I – позднеюрско-валанжинских; II – апт-сеноманский псаммитов.

По гидролизатному модулю ГМ = (TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO) / SiO_2 [2] в каждом стратоне возможно выделение классов истинных нормосилитов и истинных миосилитов, которые соответствуют аркозам и грауваккам, выделенным ранее петрографическим методом. Дополнительные модули позволяют отнести изученные песчаники к нормофемичным, нормо- и супералюмокремниевым, нормотитановым, нормощелочным по НКМ, но суперщелочным по ЩМ, гипо- и норможелезистым мио-(ГМ = 0.20–0.27) и нормосилитам (ГМ = 0.15–0.20). Модульная диаграмма ГМ-(K_2O+Na_2O) иллюстрирует разделение разновозрастных песчаников (рис. 2, А).

В содержаниях Sc, Cr и Th также отмечается дисперсия. Содержания малых элементов составляют в г/т: в позднеюрских-валанжинских – Th 5.6–12.6; Cr 25–44; Sc 3.9–8.1; в апт-сеноманских – Th 4.3–9.1; Cr 28.5–43.6; Sc 3.3–6.7, причем в туфопесчаниках (К-44-2, К-44-4) и известковистых песчаниках (К-31) повышенные до 11.3–13 г/т. Соответственно и на диаграмме Th/Cr-Th/Sc отчетливо проявилось обособление песчаников разных возрастов и, в некоторой степени, разных разрезов. Более высокие отношения Th/Cr и Th/S присущи титон – валанжинским, а низкие – апт-сеноманским псаммитам (рис. 2, Б). Самые низкие отношения фиксируются в туфопесчаниках и известковистых песчаниках.

В области размыва преобладали породы кислого состава. В апт-сеноманское время в бассейн седиментации увеличился привнос материала более основного состава.

Литература

1. *Климовская Т.В.* Терригенные петрографические комплексы и палеогеодинамические условия осадконакопления Среднеамурского раннемелового морского бассейна // Закономерности строения и эволюции геосфер. VI Международный междисциплинарный научный симпозиум. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 101–112.
2. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 480 с.

СООТНОШЕНИЕ СУММЫ РЗЭ И КОЛИЧЕСТВА КВАРЦА В ПСАММИТАХ ЗАПАДНОГО СИХОТЕ-АЛИНЯ (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

С.А. Медведева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – medvedeva@itig.as.khb.ru

Приводятся результаты исследований, выполненные автором при комплексном изучении терригенных пород в бассейнах рек Уссури и Амур в 2000–2003 гг. Общая часть, петрография и литохимические данные описаны в работе «Химический и петрографический состав позднемезозойских псаммитов Западного Сихоте-Алиня (Среднее Приамурье)» настоящего сборника, поэтому здесь не фигурируют. Определение концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) проводилось методом спектрального анализа в аргоновой плазме, на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина). Разложение проб выполнено кислотно-микроволновом методом в автоматической системе пробоподготовки Multiwave 3000, чувствительность до 10^{-9} г/л.

Изучено 52 анализа РЗЭ по тем же 6 разрезам профиля Глубокий (Бикин) – Пивань. Они также разделены по возрасту следующим образом: 1 – поздняя юра–валанжин, 2 – апт-сеноман. Средние содержания кварца взяты из [1].

Проанализированы мелкозернистые и крупно-среднезернистые массивные песчаники.

Микроскопическим методом определены петрографические типы – кремневые граувакки, полевошпатовые граувакки и граувакки, реже аркозы [1].

На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона Na_2O–K_2O песчаники тестируются граувакками, иногда аркозами; на диаграмме Ф.Дж. Петтиджона-М.М. Хирона log (SiO_2 /Al_2O_3)–log (Na_2O / K_2O) [2] они находятся в поле граувакк, реже лититов.

Отмечается устойчивое понижение концентраций лантаноидов в апт-сеноманских псаммитах относительно позднеюрско-валанжинских псаммитов абсолютно для всех элементов. Это следует из нижеприведенных данных.

Сумма РЗЭ в позднеюрско-валанжинских породах варьирует от 95 г/т до 176 г/т, в апт-сеноманских – 76–128 г/т. Она неодинакова для разных классов: нормосилитов и миосилитов (по классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, 2000), причем вышеотмеченная тенденция более высоких значений в более древних породах сохраняется. В общем, нормосилиты отличаются от миосилитов более высокими содержаниями SiO_2.

В позднеюрско-валанжинских нормосилитах сумма РЗЭ 95–152 г/т, содержания SiO_2 – 79.7 %; в аркозах этого уровня средние содержания (в %): кварц – 42, полевые шпаты – 44, обломки пород – 14.

В апт-сеноманских нормосилитах сумма РЗЭ составляет 76–103 г/т, содержания SiO_2 – 80.4–78 % соответственно; в аркозах средние содержания (в %): кварц – 36, полевые шпаты – 41, обломки пород – 23.

В позднеюрско-валанжинских миосилитах сумма РЗЭ 128–176 г/т, содержания SiO_2 – 71–76 %; в граувакках этого возраста средние содержания (в %): кварц – 18; полевые шпаты – 47; обломки пород – 35.

В апт-сеноманских миосилитах – 99–123 г/т; содержания SiO_2 – 72–77 %; в граувакках средние содержания (в %): кварц – 27, полевые шпаты – 34, обломки пород – 39.

Показано, что в каждом хронологическом интервале с увеличением количества кварцевых обломков понижается количество РЗЭ. Это связано с тем, что в кварце почти нет РЗЭ [3].

Литература

1. *Климовская Т.В.* Терригенные петрографические комплексы и палеогеодинамические условия осадконакопления Среднеамурского раннемелового морского бассейна // Закономерности строения и эволюции геосфер. VI Международный междисциплинарный научный симпозиум. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 101–112.
2. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
3. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

КЛАСТОГЕННЫЕ РУДЫ НОВОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО УЗЛА 13°31' С.Ш., СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

И.Ю. Мелекесцева[1], В.Н. Иванов[2], В.Е. Бельтенев[2], И.Г. Добрецова[2]

[1]Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, e-mail – melekestseva@ilmeny.ac.ru
[2]Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Санкт-Петербург, e-mail – ocean-party@peterlink.ru

В рейсе № 30 НИС «Профессор Логачев» (ноябрь 2006 г. – июль 2007 г.) Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ)

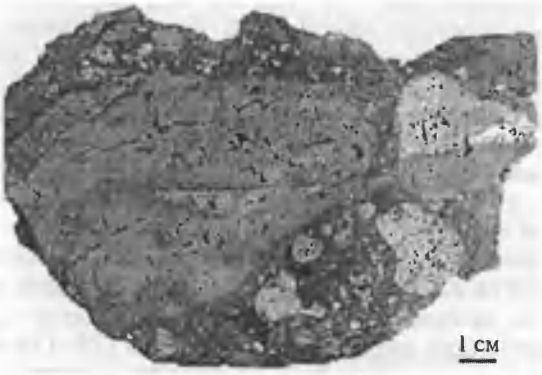


Рис. 1. Пиритовая брекчия Северо-Восточного рудопроявления. Спил образца.

совместно с ФГУНПП «ВНИИОкеанология» (г. Санкт-Петербург) в западном борту рифтовой долины был открыт новый гидротермальный узел, состоящий из 4-х неактивных рудопроявлений: Западного, Северо-Западного, Восточного и Северо-Восточного [3]. Рудопроявления находятся на глубинах от 2400 до 2950 м на горе, вытянутой по широте примерно на 10 км при ширине около 4.5 км. Она имеет сложное геологическое строение: с океанского дна были подняты серпентинизированные перидотиты, габброиды, базальты, метабазальты и плагиограниты. Рудопроявление Западное пространственно связано с серпентинизированными перидотитами, остальные – с базальтами.

На Северо-Восточном рудопроявлении, расположенном на склоне горы на глубинах 2400–2600 м, драгой были подняты глыбы серно-колчеданных обломочных руд размером 60 × 30 × 10 и 30 × 50 × 20 см, представленных брекчиями. Обломки пирита в основном угловатые от щебнистого (от 2 мм до 10 см) до глыбового (10–20 см в поперечнике) размера. Они характеризуются колломорфной, концентрически-зональной, массивной, пористой текстурами и заключены в сульфидно-кварцевом песчано-гравийном цементе с обломками вулканитов (рис. 1). Повсеместно в обломках и цементе развиты многочисленные трещины и пустоты, заполненные щетками барита толщиной до 0.5 см и сложенные агрегатами барита в виде роз и розеток с размером отдельных кристаллов до 1 мм. Кристаллы имеют таблитчатую шестиугольную и, реже, четырехугольную форму и характеризуются секториально-зональным строением. Под бинокуляром местами отмечается халькопирит, который нарастает на пирит и местами ассоциирует с баритом.

Главными минералами в рудах являются пирит, марказит, кварц и барит, второстепенными – халькопирит, гематит, редкими – борнит, сфалерит, пирротин, ковеллин, ярозит.

Пирит представлен несколькими морфологическими разновидностями. Он слагает обломки размером от 1 мм и более, которые состоят из: 1) колломорфных почковидных агрегатов пористого дендритовидного пирита; и 2) кристаллических агрегатов зонального пирита, который обрастает пористым. Структурное травление показывает, что

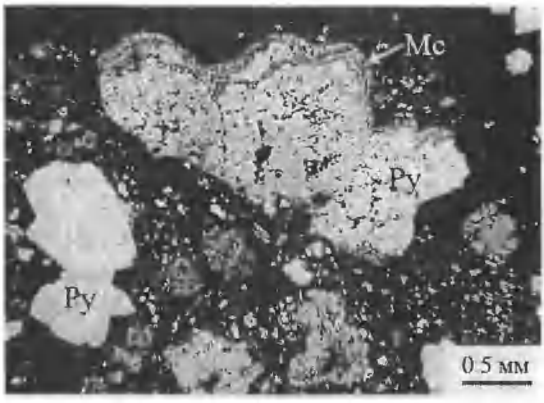


Рис. 2. Обломок колломорфного почковидного марказит-пиритового агрегата со срезанным текстурным рисунком. Мс – марказит, Ру – пирит. Отраженный свет. Образец 284-12.

пирит-1 представлен сростками мелких (около 10 мкм) изометричных кристалликов, тогда как пирит-2 образует кристаллы до 0.5 мм с кубическими, трапециевидными, октаэдрическими сечениями. *Марказит* образует радиально-лучистые агрегаты до 1 мм из копьевидных кристаллов, местами наблюдаются сростки зональных кристаллов марказита с ромбическими сечениями. Пирит и марказит тесно ассоциируют друг с другом, образуя концентрически-зональные агрегаты с чередующимися зонами пирита и марказита, при этом чаще всего марказитовые зоны завершают образование таких срастаний. Колломорфные и концентрически-зональные марказитовые и пиритовые обломки также характеризуются срезанием текстурного рисунка (рис. 2). Многие марказитовые почковидные агрегаты замещены более поздним кварцем.

Халькопирит встречается в цементе в виде рассредоточенных зерен округлой формы 20–30 мкм в поперечнике, местами с кристаллическими очертаниями шестиугольной формы, и ксеноморфных агрегатов. Округлые зерна халькопирита наблюдаются в трещинах и порах марказит-пиритовых обломков. *Борнит* представлен мелкими субизометричными зернами размером от 5 мкм до 0.1 мм, ассоциируя с халькопиритом и часто образуя зональные сростки, в которых борнит находится в центре, а халькопирит его окружает. *Ковеллин* в виде ярко-синих тончайших мощностью несколько мкм каемок развивается по краям халькопирита. *Сфалерит* и *пирротин* встречаются редко в виде мелких (до 10 мкм) субизометричных включений в пиритовых обломках. То, что эти минералы приурочены к трещинам и порам, говорит в пользу их более позднего образования по отношению к пириту.

Кварц формирует сплошную ткань в цементе, а также в виде каемок до 0.1 мм обрастает пиритовые обломки и барит. Изредка в кварцевых каемках наблюдаются халькопирит-борнитовые изометричные сростки. *Барит* в виде удлиненных кристаллов прямоугольной формы размером до 0.4 мм нарастает на марказит-пиритовые обломки и также распространен в цементе. *Гематит* наблюдается в виде тонкораспыленных зерен в каемках кварца вокруг пирита или в виде субизометричных зерен размером 10–20 мкм, нарастающих на сульфиды.

Ярозит развивается в краевых частях обломков почковидных марказитовых и пиритовых агрегатов в виде зон мощностью до 50 мкм, а также встречается и ближе к центральным частям обломков.

Обломочные руды Северо-Восточного рудопроявления по текстурным характеристикам схожи с субфацией коллювиальных брекчий кластогенной фации многих палеозойских колчеданных месторождений Урала [2]. Контакты обломков в брекчиях обособленные, реже точечные, текстурный рисунок обломков срезан, что свидетельствует о перемещенном обломочном происхождении этих руд. Обычно коллювиальные брекчии на колчеданных месторождениях Урала с реликтами сульфидных холмов удалены не более, чем на 200 м от центра холма [1]. Учитывая, что рудопроявление Северо-Восточное располагается на склоне подводной горы на глубинах 2400–2600 м [3], можно предполагать обнаружение серно-колчеданных руд ближе к вершине подводной горы на глубинах 2400–2200 м.

Исследования выполнены в рамках программы Президиума РАН № 17, гранта РФФИ (08-05-00731-а) и гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук (МК-996.2008.5).

Литература

1. *Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
2. *Масленников В.В., Зайков В.В.* Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 2006. 224 с.
3. *Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I. et al.* A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News. 2007. V. 16. P. 9–10.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ РОССЫПНЫЕ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В.А. Мелкий

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail – vamelkiy@mail.ru

Тихоокеанское побережье, восточные острова и островные дуги России обладают крупнейшими из известных ресурсами железа, титана и ванадия в современных и древних морских пляжевых титаномагнетитовых россыпях. Неоднократно возобновляемые региональные процессы наземного и подводного вулканизма в режиме континентальных окраинных вулканических поясов и островных дуг способствовали выводу на поверхность грандиозных масс вулканитов, содержащих вкрапленный ванадийсодержащий титаномагнетит, служащий источником прослоев Fe-Ti-V-содержащих минералов в россыпях. Особое

значение в образовании прибрежно-морских титаномагнетитовых россыпей имели пирокластические породы андезитового, андезитобазальтового и базальтового состава, легко поддающиеся размыву и содержащие рудный минерал различной размерности.

Титаномагнетит, вполне устойчивый в условиях физического выветривания и вдвое более тяжелый, чем породообразующие минералы, накапливается в россыпях, образуя мощные пластовые концентрации шириной в сотни и тысячи метров и протяженностью в десятки километров. Трансгрессивные и регрессивные серии вулканических и вулканогенно-осадочных пород последних 100 млн лет (верхний мел-голоцен) заключают многослойные залежи черных рудных песков. Особый интерес представляют береговые пляжи, а также прибрежно-морские образования с линзами естественных шлихов, которые возобновляются после каждого из осенних штормов. Периодически металлоносные слои в разрезах формируют волны цунами.

Титаномагнетиту противопоказан теплый гумидный климат, а в условиях латеритного выветривания он «выгорает» начисто, как это имеет место в Гвинее и Мали на плато Фута-Джелон, в белых бокситах Среднего Тимана. В то же время он прекрасно сохраняется в прохладном аридном климате, что способствует образованию крупных прибрежно-морских россыпей у берегов Дальнего Востока России.

Изучение процессов современного россыпеобразования в прекрасной природной лаборатории, каковой являются побережье континента и островных дуг, представляет большой теоретический интерес в свете понимания проблем генезиса подобных образований и, кроме того, имеет важное практическое значение.

Железо-титан-оксидные минералы являются широко распространенными рудными минералами среди акцессориев в породах островодужных комплексов. Среди природных оксидов выделяются серии твердых растворов в системе FeO–Fe_2O_3–TiO_2. По составу Fe-Ti-оксиды разделяются на три серии: титаномагнетитовую, гемоильменитовую и псевдобрукитовую (Buddington, Lindsley, 1964). Содержание V в минералах хорошо коррелирует с содержанием Ti. Нами были детально исследованы железо-титан-оксидные минералы из различных по кремнекислотности и специфике вулканизма типичных островодужных комплексов Большой Курильской гряды (БКГ), которые являются россыпеобразующими объектами.

В результате вулканических процессов при формировании островодужных комплексов на земную поверхность выведены эффузивные и пирокластические породы – исходный источник питания промежуточных коллекторов и конечных россыпей. Содержание свободного обломочного и кристаллического сросткового титаномагнетита в вулканогенных породах колеблется от 1 до 6 %. Абразивные клифы, вырабатываемые в таких породах трансгрессирующим морем, поставляют рудный материал для россыпей «черных» песков.

Объемы вулканитов Курил, Камчатки, Охотско-Чукотского вулканического пояса составляют млн км^3, и каждый кубический км породы по численным оценкам заключает 50 тыс. т титаномагнетита [3].

Вездесущий минерал титаномагнетит образует концентрированные россыпи в особых случаях. Главным фактором выступает наличие подходящих коренных источников. В восточной провинции – это пирокластические вулканиты среднего-основного состава с вкрапленным титаномагнетитом на уровне 2 % и более объема породы (50 кг/м^3). Рудная пыль размерностью 0.05 и менее мм, характерная для риолитов, игнимбритов, дацитов и ассоциирующих с ними пирокластов, ни при каких концентрациях, россыпей не образует.

Другим фактором провинциальных образований титаномагнетитовых россыпей является специальная геолого-геоморфологическая обстановка и соответствующие палеогеографические условия осадконакопления в прибрежно-морских зонах океанов морей, а для локальных концентраций – надрудных водораздельных покровов, склоновых шлейфов и аллювиальных накоплений – стабильный неотектонический режим, сохранность поверхностей выравнивания. Механизм концентрации тяжелых минералов в трансгрессивных, регрессивных и переходных (циклах осадконакопления) и сериях отложений эволюционирующего побережья достаточно изучен [1, 4, 5].

В отличие от рутил-ильменитовых, собственно титановых россыпей фактор химического выветривания с образованием кор выветривания противопоказан титаномагнетитовому россыпеобразованию. Поэтому нет кондиционных титаномагнетитовых россыпных концентраций на плато Футо-Джелон (Гвинея и Мали), на Деканском плато (Индия), на трапповых плоскогорьях Южной Америки (Аргентина) и на плато Карру (Южная Африка). Локальные объекты образуются лишь при непосредственном размыве слабовыветрелых рыхлых пород.

Титаномагнетитовые россыпи тихоокеанских окраин России имеют различные морфолитодинамические условия формирования. При этом в процессе абразии перерабатываются коренные источники, сильно отличающиеся по составу пород. Прослеживается также четкая взаимосвязь минералогического и химического состава россыпей с составом их коренных источников.

В зависимости от типов коренных источников морфогенетический ряд титаномагнетитовых россыпей подразделяется на три характерных подтипа, которые были подмечены при первых же исследовательских работах на о. Итуруп [2]: 1) пироксен-плагиоклазового состава, образовавшиеся при абрадировании нижнее-среднечетвертичных туфов и пемз, а также, в очень незначительной степени, эффузивов (месторождения Ручарское, Рейдовское, Ветровское) (рисунок); 2) полевошпатовые граувакки, накопленные при абразии туфогенно-осадочных образований (проявления Канонерское, Океанское, Курильское, Куйбышевское, Зеркальный Пляж); 3) вулканогенные граувакки, об-

Расположение и разрезы россыпных образований Ручарского месторождения титаномагнетитовых песков.

разовавшиеся в процессе эксплозивной вулканической деятельности (проявления Лесозаводское, Одесское).

Минералы, обособившиеся в результате дезинтеграции горных пород различных структурных комплексов, подвергаются механической дифференциации. Железо-титан-оксидные минералы, как и многие другие минералы с большим удельным весом, концентрируются в прибрежной зоне островов Курильского вулканического архипелага, образуя россыпи.

Литература

1. *Зенкевич В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд. АН СССР, 1962.
2. *Гриценко И.И., Жижин Д.П., Тютрин И.И.* Прибрежно-морские и донные россыпи Сахалина и Курильских островов // Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВКНИИ, 1970. С. 345–348.
3. *Кутолин В.А., Прусевич А.А.* Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива. Новосибирск: Наука, 1984. 152 с.
4. *Петелин В.П.* Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана // Океанология. 1964. Т. 4. Вып. 6. С. 1052–1058.
5. *Станвей К.* Восточная титановая провинция Сев. Америки // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 6. С. 64–76.

ИЗУЧЕННОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПНЫХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В.А. Мелкий, В.А. Сахаров

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail – vamelkiy@mail.ru

Прибрежно-морские титаномагнетитовые россыпи наиболее широко распространены в прибрежной зоне Курильских островов и Камчатского полуострова, а также на побережье Татарского пролива (рисунок). Изучением закономерностей размещения полезных ископаемых на Курильских островах до 1945 г. занимались японские геологи. Среди немногочисленных опубликованных материалов по геологии есть сведения о железосодержащих россыпях.

Первые исследования железорудных месторождений на Курильских островах были выполнены в 1946–48 гг. Г.М. Власовым и В.В. Бочкаревым. В 1951 г. И.И. Катушенок произвел опробование титаномагнетитовых песков Ручарского месторождения на Итурупе и позднее опубликовал результаты [4].

С 1960 г. Сахалинским геологическим управлением проводилась геологическая съемка масштаба 1 : 200000. В ходе планомерных геологических исследований пополнялись, данные о прибрежно-морских россыпях островов Кунашир, Итуруп и Уруп [1, 8]. Специальные разведочные и поисковые работы на железные руды проводились в 1964 г. [9], а в 1965–70 гг. исследовались титаномагнетитовые пески, в 1967 г. на Ручарской, Рейдовской, Ветровской и других россыпях, расположенных на островах Кунашир и Итуруп [3].

Донные и прибрежно-морские осадки в районе Курильских островов изучались в 1949–56 гг. сотрудниками Института океанологии АН СССР в ряде рейсов НИС «Витязь» и «Крылатка», а также Курильской

Наиболее известные на Дальнем Востоке морские пляжевые титаномагнетитовые россыпи:

1 – Кроноцкая; 2 – Жупановская; 3 – Халактырская; 4 – Озерновская; 5 – Курбатовская; 6 – Блакистонская; 7 – Подгорная; 8 – Открытого рейда; 9 – Ручарская; 10 – Рейдовская; 11 – Ветровая, Океанская и Канонерская; 12 – Курильская; 13 – Куйбышевская; 14 – Касаткинская (Зеркальный пляж); 15 – Одесская; 16 – Лесозаводская; 17 – Рока; 18 – Ловцовская; 19 – пересыпь оз. Лагунного; 20 – Южно-Курильская; 21 – Серноводская; 22 – Весловская; 23 – россыпи Татарского пролива.

экспедицией этого же института в 1961 г. В 1970 г. И.И. Гриценко была составлена прогнозная металлогеническая карта и дана предварительная оценка прогнозных запасов россыпей Курильских островов и прилегающих акваторий.

Обобщающая сводка по результатам исследований прибрежноморских россыпей на Курильских островах была сделана Г.М. Власовым [2]. Позднее Тихоокеанской морской геологоразведочной экспедицией (г. Партизанск) было выполнено исследование прибрежноморских россыпей залива Простор, включающее геологическое опробование, сейсмическое и магнитометрическое зондирование [10].

На полуострове Камчатка в 1965–966 гг. предварительная геологическая разведка была выполнена на Озерновской россыпи. М.Ф. Кобылкиным, а в 1968–1969 гг. была разведана россыпь Халактырского

месторождения титаномагнетитовых песков в центральной части залива на протяжении 13.9 км.

При тематическом изучении базальтоидных формаций Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в начале 1980-х гг. выявлено, что пирокластические и эффузивные породы, содержащие 2–6 % вкрапленников титаномагнетита, разрушаясь в зоне абразии образуют крупные прибрежно-морские россыпи на побережье Татарского пролива [5]. Было выявлено, что при разрушении 1 км^3 пород освобождается более 50 млн т титаномагнетита с содержанием ванадия 0.4–0.6 %.

В конце 1980-х гг. возобновились работы по исследованию прибрежно-морских россыпей Курильских островов. Поисково-разведочные работы выполнялись на НИС «Базальт» (ДВО АН СССР) и «Морской геолог» (ПО «Севморгеология»). Доразведка Ручарского месторождения с подсчетом запасов была выполнена СахГРЭ в 1992 г. [6]. В Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН изучались типоморфные особенности железо-титан-оксидных минералов, преобладающих в составе россыпей восточной активной окраины, а также различные аспекты их петрогенезиса [7].

Литература

1. *Бевз В.Е., Шапошников А.В., Родников А.Г., Кильдюшевский Е.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые северной части о. Итуруп (Отчет Итурупской геолого-съемочной партии по результатам съемочных работ м-ба 1:200000). Южно-Сахалинск, СахГУ. 1964.
2. *Власов Г.М.* Металлические полезные ископаемые // Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 2. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. С. 266–284.
3. *Гриценко И.И., Жижин Д.П., Тютрин И.И.* Прибрежно-морские и донные россыпи Сахалина и Курильских островов // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 345–348.
4. *Катушенок И.И.* О месторождениях ванадистых титаномагнетитов на Курильских островах // Сообщения СахКНИИ. 1959. Вып. 7. С. 3–32.
5. *Кутолин В.А., Прусевич А.А.* Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива. Новосибирск: Наука, 1984. 152 с.
6. *Лапшин А.* Отчет о разведочных работах на Ручарском месторождении о. Итуруп. Южно-Сахалинск, СахГРЭ, 1992.
7. *Мелкий В.А.* Петрогенетическая информативность железо-титан-оксидных минералов вулканических комплексов Большой Курильской гряды. Дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1995. 270 с.
8. *Пискунов Б.П., Королева Т.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части о. Кунашира. Южно-Сахалинск, СахГУ, 1962.
9. *Саврасов Н.П.* Отчет о поисковых работах на железные руды на Курильских островах. Южно-Сахалинск, СахГУ, 1965.
10. *Хершберг Л.Б. и др.* Древние береговые линии последней трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 196–207.

ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНЫХ ЗОН УРАЛА. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Г.А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – mizens@igg.uran.ru

На территории Восточно-Уральской мегазоны известно несколько пунктов, где развиты красноцветные отложения, относящиеся предположительно к верхнему карбону, возможно, и к нижней перми [5]. В первую очередь, это р. Тобол и ее левые притоки Арчаглы-Аят и Карталы-Аят. С ними, скорее всего, коррелируется и обломочная толща, вскрывающаяся по р. Миасс, ниже с. Бол. Баландино, которая в современных стратиграфических схемах, на основании работы Г.А. Смирнова [4], считается нижнекаменноугольной. Визейская фауна, на которую опирался Г.А. Смирнов, происходит из валунов и галек, а контакт красноцветных отложений с известняками нижнего карбона здесь тектонический. Рассматриваемые образования прослеживаются и далее на север: аналогичные породы описаны нами в скважинах Еловского угленосного района, севернее г. Алапаевск.

Красноцветы во всех названных разрезах сложены песчаниками и песчанистыми аргиллитами с линзами гравелитов и конгломератов, образующими циклиты мощностью от нескольких метров до 10–15 м и более. В их составе распространены линзовидные тела с неровными нижними границами, с глубокими и широкими промоинами. Вблизи подошвы пластов и линз грубообломочных пород встречаются скопления окатышей и угловатых обломков подстилающих глинистых пород.

Песчаники, гравелиты и конгломераты характеризуются различным гранулометрическим составом и различной (часто плохой) сортировкой обломочного материала. Песчаники обладают как горизонтальной, так и косой слоистостью. Последняя чаще однонаправленная, крупная (мощности серий до 30–40 см), с длинным (до 50–60 см) и, как правило, прямыми слойками. Аргиллиты слагают линзовидные пласты мощностью до 50–70 см. В глинистых породах и песчаниках местами видны тени растительных остатков. В некоторых случаях (обнажения на р. Миасс) эти остатки замещены карбонатами меди.

Во всех упомянутых разрезах вблизи кровли циклитов распространены карбонатные стяжения (светлые, серые, розовые или пятнистые) размером от нескольких миллиметров до 3–5, местами 7–10 см и больше. Исследователи, ранее изучавшие каменноугольные красноцветы, принимали их за «конкреции мергеля» [1] или «линзы и прослои известняков» [4 и др.]. Стяжения сложены комковатым и сгустковым микро- и тонкозернистым кальцитом, неравномерно алевритистым и песчанистым со следами корней (ризоидов). Форма их относительно изометричная, реже линзовидная с многочисленными неровностями,

иногда с расплывчатыми границами. Нередко они срастаются и образуют линзовидные тела с комковатой структурой размером до 10–20 (иногда 40–60) см по длинной оси. Местами этих образований так много, что породы напоминают плохо сгруженные конгломераты. На р. Миасс, наряду с изометричными стяжениями и небольшими линзами, встречаются и маломощные (1–4 см) пластообразные тела карбонатов. Некоторые из них имеют относительно ровные ограничения с взаимно параллельными подошвой и кровлей, другие – извилистые и зубчатые, иногда расщепляющиеся. Контакты с вмещающими породами чаще резкие, но бывают и расплывчатые. Мощность уровней, обогащенных карбонатным веществом, составляет от нескольких сантиметров до 40–50 см.

Изложенные данные позволяют сделать вывод, что рассматриваемые карбонатные образования являются каличе, сформировавшиеся среди пролювиальных отложений. На восточном склоне Урала они идентифицируются впервые, хотя известны во многих регионах мира как в составе современных, так и древних отложений аридных областей. В том числе эти образования описаны на юге Предуральского прогиба и на юго-востоке Восточно-Европейской платформы в составе верхнепермских и нижнетриасовых отложений [6].

В разрезе по р. Арчаглы-Аят нами изучены особенности геохимии редких и редкоземельных элементов в каличе и вмещающих породах. В результате установлено, что в кальцитовых стяжениях концентрация большинства элементов существенно ниже, чем во вмещающих песчаниках и аргиллитах. В то же время содержание U и Sr – выше (соответственно в 2–3 и 8 раз). Каличе, в отличие от вмещающих пород, формировались в условиях бедных кислородом. Об этом, согласно [7], свидетельствует отношение U/Zr (в стяжениях 0.11, во вмещающих породах не превышает 0.016). Такой же вывод следует из анализа отношения U/Th. В изученных каличе оно составляет 1.5, а в песчаниках и глинистых породах – 0.25–0.29, в то время как граница между окислительными и восстановительными обстановками находится примерно на уровне U/Th = 1.25 [7] . По всей видимости, формирование карбонатных стяжений происходило достаточно быстро – в условиях, когда органическое вещество еще не было полностью окислено. Относительно легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}C = -4.2$) и кислорода ($\delta^{18}O = +19.5–19.6$) подтверждает, согласно [2], кристаллизацию стяжений в зоне диагенеза пресноводных отложений. О наземных условиях свидетельствует и отсутствие аномалии Ce как в карбонатах, так и во вмещающих породах.

Полученные данные позволяют существенно уточнить палеогеографические условия на территории современной южной части Урала в конце карбона–начале перми. В области, примыкавшей к горной стране с востока (в современных координатах), аккумулировались отложения временных потоков. Постоянных рек, скорее всего, здесь не было. В условиях жаркого сухого климата на пологих склонах возвышенно-

стей развивались красноцветные коры выветривания. Интервалы между потоками (перерывы в осадконакоплении) были, по-видимому, относительно небольшими, так как карбонатные стяжения формировались в восстановительных условиях и, кроме того, они чаще всего разрозненные, не образуют сплошных мощных пластов. Рассматриваемая территория в карбоне находилась в приэкваториальной области. Это подтверждают и данные палеомагнитных исследований [3].

Обращает на себя внимание, что красноцветное выветривание на востоке Урала началось еще в конце среднего карбона (в московском веке). Здесь существовало море, куда выносились продукты денудации такой коры выветривания – красноцветные морские отложения московского яруса обнажаются по р. Синара и ее притокам. В то же время на западе вплотную к горной стране примыкал глубоководный морской бассейн. Здесь горы в позднем карбоне и ранней перми интенсивно размывались, следы формирования красноцветной коры выветривания полностью отсутствуют. Только в конце перми, когда морской бассейн перестал существовать и горы были частично денудированы, на этой территории появляются красноцветные пролювиальные отложения с каличе [6]. Кроме того, состав обломочного материала, слагающего терригенные отложения на западе и на востоке, существенно различается, в том числе по геохимии редких элементов. В частности, в восточноуральских красноцветах нет следов присутствия компонентов ультрабазитов, характерных для осадочных пород, формировавшихся за счет размыва палеозойского Урала. Таким образом, можно предполагать, что рассматриваемые отложения не связаны с Уралом, они накапливались за счет восточных источников сноса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64041).

Литература

1. *Бежаев М.М.* Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 207 с.
2. *Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезн. ископаемые. 2001. № 5. С. 491–508.
3. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии юга Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.
4. *Смирнов Г.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск: Изд-во УфАН СССР, 1957. 119 с.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.
6. *Твердохлебов В.П.* Каличе в континентальных красноцветных формациях на востоке Европейской части России // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 6. С. 145–148.
7. *Nath B.N., Bau M., Rao B.R., Rao Ch.M.* Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 12. P. 2375–2388.

О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ В РАННЕМ КАРБОНЕ НА ВОСТОКЕ УРАЛА

Г.А. Мизенс, Н.А. Кучева, Т.И. Степанова

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mails – mizens@igg.uran.ru,
kucheva@igg.uran.ru, stepanova@igg.uran.ru

Восточные зоны современного Урала характеризуются разнообразным комплексом нижнекаменноугольных осадочных и, в меньшей степени, вулканогенных пород, первичные взаимоотношения которых существенно нарушены. Такое положение затрудняет реконструкцию палеогеографических обстановок. Наиболее изученной с этой точки зрения оказалась континентальная угленосная формация (турне-нижнее визе), что обусловлено поисками и разведкой угольных месторождений. О синхронных морских отложениях, контактирующих с угленосными по разломам, сведений гораздо меньше.

За последние десятилетия большинство авторов (Н.Ф. Мамаев, А.А. Петренко, А.А. Пронин, А.Е. Могилев) пришли к выводу, что угленакопление на востоке Урала происходило на морских островах, а обломочный материал, слагающий угленосные отложения, имеет местное происхождение, т. е связан с размывом островных поднятий. Данная схема основывается на предположении, что современные взаимоотношения наземных и морских отложений близки к первичным. В таком случае она хорошо объясняет изменчивость угленосных комплексов и чередование на площади континентальных и морских фаций.

В то же время некоторые особенности рассматриваемых образований трудно объяснить с помощью упомянутой модели. Так, данные фациального анализа, выполненного в том числе Г.А. Смирновым [1], А.Е. Могилевым [2] и многими другими, свидетельствуют о широком распространении речных фаций в составе угленосной формации. Предполагать на островах наличие многочисленных рек, особенно «магистральных» (термин А.Е. Могилева), достаточно сложно. Возникают проблемы и с вещественным составом обломочных пород. Угленосные толщи в значительной степени сложены обломками кислых вулканогенных пород и силицитов, присутствуют зерна сильно измененных основных вулканитов, нередко встречаются также компоненты сиалической коры (обломки кварцитов и кристаллических сланцев). В породах много зерен кварца, а полевых шпатов мало или совсем нет. Иногда встречаются обломки девонских известняков. В то же время песчаники ранневизейских морских образований имеют несколько другой состав. Они соответствуют полевошпатовым и собственно граувакам с высоким содержанием плагиоклазов и низким (менее 10 %) – кварца. Среди силикатных обломков пород несколько преобладают кремни, довольно много основных (относительно свежих) и кислых вулканитов, встречаются глинистые сланцы, серпентиниты. Почти всегда ири-

сутствуют многочисленные обломки известняков (главным образом нижневизейских, реже фаменских). Островная модель плохо объясняет и линейное расположение континентальных толщ и большие мощности последних (до 1000 и более м).

Морские отложения, примыкающие к угленосным образованиям с запада, неоднородны. На территории Среднего Урала в их составе могут быть выделены четыре комплекса (четыре типа разрезов) – карбонатный, два терригенных и вулканогенный. Карбонатный тип разрезов представлен отложениями першинской (турне) и мироновской (нижнее визе) свит [3], формировавшихся в шельфовой обстановке, но в настоящее время пространственно разобщенных. В раннем карбоне они, по-видимому, представляли собой единое целое, однако сейчас трудно решить, какая из них перемещена, какая осталась на месте. Скорее всего, передвинуты та и другая. Предположение о том, что они в свое время надстраивали друг друга, доказывается отсутствием области стратиграфического перекрытия.

В пределах этой же структурной зоны (Алапаевско-Теченской) развиты терригенные отложения нижневизейской жуковской свиты. Основное поле их распространения находится между карбонатными разрезами, хотя местами (р. Реж, Соколиный камень) обломочные породы залегают непосредственно на верхнетурнейских известняках. В составе жуковской свиты присутствует большое количество обломков нижневизейских известняков и сингенетичных органических остатков аналогичных таковым мироновской свиты. Турнейские известняки, надстраивающие карбонатный чехол микроконтинента, были погребены, они не размывались.

Исследования последних лет показали, что жуковская свита не является однородной, в ее составе выявляются два комплекса пород, различающиеся по условиям образования. Один из них представлен фациями склона (незакономерно чередующиеся аргиллиты и песчаники), другой – подножья склона (песчано-глинистые и грубообломочные гравититы). По вещественному составу, в том числе и по характеру содержащихся в них обломков известняков, оба комплекса очень близки.

Четвертый тип разрезов представлен вулканитами бекленищевской свиты, охватывающими возрастной интервал турне–нижнее визе и залегающими приблизительно на той же территории, где жуковские отложения. В нижней части это преимущественно базальтоиды, в верхней – преобладают более кислые породы. Вулканиты представляют собой главным образом фации подводных лавовых потоков и ассоциирующих с ними фаций.

Все четыре комплекса пород тесно связаны между собой. Кроме уже упомянутых обломков известняков мироновской свиты в составе жуковской, в естественных разрезах можно наблюдать седиментогенные контакты жуковской и першинской, жуковской и бекленищевской свит. Таким образом, в пределах Алапаевско-Теченской структурной

зоны в турне–раннем визе прослеживается фациальный ряд от шельфовых карбонатов к склоновым отложениям и далее к фациям подножья склона, ассоциирующим с вулканогенными образованиями. Снос обломочного материала, формировавшего морские терригенные комплексы, происходил через прерывистый карбонатный шельф. Необходимо только решить вопрос о местоположении области размыва – к западу от першинского массива или к востоку от мироновско-покровского. На сегодняшний день предпочтительнее выглядит западный вариант, поскольку на востоке в современной структуре отсутствуют следы размыва на уровне нижнего визе. В то же время в западных районах Восточно-Уральской мегазоны (Свердловско-Медведевская зона) в раннем карбоне накапливались терригенные отложения арамильской свиты (в том числе грубообломочные), залегающие на разных уровнях девона. Наряду с морскими фациями, среди них, скорее всего, присутствуют и наземные. Следовательно, в этой части Среднего Урала в начале карбона могла находиться область размыва, в значительной мере сложенная вулканогенными образованиями (аккреционная призма?), к которой с востока примыкал карбонатный шельф (фрагменты бывшего микроконтинента). Она могла служить источником обломочного материала как для арамильской, так и жуковской свит.

Обращает на себя внимание, что в современной структуре сохранилась только проксимальная часть отложений глубоководных конусов выноса, центральные и дистальные фации отсутствуют, очевидно, они срезаны разломом. С упомянутыми образованиями непосредственно контактируют наземные отложения угленосной формации, бассейновые фации которой также не сохранились. Таким образом, на Среднем Урале имеет место соприкосновение по тектонической границе двух разных формационных комплексов (морского, в том числе глубоководно-морского) и континентального. Они сложены различным по составу обломочным материалом, который переносился во встречных направлениях. При осаждении угленосных свит с востока на запад (в современных координатах). Это, на основании изучения ориентировки косой слоистости, было показано еще Г.А. Смирновым [1]. Такую ситуацию можно объяснить только формированием указанных комплексов на значительном удалении друг от друга. Их современное положение обусловлено горизонтальными перемещениями на расстоянии, вероятно, до сотен км.

На Южном Урале взаимоотношения угленосной формации с другими осадочными комплексами практически не изучены, ввиду крайне слабой обнаженности. Тем не менее можно предположить, что здесь тоже имели место значительные горизонтальные перемещения блоков земной коры. Об этом свидетельствуют линейное расположение угленосных комплексов и восточный источник обломочного материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64041).

Литература

1. *Смирнов Г.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск: Изд-во УФАН СССР, 1957. 119 с.
2. *Могилев А Е., Золотов А.П.* Вещественно-петрографические особенности пород Махневско-Егоршинско-Каменского района Урала // Геология угольных месторождений, Екатернбург: Изд-во УГГУ, 2005. С.130–145.
3. *Кучева Н.А., Степанова Т.И.* Новые местные стратиграфических подразделения в нижнем карбоне Алапаевско-Теченской структурно-фациальной зоны // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 25–28.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО УТОЧНЕНИЮ СХЕМЫ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.А. Моисеев, В.А. Топешко, А.М. Фомин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – FominAM@ipgg.nsc.ru

Непский региональный горизонт соответствует непской свите и ее стратиграфическим аналогам, в разрезе которых выделяются следующие продуктивные горизонты: B_{10} ($Вч_1$, ярактинский, хамакинский), B_{11}, B_{13} (безымянный, $Вч_2$, талахский), B_{14} (вилючанский). В представленной схеме на Ангаро-Ленской ступени непскому горизонту соответствует интервал разреза от подошвы шамановского горизонта до кровли рифея или фундамента. Непский горизонт распространён на всей изучаемой территории, за исключением отдельных участков Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз.

В непское время область бассейновой седиментации охватывала центральные и северные районы Присаяно-Енисейской синеклизы и Ангаро-Ленской ступени, юго-восточную часть Байкитской антеклизы, Катангскую седловину, центральные и южные районы Непско-Ботуобинской антеклизы. В этот отрезок времени были сформированы отложения ванаварской, низы чорской, непской, паршинской, курсовской свит и их аналогов. Это в основном разнообразные терригенные, карбонатно-терригенные образования. Преимущественно песчаные разрезы тяготеют к окраинам суши. Внутри бассейна расположены области накопления глинисто-песчаных осадков (Присаяно-Енисейская синеклиза, центральные части Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизы) и песчано-глинистых осадков (западная часть Непско-Ботуобинской антеклизы, юго-восток Курейской синеклизы). В разрезе непского горизонта на юге Ангаро-Ленской ступени присутствует небольшое количество сульфатов, что говорит о повышенной солёности моря.

Выделен ряд районов:

Ботуобинский район характеризуется сокращённым разрезом, наличием внутринепского перерыва, частичным развитием продуктивного горизонта B_{13}.

Чонско-Ярактинский район характеризуется сокращенным разрезом, наличием внутринепского перерыва, развитием продуктивных горизонтов B_{10} и частично B_{13}.

Талаканский район характеризуется относительно полным разрезом, отсутствием внутринепского перерыва, развитием продуктивных горизонтов B_{11} и B_{13}.

Вилючанский район характеризуется максимально полным разрезом, отсутствием внутринепского перерыва, развитием продуктивных горизонтов B_{13} и B_{14}.

Ковинский район характеризуется относительно полным разрезом, отсутствием внутринепского перерыва, развитием шамановского (B_5?), боханского (B_{10}?) и базального (B_{13}?) продуктивных горизонтов.

Братско-Атовский район характеризуется относительно сокращённым разрезом, отсутствием внутринепского перерыва, почти повсеместным развитием боханского (B_{10}?) горизонта и частичным развитием базального (B_{13}?).

Катангский район характеризуется относительно полным разрезом, отсутствием внутринепского перерыва, почти повсеместным развитием продуктивных горизонтов Вн-I – Вн-V.

Тирский региональный горизонт соответствует тирской свите и ее стратиграфическим аналогам. В объеме тирского горизонта выделяются следующие продуктивные горизонты: B_3 (верхнетирский) и B_5 (парфеновский, ботуобинский). Тирскому горизонту соответствуют тирская и бюкская свиты (на Непско-Ботуобинской антеклизе). В представленной схеме на Ангаро-Ленской ступени тирскому уровню соответствует интервал разреза от подошвы шамановского горизонта до кровли парфеновского.

В тирское время продолжается трансгрессия моря в направлении центральных районов платформы и формируются осадки тирской, бюкской, космической, парфеновской, оскобинской свит. В тирское время сформировались разнообразные по составу отложения: терригенные, карбонатные, сульфатные, галогенные, которые, как правило, встречаются в различных сочетаниях, образуя сложные наборы пород. Терригенные преимущественно песчаные толщи формировались в юго-западной части Присаяно-Енисейской синеклизы и Ангаро-Ленской ступени. Максимальное содержание песчаного материала (до 100 %) отмечается в зоне, непосредственно прилегающей к юго-западному обрамлению платформы. В северо-восточном направлении терригенные отложения замещаются на преимущественно глинистые и мергелистые и далее – на терригенно-сульфатно-карбонатные (юго-запад Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз) и на преимущественно сульфатно-карбонатные с небольшой примесью терригенного материала (северо-восток Непско-Ботуобинской антеклизы и в целом Сибирской платформы).

Выделен ряд районов.

Зиминский район характеризуется максимально полным разрезом в терригенных фациях (до 100 % песчаников), отсутствием предкатангского перерыва, развитием продуктивных горизонтов B_1–B_5.

Ангаро-Ленский район характеризуется относительно полным разрезом в терригенных фациях (30–75 % песчаников), отсутствием предкатангского перерыва, развитием продуктивных горизонтов B_1, B_5(шамановский ?) – повсеместно, B_2-B_4 – частично.

Усть-Кутский район характеризуется относительно полным разрезом и литологическим составом, переходным от терригенных фаций Ангаро-Ленской ступени к терригенно-сульфатно-карбонатным юга Непско-Ботуобинской антеклизы.

Чонско-Ярактинский район характеризуется изменчивым стратиграфическим объемом (от относительно полного до сокращенного) в терригенно-сульфатно-карбонатных фациях и частичным развитием предкатангского перерыва

Преображенский район характеризуется отсутствием или сокращенным за счет предкатангского перерыва (менее 10 м) разрезом в терригенно-сульфатно-карбонатных фациях.

Ботуобинский район характеризуется относительно полным разрезом и преимущественно карбонатным составом, отсутствием предкатангского перерыва, частичным развитием горизонта B_5.

Предпатомский район характеризуется преимущественно карбонатным составом с включением мощных (до 130 м) пластов каменной соли. Здесь наблюдается максимально полный разрез, отсутствие стратиграфических перерывов и продуктивных горизонтов.

Предложения по уточнению схемы литолого-фациального районирования южных районов Сибирской платформы основаны на предположении об отсутствии предтирского перерыва и ограниченном распространении внутринепского перерыва в разрезах венда, а также на предположении о соответствии тирского уровня на Непско-Ботуобинской антеклизе толще пород от кровли чорской свиты до кровли шамановского продуктивного горизонта на Ангаро-Ленской ступени. Выделены новые районы на схемах литолого-фациального районирования непского и тирского региональных горизонтов. Критерии выделения – полнота разреза, наличие перерывов в осадконакоплении и продуктивных горизонтов.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И КРИТЕРИИ ВЫЯВЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА (ФОНОВОГО И НАЛОЖЕННОГО)

В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин, Г.А. Кринари

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – Vladimir Morozov@ksu.ru

Согласно современным представлениям [1–4] литогенез в зависимости от факторов постседиментационного изменения осадков и пород можно рассматривать с двух точек зрения. Согласно первой из них,

стадийность изменения осадков, а затем и пород происходит под действием прежде всего Р-Т-условий, увеличивающихся с глубиной (фоновый литогенез – диагенез, катагенез). Его особенностью является уплотнение, отжим поровых растворов, литификация осадков с унаследованием химического состава и, в меньшей мере, минерального состава, сформировавшимися осадочными породами. Другой тип литогенеза, реализация которого обусловлена вторичными изменениями пород наложенного характера, вызывает более существенные изменения как химического и минерального состава пород, так и их структурно-текстурных особенностей, включая структуру пустотного пространства, под действием мигрирующих через породы флюидов на элизионной или инфильтрационной стадиях развития осадочных бассейнов.

Основные различия фонового литогенеза и вторичных изменений наложенного характера сводятся к масштабам постседиментационных изменений и характеру постседиментационных изменений в зависимости от влияющих на объекты факторов.

В работах, где рассматриваются вторичные процессы изменения карбонатов, практически не изучены вопросы, связанные с участками их локализации и пространственной приуроченности в разрезах. Недостаточно изучена последовательность вторичных преобразований.

Постседиментационные изменения известняков, связанные с фоновым литогенезом заключаются в уплотнении и, соответственно, снижении коллекторских свойств пород (пористости и проницаемости), в перекристаллизации, в заполнении кальцитом биопустот, в формировании зерен и агрегатов пирита, в окремнении наиболее крупных органических остатков известняков, имеющих зоогенную природу, в появлении стилолитов.

В целом постседиментационные изменения карбонатных осадков и известняков, обусловленные факторами фонового литогенеза, лишь ухудшают коллекторские свойства пород, что связано с превышением при литогенезе литостатического давления над гидростатическим и залечиванием пустот. Исключение составляет стилолитизация.

Критериями отнесения постседиментационных изменений к процессам фонового литогенеза следует считать: повсеместное распространение во всех стратиграфических горизонтах, отсутствие литологического контроля (исключение составляет пиритизация), отсутствие пространственной связи изменений с тектоническими структурами, с зонами нефте- или водоносных пород, с зонами водонефтяных контактов, местный источник вещества, т.е. небольшой по расстоянию перенос веществ, которые формируют новообразования (исключение составляет стилолитизация).

Постседиментационные преобразования пород другого типа и другой природы, связанные с наложенными на фоновый литогенез вторичными изменениями известняков, в целом выражаются значительно интенсивнее. Среди них по масштабам можно различать измене-

ния, отличающиеся друг от друга размерами или, другими словами, объемами вторично измененных пород, что контролируется тектонофлюидодинамическим фактором.

В работе рассматриваются лишь локальные вторичные изменения, оказывающие существенное влияние на пористость и проницаемость матрицы карбонатных пород-коллекторов нефтяных залежей. Такие изменения затрагивают относительно небольшие объемы пород и приурочены к положительным структурам III–IV порядка.

К вторичным изменениям наложенного характера относятся: окремнение (следует отличать от того окремнения, которое реализуется при фоновом литогенезе), выщелачивание, перекристаллизация, доломитизация, кальцитизация (следует отличать от той кальцитизации, которая реализуется при фоновом литогенезе), сульфатизация.

Пять первых из них обусловлены элизионной стадией развития осадочных бассейнов, а сульфатизация – инфильтрационной. В основу отнесения тех или иных вторичных изменений к определенной гидрогеологической стадии развития осадочных бассейнов положены анализ их морфологии, пространственная литолого-стратиграфическая и тектоническая приуроченность, выдержанность в пространстве, источник вещества.

Некоторые вторичные изменения известняков – выщелачивание, перекристаллизация и доломитизация – могут затрагивать большие объемы пород. По изученному керновому материалу вертикальная мощность измененных пород может превышать десятки метров, а изменения по горизонтали достигают нескольких сотен метров и более. Названные изменения реализуются в пределах сводовых частей поднятий III–IV порядка. Другие вторичные изменения – окремнение и кальцитизация – проявляются довольно локально и затрагивают небольшие объемы пород.

Общим для вышерассмотренных процессов вторичного изменения известняков, связанных с элизионной стадией развития осадочных бассейнов, являются: привнос вещества, вызывающего метасоматическое изменение пород, снизу вверх, определенная пространственная локализация процессов, обусловленная литолого-стратиграфическим и тектоническим факторами, реализация процессов, за исключением окремнения, в условиях термодинамически закрытой или полузакрытой системы, что приводит к практически однородному преобразованию больших объемов пород.

К вторичным изменениям известняков наложенного характера, обусловленных инфильтрационной стадией развития осадочных бассейнов, относится лишь сульфатизация. Относительное время реализации процессов сульфатизации может быть определено, исходя из пространственных взаимоотношений выделений вторичных минералов и вмещающих их пород, пространственной направленности процесса, источника вещества, приуроченности сульфатизации к зонам повышенной трещиноватости.

Результатом работы является создание историко-генетической классификации постседиментационных изменений известняков, связанных либо с фоновым литогенезом, либо вторичными изменениями наложенного характера.

Литература

1. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
2. *Сергеева Э.И.* Эпигенез осадочных пород. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2005. 140 с.
3. *Холодов В.Н.* Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 546–574.
4. *Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во Московского университета, 2005. 379 с.

ПЕРМСКИЙ ГАЛОГЕНЕЗ ПРИКАСПИЯ: РЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НЕРЕШЕННЫЕ ЗАДАЧИ

Г.А. Московский

Саратовский государственный университет, г. Саратов, e-mail – MoskovskyGA@info.sgu.ru

Образование пермской галогенной формации в Прикаспийском регионе – промежуточный этап в переходе седиментогенеза от морского карбонатного к континентальному терригенному. При этом происходила компенсация депрессионной зоны впадины толщей хемогенных осадков, которые, стали тем барьером, который разграничил литологически и геохимически разнородные осадочные толщи. Важное значение соленосной толщи в разрезе впадины предопределило активное изучение галогенных отложений. Однако нерешенных проблем остается много до сих пор. Решая их, мы добавили к традиционным методам изучения солей приемы термобарогеохимии, разработанные О.И. Петриченко и В.М. Ковалевичем [4].

Достижения в изучении пермского галогенеза во впадине. Стадия седиментации. Изучение включений в седиментационных разностях галита и сильвина дало информацию, которая показала, что галогенная седиментация в кунгурском солеродном бассейне шла в системе сульфатно-магниевых океанических вод, концентрировавшихся за счет солнечного испарения. Их метаморфизация на начало галитовой стадии отвечала хлоркальциевой модели (но рапа все равно оставалась сульфатно-магниевой). Причину такого явления можно объяснить существенной ролью в составе рапы бассейна поровых вод терригенно-карбонатных горизонтов, подстилающих каменную соль.

Глубины бассейна, судя по газонасыщенности рапы включений, составляли на начало галитовой стадии 70–100 м. Отложение калийных солей шло на глубинах не более 10–15 м [2]. Температуры образо-

вания калийных и калийно-магниевых солей можно оценить в 50°–60°С и даже более. Причиной этого, видимо, было расслоение рапы бассейна (эффект термоклина). Впрочем, температура образования калийных солей Гремячинского месторождения калийных солей, относимых нами к образованиям стадии опреснения, была на 6–10°С ниже.

Установленное нами устойчивое соотношение основных компонентов рапы на площади солеродного бассейна дает ответ авторам, придающим слишком большую роль в галогенезе глубинным растворам и флюидам (Б.А. Соколов, В.И. Дюнин и др.). Если по составу рапы включений получается, что соли солянокупольных структур и районов моноклинального залегания соли отлагались в сходных условиях, то всю соленосную толщу впадины следует рассматривать как геологическое тело, характеристики которого на седиментационной стадии менялись от береговой полосы к центру бассейна постепенно. В то же время все оригинальные идеи происхождения солей основываются на облике, текстурах, форме тел солей, присутствию флюидов, характерных для солянокупольной области, т.е. на свойствах и признаках, приобретенных на постседиментационной стадии литогенеза.

Постседиментационные изменения солей. В краевых и тупиковых участках бассейна диагенетические изменения в соленосной толще связаны с продуцируемыми здесь хлоркальциевыми водами, обусловливающими образование вторичного сильвина за счет разложения карналлита, появление вторичного карналлита в каменной соли, подстилающей продуктивные калиеносные горизонты, а в некоторых случаях даже в перекрывающих их базальных горизонтах. Диагенетические преобразования сильвина начинаются существенно раньше, чем галита. Это приводит к тому, что включения в перекристаллизованном сильвине могут иметь сульфатный, а в галите – хлоркальциевый состав. Катагенетические изменения в соленосных толщах, связанные только с их погружением и возрастанием температуры, заключались в перекристаллизации минералов. На стадиях галокинеза соленосные толщи с содержащимися в них внутрисолевыми рассолами выводились на гипсометрические уровни надсолевых отложений. Происходящие при этом изменения в самих породах соответствуют понятиям гидрометаморфизма по А.А. Махначу [1].

Ценную информацию о вертикальной миграции углеводородов, сероводорода, вод подсолевых отложений представляют данные о составе вторичных включений в минералах солей. У нас нет безаппеляционных фактов отсутствия влияния миграционных флюидов на состав рапы солеродного бассейна, но и не получено подтверждений альтернативным взглядам. Но перераспределение масс соли при галокинезе приводит к нарушению их монолитности, возникновению своеобразных «окон», определяющих образование субвертикальных потоков углеводородов и растворов из подсолевых отложений.

Нерешенными или спорными к настоящему времени остаются следующие вопросы:

1. Не всегда ясен генезис сильвина. Молочно-белый и розовый силь-

вин многих месторождений содержит газово-жидкие и газовые вакуоли, находящиеся под значительным давлением. Эти признаки говорят, по крайне мере, о диагенетическом генезисе минерала. Содержания же рубидия и брома, определенные в образцах молочно-белого сильвина из Гремячинского месторождения, отвечают первично-седиментационным разностям [3]. В то же время составы включений в красном сильвините этого месторождения, отличаются высоким содержание магния (до 95–115 г/л) при практически полном отсутствии сульфата и кальция, что показывает на его вторичный генезис.

2. Пока не получено доказательства присутствия в галогенных разрезах галита, образовавшегося на больших глубинах (превышающих те значения, что рассчитаны нами, исходя из определений газонасыщенности рапы включений в галите).

3. Одна из проблем, в решении которой пока не достигнуто большой определенности, – масштаб влияния в галогенезе растворов глубинного генезиса. В солянокупольных структурах есть явные признаки субвертикальной миграции флюидов (углеводорода, сероводорода) из подсолевых отложений. Однако эти флюиды присутствуют во вторичных вакуолях минералов солей, отражая постседиментационные процессы миграции.

4. Не до конца изучена проблема разновозрастности солей в солянокупольных структурах.

Литература

1. *Махнач А.А.* Катагенез подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
2. *Московский Г.А., Сиротин К.М., Ковальский Ф.И.* Физико-химические условия галогенной седиментации в западной части Прикаспийской синеклизы по результатам изучения включений в минералах солей // Тезисы докладов 27 Межд. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 141–142.
3. *Московский Г.А.* Пермский галогенез Прикаспия. Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2000. 36 с.
4. *Петриченко О.Й.* Методи дослідження включень у мінералах галогенних порід. Київ: Наукова Думка, 1973. 91 с.

ПАРАМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Ф.А. Муравьев, А.А. Галеев

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – fedor.mouraviev@ksu.ru

Формирование пермских карбонатных отложений Волго-Уральской антеклизы происходило на фоне активных тектонических процессов, региональных изменений климата, в широком диапазоне фа-

циальных условий. С этим связаны различия в фаунистическом, литологическом и микропримесном составе карбонатных пород. Показателями физико-химических и радиационных условий среды осадконакопления являются кристаллохимические особенности аутигенных минералов – кальцита и доломита, слагающих пласты карбонатных пород.

При исследованиях осадочных карбонатных пород для палеореконструкций, особенно с использованием изотопных анализов, возникает необходимость удостовериться в отсутствии в этих породах вторичных изменений (перекристаллизации и др.). Для решения этих задач необходимо, наряду с традиционными, использовать методы, позволяющие фиксировать тонкие особенности состава карбонатных пород на разных стадиях постседиментационных изменений. К таким методам можно отнести метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), являющийся основным в данной работе.

Материалом для исследования послужили образцы карбонатных пород пермского возраста из опорных обнажений и скважин на территории Татарстана, для сравнения также были изучены гипергенные натечные образования в пермских породах и метаморфические карбонатные породы Урала и Сибири.

Свободные углеродные радикалы (C_{600}), наблюдающиеся после 600°С отжига образцов (g-фактор – 2.0027, ΔH = 1–2 Гс), как показали наши исследования [2, 4], принадлежат органическому веществу (ОВ) раковин морских животных или белковых микроорганизмов, заключенному в минеральную матрицу в процессе осаждения и сохранившемуся до наших дней. Сквозное присутствие ОВ такого типа в толщах пермских карбонатных отложений РТ свидетельствует об активном участии таких организмов в карбонатонакоплении.

Перекристаллизация карбонатных пород, затрагивающая в пермских разрезах Татарстана чаще всего оолитовые и органогенные разности, приводит к уменьшению, вплоть до полного отсутствия, свободных углеродных радикалов C_{600}, а также неорганических ион-радикалов (SO_2^-, SO_3^-, PO_2^{2-}), по сравнению с неизмененными породами. В метаморфических кальцитовых и доломитовых протерозойских породах Енисейского кряжа и Урала неорганические ион-радикалы также отсутствуют, но в некоторых случаях *в исходных* образцах присутствуют свободные углеродные радикалы, аналогичные вышеописанным. Это означает, что ОВ в процессе метаморфизма достигло «зрелости», т. е. претерпело изменения, которые мы стимулируем в лабораторных условиях посредством отжига при 600°С [4]. Отсутствие в большинстве случаев свободных углеродных радикалов в метаморфизованных карбонатных породах объясняется их стремлением к самоочистке, «отжатием» и мобилизацией ОВ [6], покидающего пределы породы.

Среди гипергенных образований в пермских карбонатных породах заметные концентрации свободных углеродных радикалов ОВ наблюдаются в натечном полосчатом кальците – мраморном ониксе, что

связано с участием бактериальных сообществ в его формировании. Таким образом, отсутствие описанных выше свободных радикалов ОВ может свидетельствовать о преимущественно абиогенном происхождении карбонатных пород либо о перекристаллизации первично биогенных пород.

Неорганические ион-радикалы карбонатных минералов можно разделить на собственные, или *первичные* – CO_3^-, CO_2^-, CO_3^{3-}, возникающие под действием ионизирующей радиации, и примесные, или *вторичные* – SO_2^-, SO_3^- и др. Первичные ион-радикалы являются нестабильными во времени и распадаются, а избыточные заряды перераспределяются в системе примесных анионных дефектов с образованием стабильных вторичных ион-радикалов [3]. Постоянное присутствие примесных ион-радикалов во многих карбонатных породах морского происхождения можно объяснить формированием их в фотической зоне под действием солнечного излучения. В частности, наши исследования нижнепермских эвапоритовых доломитов с помощью сканирующей электронной микроскопии [3] позволили выявить две стадии роста доломитовых зерен: 1) коллоидную стадию роста агрегата мелких зерен во взвеси за счет органической пленки и 2) раннедиагенетическую стадию роста крупных зерен доломита в донных осадках на органоминеральных агрегатах. На первой стадии мелкие доломитовые зерна получили основную дозу облучения, а примесные ионы (SO_2^-, SO_3^- и др.) были захвачены растущими кристаллами из морской и иловой воды. Другим возможным источником излучения, действующим локально, могут служить радиоактивные элементы, сорбированные органическими пленками на поверхности минеральных зерен [7].

Гипергенные натечные образования вторичного кальцита, как правило, не содержат неорганических ион-радикалов, что в большинстве случаев объясняется их подземным формированием. Кроме того, эти образования практически не содержат Mn^{2+}, зато характеризуются значительным количеством Fe^{3+} в кальците по сравнению с вмещающими карбонатными породами. Такое разделение изоморфных примесей может свидетельствовать о преимущественно окислительных условиях гипергенеза и формировании марганцем собственной минеральной фазы.

Проведенные исследования пермских карбонатных пород показали, что признаками первичной, седиментационно-диагенетической природы и известняков, и доломитов является наличие примесных ион-радикалов (SO_2^-, SO_3^-, PO_2^{2-}) и свободных углеродных радикалов C_{600}. При этом концентрации изоморфного Mn^{2+} могут варьировать (10^{15}–10^{21} спин/г), отражая интенсивность речного стока в область седиментации [2]. Вариации первичных парамагнитных признаков в разрезах карбонатных пород Татарстана позволили выявить седиментационную ритмичность разного порядка [1]. В безмарганцевых кальцитовых образованиях наличие Fe^{3+} в спектрах ЭПР всегда свидетельствует об их вторичной природе и формировании в условиях гипергенеза.

Литература

1. *Муравьев Ф.А.* Ритмичность строения карбонатных разрезов пермских отложений Татарстана, выявляемая с помощью метода ЭПР // Ученые записки Казанского университета. Серия «Естественные науки». 2007. Т. 149. Кн. 4. С. 152–159.
2. *Муравьев Ф.А.* Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Казань: КГУ, 2007. 24 с.
3. *Муравьев Ф.А., Валеев Р.Р., Осин Ю.Н., Галеев А.А* Органоминеральные ассоциации в нижнепермских эвапоритовых доломитах Татарстана // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Материалы Межд. геол. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007. Т. 1. С. 127–129.
4. *Муравьев Ф. А., Винокуров В.М., Галеев А.А. и др.* Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы. 2006. № 2. С. 40–45.
5. *Нугманов И.И., Муравьев Ф.А., Леонова Л.В. и др.* Типоморфные признаки натечных карбонатных образований, выявляемые методом электронного парамагнитного резонанса // Минералогия техногенеза-2006. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 315–318.
6. *Рахов Е.В.* Образование мономинеральных агрегатов при раннем метаморфизме карбонатных пород // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 195–203.
7. *Хасанов Р.Р., Галеев А.А.* Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 18–22.

СОВРЕМЕННЫЙ ОКЕАНСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПРОБЛЕМА АКТУАЛИЗМА В ЛИТОЛОГИИ

И.О. Мурдмаа

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – murdmaa@mail.ru

Сравнительно-литологический подход («метод актуализма») был выдвинут Н.М. Страховым в качестве методологической основы познания осадочного процесса геологического прошлого. Он предполагает комплексное, по возможности количественное, изучение современного седиментогенеза и диагенеза в субаэральных и субаквальных обстановках поверхности Земли, в том числе в Мировом океане, с целью создания актуалистических фациальных моделей для палеореконструкций. В последней версии своей теории литогенеза Н.М. Страхов [8] выделил океанский литогенез (по сути дела седиментогенез) в особый тип осадочного процесса, противопоставляя его климатическим типам литогенеза на континентальном блоке Земли. Однако уже тогда было ясно, что седиментогенез в океанах не однообразен, а подчиняется циркумконтинентальной, широтной (климатической) и вер-

тикальной (батиметрической) зональностям [2, 5, 6]. Позже в океане были выделены приконтинентальный и пелагический типы седиментогенеза [6].

Хотя еще на заре изучения океанского седиментогенеза [9] делались попытки сопоставления океанских осадков с определенными морскими фациями в разрезах континентов, по-настоящему метод актуализма «заработал» лишь с началом глубоководного бурения (1968 г.). Впервые в руки литологов попали полные разрезы осадочного чехла океанской земной коры возрастом от поздней юры до плейстоцена-голоцена, которые доказали реальность геодинамической концепции тектоники плит. Путем прямого сопоставления фациальных рядов современных глубоководных отложений с последовательностью их аналогов в разрезах, вскрытых бурением, удалось построить сводный разрез осадочного чехла расширяющегося океана, который выдерживается с теми или иными отклонениями во всех океанах. Базальный (надбазальтовый) слой металлоносных илов, ныне формирующийся под действием эксгаляций в осевой зоне спрединга срединно-океанских хребтов, прослеживается, с последовательным увеличением возраста, вплоть до окраин океана. Над ним залегают последовательно, по мере удаления литосферной плиты от оси спрединга, пелагические карбонатные осадки флангов хребта и пелагические глины или кремнистые осадки океанских котловин, а затем глубоководные приконтинентальные терригенные отложения. Надо подчеркнуть, что фациальные переходы в описанном ряду происходят на фоне изостатического погружения океанской плиты и соответствующего увеличения глубины океана, не компенсированного осадконакоплением.

С другой стороны, обнаружились осадки и фациальные взаимоотношения, отсутствующие в современном океане и свидетельствующие о необратимой эволюции океанских бассейнов и океаносферы в целом. Отсутствие прямых аналогов (актуалистических моделей) поставило перед сравнительно-литологическими исследованиями новые задачи, которые в той или иной мере успешно решаются в рамках морской геологии, седиментологии, палеоокеанологии и палеоклиматологии, но не исключает сам подход к интерпретации наблюдаемых литологических фактов.

В качестве примера рассмотрим проблему генезиса так называемых «черных сланцев» (обогащенных органическим веществом аргиллитов) на дне Атлантического океана, которые характеризуют ранний, апт-сеноманский, этап его раскрытия [3, 7]. Подобных фаций нет в современном открытом океане, дно которого омывается богатыми кислородом водами, обеспечивающими распад поступающего органического вещества в самом поверхностном слое осадков. Отсюда родились умозрительные гипотезы об условиях накопления «черных сланцев» от глобальной аноксии океана до мелководности бассейнов седиментации диаметром не менее полутора тысяч километров. Основанные на сравнительно-литологическом методе фациальные реконструкции

вводят ограничения для подобных гипотез. Так, одновозрастные пелагические отложения Тихого океана представлены фациями глубоководных красных глин, что противоречит идее глобальной аноксии [3]. Относительная глубоководность фации черных сланцев подтверждается гипсометрическим уровнем их залегания относительно соседних мелководных фаций [7]. Обогащенные органическим веществом четвертичные отложения континентального склона Калифорнийского полуострова и зон прибрежного апвеллинга помогают реконструировать условия накопления «черных сланцев» разного типа.

Исследование отложений гравитационных потоков и подводных оползней на современных континентальных склонах важно не только для понимания процессов накопления их древних аналогов на континентах, но также в связи с перспективами нефтегазоносности самих склонов и особенно гигантских конусов (фэнов) континентального подножия. Изучены системы глубоководных каналов, русловые фации которых могут служить актуалистическими моделями коллекторов углеводородов

К крупным достижениям в области изучения современного седиментогенеза в морях и океанах следует отнести открытие глубоководного грязевого вулканизма, источников углеводородных газов (сипов) и связанного с ними аутигенного карбонатообразования [4]. Несомненно будут найдены и древние проявления этого масштабного процесса.

Модель современного фосфоритообразования в зонах прибрежного апвеллинга [1] используется для реконструкции условий формирования некоторых фосфоритовых месторождений на континентах.

Остается спорным вопрос о сопоставимости с современными пелагическими фациями некоторых древних, особенно палеозойских, пород, предположительно относимых к к глубоководным отложениям исчезнувших океанов. Однако это не может служить сколько-нибудь веским аргументом против идеи существования древних океанов или применимости отдельных аспектов метода актуализма к их изучению.

Наконец, актуалистической моделью для понимания морского седиментогенеза геологического прошлого служит сам Мировой океан с происходящими в нем процессами осадкообразования.

Литература

1. *Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 346 с.
2. *Безруков П.Л.* Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океаногр. комиссии. 1962. Т. 10. Вып. 3. С. 3–8.
3. *Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н И.* Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15–41.
4. *Лейн А.Ю.* Аутигенное карбонатонакопление в океане // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
5. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 468 с.
6. *Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 342 с.

7. *Мурдмаа И.О. и др.* Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 282 с.
8. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 528 с.
9. *Murray J., Renard A.F.* Reports on the deep-see deposits based on the speciments collected during the voyage of H.M.S *Challenger* in the years 1872 to 1876. L.: Longmans, 1891.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОБЛАСТИ р. ВОЛГА–СЕВЕРНЫЙ ШЕЛЬФ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

И.А. Немировская[1], В.Ф. Бреховских[2]

[1]Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – nemir@ocean.ru
[2]Институт водных проблем РАН, г. Москва

Каспийское море находится в фокусе международного внимания, так как является природным резервуаром нефти и газа, углеводородный потенциал которого оценивается в 16–32 биллионов баррелей [4]. Здесь возможны природные высачивания нефти, а также поступление нефтяных углеводородов (УВ) в составе загрязняющих веществ в результате интенсивной разработки и транспортировки углеводородного топлива. Главные источники загрязнения северной части Каспийского моря – прибрежная нефтяная промышленность, судоходство и выносы р. Волги.

С целью изучения генезиса УВ и их трансформации в геохимической барьерной зоне река–море было поведено изучение алифатических УВ (АУВ) и полициклических ароматических УВ (ПАУ) во взвеси и в донных осадках в рукавах р. Волги, в зоне смешения речных вод с морскими и на северном шельфе Каспийского моря (август–сентябрь 2003–2006 гг.). УВ выделяли из влажных проб хлороформом. Содержание АУВ определяли ИК-методом; содержание и состав алканов – методом газовой хроматографии; содержание и состав ПАУ – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Подробности методики описаны в работе [3].

Геохимический барьер река–море (по модели, предложенной академиком А.П. Лисицыным, маргинальные фильтры рек [1]) играет важнейшую роль в судьбе речного стока. Здесь удаляется из воды и осаждается на дно до 90–95 % взвешенного материала и 20–40 % растворенных веществ, а вместе с ними и загрязнений, выносимых реками. Маргинальный фильтр состоит из двух основных частей, принципиально различающихся по их функциям: абиотическая часть, прилегающая к речному устью, и биотическая, расположенная у морского края зоны смешения. Абиотическая часть в свою очередь состоит из двух частей: гравитационной зоны, где происходит осаждение песчано-алевритовых фракций и которая характеризуется высокой мутностью вод и затрудненным фотосинтезом; и физико-хими-

ческой зоны, где происходит захват коллоидов и растворенных соединений (зона флоккуляции и коагуляции). После осаждения различных соединений с просветлением воды происходит развитие фитопланктона и возникает биологическая зона (ассимиляция и трансформация растворенных веществ, минерального и органического состава – «фитопланктонный насос»).

Распределение различных соединений в зоне геохимического барьера река–море контролируется соленостью. В Северной части Каспийского моря на терригенное ОВ накладывается поступление антропогенных соединений, что приводит к увеличению концентраций. Полученные данные показали, что для взвеси характерны высокие концентрации УВ: 91–475 мкг/л для АУВ; 20–101 нг/л для ПАУ. На взморье Каспийского моря липиды взвеси в основном состоят из АУВ, и наблюдалась жесткая зависимость между этими соединениями: r (липиды–АУВ) = 0.93. Их содержание в составе липидов в среднем составили 74.7 %, с максимумом на ст. 49б – 95.3 % (в районах, загрязненных нефтью, доля АУВ обычно повышается [3]). Напротив, в составе $C_{орг}$ липиды не являлись доминирующей фракцией, в большинстве проб их доля не превышала 25 % (в среднем 21.4 %), а АУВ – 23.4 % (в среднем – 16.5 %). Исключение установлено на станциях в рукаве Бахтемир, где доля липидов и АУВ повышалась соответственно до 65.3 и 48.3 %, что косвенно может свидетельствовать о включении нефтяных УВ. АУВ взвеси характеризовались монотонным распределением алканов, так как отношение нечетных к четным гомологам (CPI) в большинстве проб колебалось в интервале 1.0 1.3, что характерно для УВ нефти и фитопланктона. На станциях в районе о-ва Тюлений состав алканов ближе всего к биогенному. В низкомолекулярной области максимум приурочен к $н$-C_{17}-C_{18}, а в высокомолекулярной – к нечетным гомолога $н$-C_{25}-C_{27}, CPI = 1.2; доминируют высокомолекулярные алканы: (отношение $\Sigma(C_{12}+C_{22})/\Sigma(C_{23}+C_{37}) = 0.39$) и $н$-алканы доминируют над изо-соединениями: пристан/$н$-C_{17} = 0.53; фитан/$н$-C_{18} = 0.33; пристан/фитан = 1.7. Однако зубчатая форма горба и наличие серии изосоединений типично для биотрансформированных остатков легких нефтепродуктов [2].

В донных осадках повышенные концентрации установлены в рукавах р. Волги (гравитационная часть маргинального фильтра): $C_{орг}$ – до 8.605 %; АУВ – до 3880 мкг/г; ПАУ – до 3258 нг/г), а наиболее высокие – в физико-химической части, в зоне лавинной седиментации (при содержании $C_{орг}$ – до 1.2 %; концентрации АУВ достигают 4558 мкг/г; ПАУ – 4800 нг/г). В этой зоне аккумулирование УВ не зависит от гранулометрического типа осадков и от содержания в них ОВ: r (Сорг–АУВ) = 0.26. Напротив, существует связь между дисперсностью осадков и распределении ОВ: r ($C_{орг}$–влажность) = 0.92. Содержание АУВ и ПАУ в грубодисперсных осадках соизмеримо с концентрациями в наиболее загрязненных припортовых акваториях. Однако состав УВ как взвеси, так и донных осадков здесь имеет сме-

шанный генезис: для АУВ – терригенный с примесью нефтяных; для ПАУ – пирогенно-биогенный. Видимо, в летнее время под действием физических и биогеохимических процессов происходит быстрая деградация нефтяных и автохтонных УВ.

В биологической части маргинального фильтра, на шельфе Каспийского моря, содержание УВ в донных осадках снижалось (АУВ в среднем составило 115 мкг/г, ПАУ – 10 нг/г). При этом маркеры в составе УВ указывали на природный генезис: доминировали алканы наземной растительности, а в составе ПАУ – фенантрен и хризен. В частности, отношение пирогенных ПАУ к природным снижалось в физико-химической части от средних значений 2.3 до 0.2 в биологической части маргинального фильтра за счет выпадения пирена и бенз(а)пирена.

Таким образом, геохимический барьер р. Волга–Каспийское море служит фильтром, который не пропускает антропогенные УВ в открытую часть моря. Видимо поэтому, осадки внешнего шельфа Северного Каспия считаются наиболее чистыми, по сравнению с другими районами моря [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 06-05-64815а, 06-05-96016а р-восток и 08-05-00094а); Программы № 17 (6.4) фундаментальных исследований Президиума РАН, гранта Президента РФ (НШ-2236.2006.5); проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли».

Литература

1. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
2. *Немировская И.А.* Углеводороды в океане (снег–лед–вода–взвесь–донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 328 с.
3. *Немировская И.А., Бреховских В.Ф.* Генезис углеводородов во взвеси и донных осадках северного шельфа Каспийского моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 48–58.
4. *Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R. et al.* Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Pollut. Bull. 2004. V. 48. P. 44–60.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И БАССЕЙНЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В.М. Нечеухин

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – necheuhin@igg.uran.ru

Геодинамические реконструкции дают материалы к тому, чтобы наметить ряд основных положений относительно особенностей процессов седиментогенеза и характера бассейнов осадконакопления в орогенических системах разного типа. Вместе с этим свои особеннос-

ти для этих элементов выявляются при анализе геодинамических режимов и обстановок. К одному типу орогенических систем с хорошо выраженными процессами седиментогенеза следует отнести *орогенические пояса* межплитного и окраинноплитного положения, в то время как другой тип составляют *эпикратонные орогенические впадины.*

В сложении *орогенических поясов*, по данным практических реконструкций и модельных построений, участвуют ассоциации геодинамических обстановок внутрикратонного рифтогенеза и океанического спрединга, надсубдуктивных островных дуг и краевых поясов, аккреционно-коллизионного скучивания и плитных условий. Практически для всех геодинамических обстановок выявляются процессы седиментогенеза, связанные с конкретными типами бассейнов осадконакопления. Изменение состава осадочных комплексов и характера осадконакопления в ряду геодинамической последовательности от ранних этапов, к которым следует отнести внутрикратонный рифтогенез и океанический спрединг, к поздним этапам характеризуют элементы эволюции процессов седиментогенеза и осадконакопления в орогенических поясах.

Для обстановок *внутрикратонного рифтогенеза* наиболее характерными ассоциациями считаются грубообломочные и песчано-терригенно-сланцевые осадочные накопления (грабеновые фации), ассоциирующие с вулканогенными комплексами. Такие ассоциации должны локализоваться в пределах рифтогенных раздвигов, выступающих в качестве бассейнов осадконакопления. Однако палеогеодинамические реконструкции пока не позволяют выделить такие достаточно обоснованные геологическими и геодинамическими материалами структурно-вещественные ассоциации, предшествующие образованию океанических пространств.

Как показывают фактические данные, грабеновые фации и их аналоги локализуются преимущественно в структурах краевых рифтогенных бассейнов, которые и выступают в качестве бассейнов их накопления. Последовательное развитие таких бассейнов сопровождается их раздвижением и сменой грабеновых фаций отложениями фациальных серий рифтогенно-континентальных склонов, в сложении которых участвуют песчаники, сланцы, аргиллиты, кремнистые сланцы, известняки. Вместе с этим в осевых частях краевых рифтогенных бассейнов могут находиться дайковые комплексы (бассейны частичного раздвига) или блоки ультрабазитов (бассейны полного раздвига). Закрытие краевых бассейнов, особенно бассейнов полного раздвига, может включать образование надшовного осадочного бассейна, в котором происходит накопление достаточно мощных отложений, представленных флишоидными песчано-сланцевыми накоплениями. В целом, такие краевые бассейны выступают в качестве самостоятельных геодинамических систем типа орогенических поясов, примерами которых являются Талотинско-Пайпудинский и Сакмаро-Кракинско-Тирляндский орогенические пояса Тимано-Уральского сегмента Евразии.

В качестве других типов седиментогенеза геодинамических обстановок внутрикратонного рифтогенеза рассматриваются условия накопления терригенных, терригенно-сланцевых и терригенно-карбонатных осадочных серий в пределах рифтогенно-перикратонных пассивных окраин (Тиманский пояс) и осложненные рифтогенными депрессиями грабеновые структуры окраин кратонов (южная периферия Сибирского кратона). Отложения этих бассейнов осадконакопления в последующем включаются в сложение орогена.

Геодинамические обстановки *океанического спрединга* характеризуются слабо выраженным осадконакоплением. В орогенических поясах фрагменты осадочных отложений этих обстановок, представленные преимущественно кремнистыми сланцами, выявляются в верхних частях достаточно полных разрезов океанической коры.

В составе ассоциаций геодинамических обстановок надсубдуктивых *островных дуг* и сопровождающих их структур осадочные отложения имеют значительное развитие. При этом наряду с накоплением их в подчиненном количестве в островодужных постройках в ассоциации с вулканогенными комплексами, выделяются бассейны осадконакопления, имеющие самостоятельное значение. Им соответствуют междуговые бассейны осадконакопления, которые располагаются между островодужными системами и выполнены полностью осадочными отложениями значительных мощностей. Разрезы этих отложений несут определенные закономерности в своем строении. Их нижние части слагаются, как правило, конгломератами и вулканомиктовыми песчниками, которые выше сменяются накоплениями песчаников и аргиллитов с прослоями кремнистых сланцев. Завершаются разрезы накоплениями аргиллитов, алевролитов, кремнистых сланцев и, наконец, известняками. Терригенно-сланцевые и терригенно-кремнистые накопления несут черты ритмичной слоистости.

В составе ассоциаций, характеризующих геодинамические обстановки надсубдуктивных *краевых поясов*, осадочные комплексы локализуются в пределах структур, имеющих характер тыловых и фронтальных бассейнов. Тыловые бассейны выполнятся в основном песчаниками, аргиллитами, кремнистыми сланцами, в то время как во фронтальных бассейнах накапливаются преимущественно известняки, песчаники, аргиллиты.

Значительное проявление процессов седиментогенеза имеют геодинамические обстановки *аккреции и коллизии.* При этом особенности бассейнов осадконакопления этих обстановок тесно связаны с типами аккреции и коллизии. Существенную роль играют пришовные и надшовные депрессии и впадины, образующие протяженные линейные зоны. Своеобразными образованиями аккреции и коллизии являются полимиктовые брекчии, выполняющие зоны, сопровождающие гиперколлизионные швы на сочленении континентальных и океанических литосфер. Выделяются также депрессии растяжения, формирующиеся в тыловых частях зон аккреционного скучивания. Бассей-

ны осадконакопления являются также характерным составным элементом сдвигово-раздвиговых зон. В изученных зонах они заметно локализуются преимущественно по их периферии и выполняются туфопесчаниками и известняками.

К структурно-вещественным образованиям коллизии многие исследователи относят впадины предгорных прогибов и выполняющие их отложения. По сейсмоструктурным данным, впадины связаны с субдуктивно-обдуктивными процессами на сочленении кратона и систем краевых поднятий. Этим обусловлена структура впадин, имеющих крутое погружение в сторону краевых поднятий орогенов и пологое в сторону платформ.

Постепенное расширение впадин в сторону платформ обусловило элементы зонального размещение формаций и фаций их осадочного выполнения.

Для большинства орогенных поясов постаккреционный период знаменуется установлением *плитного режима*. Его основным геодинамическим элементом является образование систем мелководных бассейнов, в которых происходит накопление преимущественно карбонатных, карбонатно-сланцевых, песчано-углисто-сланцевых и других отложений. С позиций геодинамики они являются в значительной степени «запечатывающими» для аккреционно-коллизионных структур, а также включенных в эти структуры террейнов древней коры и их ансамблей.

К типу *эпикратонных орогенических впадин* отнесены депрессионные геодинамические системы, которые формировались в режиме длительного рифтогенного растяжения кратона, завершившегося проявлением процессов аккреционного скучивания и деформаций. В качестве основного объекта рассматривается Печорская эпикратонная орогеническая впадина.

Геодинамика и геодинамические обстановки формирования впадины на ранних этапах определялись дифференцированным опусканием ее основания, представленного аккреционно-коллизионными ассоциациями верхнепротерозойского орогена, в режимах внутриплитного растяжения. Растяжение сопровождалось образованием протяженных систем рифтогенно-грабеновых и депрессионно-грабеновых структур, размещавшихся по периферии и во внутренних частях впадины. Эти структуры выступали на этом этапе в качестве главных типов бассейнов осадконакопления преимущественно грабеновых формаций и фаций, представленых конгломератами и песчаниками разной крупности.

На следующем этапе формируются депрессии эпикратонного бассейна, выполнявшиеся сначала преимущественно песчано-сланцевыми и кремнисто-сланцевыми отложениями, а в последующем карбонатными накоплениями. В условиях коллизии краевые рифтогенные депрессии унаследовано заполнялись пермской молассой и другими терригенными фациями, а также подвергались процессам аккрецион-

ных деформаций с образованием покровных, покровно-надвиговых, чешуйчато-надвиговых и других аллохтонных и аллохтон-параавтохтонных структур.

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) ЗА ПОСЛЕДНИЕ НЕСКОЛЬКО ДЕСЯТКОВ ТЫСЯЧ ЛЕТ

А.В. Нечитайло[1], В.В. Крупская[2], А.А. Крылов[3], И.А. Андреева[3]

[1]Университет тонкой химической технологии, г. Москва, e-mail – NechitailoAV@yandex.ru
[2]ИГЕМ РАН, г. Москва
[3]ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург

Северный Ледовитый океан играет важнейшую роль в эволюции климатической системы Земли. История палеогеографических и палеоклиматических изменений «зашифрована» в осадочных разрезах и может быть восстановлена путем детальных литологических исследований.

Объектом данного исследования является хребет Менделеева, его изучение актуально в свете современной геополитической обстановки. Изучение осадков, поднятых в районе хребта Менделеева, позволит уточнить строение земной коры морфоструктур Арктического бассейна, выяснить их происхождения, восстановить историю глобальных палеоклиматических изменений за последние несколько миллионов лет.

Целью исследования явилась реконструкция гидродинамических режимов осадконакопления, уточнение генезиса и источников поступления рыхлого материала для формирования поднятия. В основу работы положены материалы экспедиции «Арктика 2005» на НЭС «Академик Федоров».

Фракционный гранулометрический анализ был выполнен с использованием водно-ситовой методики В.П. Петелина, усовершенствованной Н.Н. Лапиной [1], в лаборатории ВНИИОкеангеология. Моделирование режимов осадконакопления проводилось на основе сопоставления эмпирических кривых полей распределения по фракциям (ЭПР) и кумулятивных кривых (КК).

Динамика среды осадконакопления зашифрована в гранулометрическом составе отложений. Функция распределения частиц по размерам зависит от интенсивности (длительности) и направленности действия гидродинамики среды на поступивший в зону седиментации осадок [2, 3]. Особенности поведения ЭПР в области тонких фракций свидетельствуют о способе переноса и накопления материала [4], а детальное изучение особенностей поведения кумулятивных кривых позволит определить скорость осадконакопления.

Сравнительный анализ ЭПР и КК позволил выделить три основных типа, отличающихся различной динамикой среды осадконакопления.

Тип 1 характеризуется медленным накоплением материала и хорошей сортированностью, что указывает на формирование отложений под воздействием приповерхностных течений, которые действовали относительно продолжительное время.

Тип 2 накопились за довольно короткий промежуток времени в результате осаждения из низко-плотностных временных потоков, о чем свидетельствует повышенное содержание пелитовой и мелко-алевритовой фракций, при чем перенос материала осуществлялся как из взвеси (доминирующий фактор), так и путем сальтации и волочения.

Тип 3 характеризуется плохой сортированностью, что является следствием быстрого осаждения материала из низкоплотностных потоков, близких к турбидитным.

Динамику осадконакопления можно проследить на примере колонки (AF05-09C), полученной из срединной части хребта Менделеева, в которой удалось выделить три горизонта по интенсивности накопления и степени сортировки материала.

Нижний горизонт выделен до границы 8-9 МИС и характеризуется преобладанием придонных турбидитоподобных потоков, действующих продолжительное время и приносящих однородный материал. Формирование среднего горизонта происходило до 4 МИС (окончания оледенения) под действием сменяющих друг друга турбидных и нефелоидных потоков. Поступление материала происходило из разных источников. С начала потепления (3 МИС [5]) произошло изменение циркуляции придонных и поверхностных потоков, что отразилось на фракционном составе осадков. Значительное влияние на формирование данного горизонта оказывают поверхностные течения и становятся основным источником поступления материала для формирования осадков голоцена. Таким образом, Бофортское течение стало оказывать существенное влияние на формирование осадков хребта Менделеева с начала последней дегляциации.

Литература

1. *Лапина Н.Н.* Методика изучения вещественного состава донных отложений (на примере Северного Ледовитого океана). Л.: НИИГА, 1977. 55 с.
2. *Котельников Б.Н.* Реконструкция генезиса песков. Гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989.
3. *Романовский С.И.* Методология решения задач седиментационной цикличности // Сов. геология. 1984. № 8. С. 77–85.
4. *Крупская В.В., Андреева И.А., Сергеева Э.И.* Особенности строения и состава отложений грязевого вулкана Хаакон Мосби (ЮЗ Баренцева моря) // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 152–159.
5. *Adler R, Polyak L.P., Kaufman D.S.K.* Sedimentary record of the last two glacial (stadial) cycles on the Mendeleev Ridge, central Arctic Ocean // 37th International Arctic Workshop. 2007. P. 75.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ БАЗАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА ТЕЛЬПОССКОЙ СВИТЫ (O_1tp) НА ГОРЕ МАЯК (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

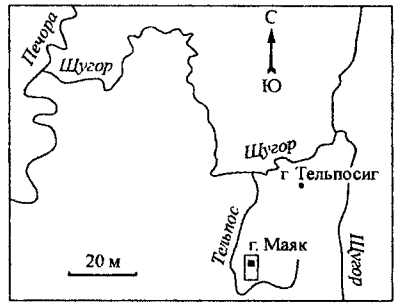
Н.Ю. Никулова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – nikulova@geo.komisc.ru

Гора Маяк, расположенная на западном склоне Приполярного Урала, в истоках р. Тельпос (рисунок), совпадает с одноименной меридиональной синклинальной структурой, сложенной породами двух структурных этажей: рифей-вендского (доуралиды) и нижнепалеозойского (уралиды), разделенных угловым и стратиграфическим несогласиями. Доуралиды представлены позднерифейско-вендскими вулканогенными образованиями саблегорской свиты (R_3–Vsb) и вулканогенно-осадочными породами лаптапайской свиты (V_2lp). Разрез уралид начинается терригенными породами алькесвожской ($Є_3$-O_1al) свиты, имеющими локальное распространение. Выше лежат базальные слои тельпосской свиты (O_1tp), представляющей собой платформенную фалаховую формацию. Они вскрываются в ядре синклинальной складки и сложены преимущественно мелкогалечными конгломератами, в нижней части с редкими подчиненными прослоями гравелитов и гравелитистых песчаников. Конгломераты массивные, без видимой слоистости и сортировки обломочного материала. Галька (1.0–3.0 см) составляет до 80 % объема породы. Сгруженность обломочного материала неравномерная – в отдельных прослоях и «пятнах» количество обломков достигает 90 % объема породы, но есть участки, на которых оно не превышает 50–60 %. В низах разреза в конгломератах отмечаются прослои гравелитов с редкой галькой и гравелитистых песчаников. Заполнителем в псефитах служит разнозернистый песчаник. В северной части горы Маяк он темно-вишневый до черного с большим количеством гематита в цементе, в южной части – розовато-серый с кремовым или буроватым оттенком.

Конгломераты и гравелиты имеют псефитовую структуру, массивную текстуру. Гравий и галька представлены в основном жильным кварцем (около 70 %). Примерно 20 % приходится на вулканиты кислого состава. Часто это в значительной степени измененные – серицитизированные или гематитизированные породы, в которых прослеживаются реликты первичных структур. Реже отмечаются гальки, сложенные песчаником со слюдистым цементом, кварцитопесчаником, микрозернистой рассланцованной кварцево-глинистой и микрозернистой гематит-кварцевой породой с зональным строением, возможно являющейся хемогенным силицитом. В единичных количествах встречаются обломки микрозернистой кварц-серицитовой, кварцевой с большим количеством разнонаправленных кварцевых прожилков и полевошпат-кварцевой пород и серицит-хлоритового сланца.

Схема расположения района работ.



На юго-западном склоне горы Маяк, в 0.5 м от подошвы слоя конгломерата, была обнаружена галька размером 12 × 8 × 3.5 см, сложенная фарфоровидной скрытокристаллической породой кремового цвета. Аналогичная порода была встречена нами и на поверхности глыб алькесвожских гравелитов на южной оконечности горы Маяк. Под микроскопом эта необычная порода выглядит как слюдисто-кварцевый сланец. В основной ткани, сложенной микрозернистым агрегатом кварца и слюды, присутствуют мельчайшие зерна рудного минерала, игольчатого рутила и ромбовидной формы зерна (0.3–0.5 мм) прозрачного минерала с высоким рельефом и серыми цветами интерференции – предположительно гояцита. Рентгенодифрактометрическим анализом (аналитик к.г.-м.н. Ю.С. Симакова, дифрактометр «Shimadzu» XRD–6000, излучение CuKб, Ni фильтр) установлено, что в составе глинистых минералов присутствуют хлорит, пирофиллит и слюды ряда мусковит-парагонит.

Заполнитель в псефитах, порового, реже – базального типа, представлен разнозернистым полимиктовым песчаником. Структура заполнителя псаммитовая, очень редко – брекчиевая, цемент серицит-кварцевый с незначительным количеством хлорита, порового или базального типа, железистый или серицит-кварцевый. Состав обломочного материала заполнителя аналогичен составу гравия и гальки – здесь также преобладает кварц. Присутствуют обломки кислых вулканитов, редко встречаются обломки микрокристаллической кварцевой породы и серицитизированные зерна полевых шпатов.

Песчаники разнозернистые с редким гравием характеризуются псаммитовой структурой, массивной текстурой. Размер обломочных зерен от 0.1 до 1.0 мм (преобладает фракция 0.2–0.4 мм), редко встречаются обломки гравийной размерности. Состав обломков в песчаниках аналогичен составу обломков в псефитах. Цемент порового типа кварцевый, кварц-серицитовый, редко – нацело серицитовый или гематитовый. Акцессорные минералы представлены единичными зернами турмалина, циркона, эпидота и титанита.

Необычный состав имеют два образца песчаников из нижней части разреза (обр. 202 и 306), в основной ткани которых до 1–3 % площади шлифа приходится на «розетки» размером от 0.05 до 0.2 мм (в основном около 0.1 мм), сложенные пирофиллитом. В проходящем свете для него характерен высокий рельеф, а в скрещенных николях – пестрая интерференционная окраска, как у серицита. Присутствие пирофиллита подтверждено данными рентгенометрического анализа.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

В составе пород базального горизонта тельпосской свиты (O_1tp) присутствует переотложенный материал коры выветривания: в песчаниках из нижней части разреза обнаружен пирофиллит, а в конгломератах – галька слюдистой глиноземистой породы. Очевидно, при формировании конгломератов размывалась кора выветривания подстилающих пород рифей-вендского фундамента.

Около 20 % обломков приходится на обломки кислых вулканитов, по структурно-текстурным особенностям аналогичным подстилающим отложениям саблегорской свиты. Часто это измененные (серицитизированные или гематитизированные) породы с реликтами первичных структур, однако легко диагностируемые при микроскопическом изучении. Обломки осадочных пород – песчаников, кварцитопесчаников, глинисто-кварцевых сланцев и микрозернистых гематит-кварцевых пород составляют в сумме не более 10 %.

Присутствие в базальных слоях тельпосской свиты (или ее стратиграфических аналогов) значительного количества обломков местного материала было отмечено М.В. Фишманом [8], М.Л. Клюжиной [2] и В.Н. Пучковым [7] в различных районах Приполярного Урала. Нами такие породы были описаны в верховьях Печоры на Северном Урале [3], на хр. Малдынырд на Приполярном Урале [4] и хр. Енганэпэ на Полярном Урале [5]. Таким образом, заметное влияние подстилающих пород на формирование состава грубообломочной части базальных слоев тельпосской свиты прослеживается на всем Севере Урала. Вверх по разрезу, по мере удаления от межформационного контакта, наблюдается уменьшение доли местного материала.

Новым (по сравнению с отмеченными работами наших предшественников) является обнаружение прямых литологических признаков перемыва коры выветривания на межформационном контакте уралид/доуралид, что еще в 1981 г. было в общей форме отмечено Я.Э. Юдовичем [9], а затем Я.Э. Юдовичем и В.С. Озеровым на хр. Росомаха и Малдынырд, т.е. значительно севернее изученного района [1, 6].

Литература

1. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты / Я.Э. Юдович, Л.И. Ефанова, И.В. Швецова и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 98 с.
2. *Клюжина М.Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 187 с.
3. *Никулова Н.Ю., Юдович Я.Э., Кетрис М.П. и др.* Литология и геохимия горных пород в зоне межформационного контакта на Верхней Печоре. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 127 с.
4. *Никулова Н.Ю., Ефанова Л.И., Швецова И.В.* Литология и золотоносность базальных слоев уралид на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2004. 54 с.
5. *Никулова Н.Ю., Юдович Я.Э., Швецова И.В.* Литология и геохимия горных пород зоны межформационного контакта на руч. Изъя-Вож (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2007. 40 с.

6. *Озеров В.С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
7. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 204 с.
8. *Фишман М.В.* Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар: Комикнигоиздат, 1956. 83 с.
9. *Юдович Я.Э.* Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Недра, 1981. 276 с.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В БЕЛОМ МОРЕ

А.Н. Новигатский, В.П. Шевченко, А.А. Клювиткин

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – ovigatsky@gmail.com

Изучение распределения и состава взвешенных веществ в океане для целей геологии и геохимии было начато в нашей стране и впервые в науке около 50 лет назад [1]. Были разработаны и постоянно совершенствовались методы извлечения малых количеств тонкого взвешенного вещества не только с поверхности, но и с любых глубин океана вплоть до 10 тыс. м. За прошедшие годы по единой программе и методике исследований удалось охватить практически все части Мирового океана – от Арктики до Антарктики, а также устьевые области рек и их нижнее течение [2]. Такие работы проводились ИО РАН, начиная с 2000 г., и в Белом море [3].

Для изучения динамики осадочного процесса в пространстве и во времени применена новая система единиц: вертикальные потоки ($мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$) литогенной и биогенной составляющей, различных химических соединений и загрязнений. Разработаны и применены независимые методы прямого и косвенного определения потоков вещества в геосферах. Прямое изучение потоков – с помощью седиментационных ловушек разных систем, косвенное – биологические методы и изотопные (Be^{7}, Pb^{210}, Th^{234}, а также Cs, Sr и др.) [3].

По количеству станций с изучением вертикальных потоков и по глубине исследования собранного материала Белое море пока не является эталонным для понимания процессов, протекающих в других морях Арктики. Начиная с нового тысячелетия, здесь удалось установить и успешно поднять около 20 станций с седиментационными ловушками как в устьях больших и малых рек, так и в заливах и области бассейна. В основном это были одностаканные ловушки, где материал накапливался в течение всего срока экспозиции.

В бассейне Белого моря под пикноклином потоки достигали значений порядка 200 $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$, а в придонном слое около 1000 $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$. Это связано с возникновением придонного слоя обогащенного осадочным веществом (нефелоида) с высокими величинами потоков в нем. Такие нефелоидные слои маркируются повышенными содержаниями

взвеси, данными гидрооптики и отмечены на многих станциях и морях Арктики и на материковом склоне. Возникновение нефелойдов в Белом море связано прежде всего с явлением каскадинга, когда холодные Баренцево морские воды, проникая, распространяются подобно тяжелым жидкостям, заполняют понижения дна, а также с интенсивными приливно-отливными течениями, влияние которых больше сказывается на мелководных участках.

Данные потоков по заливам представлены пока только для придонных горизонтов и составляют 800–1300 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$, такие высокие значения обусловлены влиянием нефелойда, что подтверждается оптическими данными, а литогенная составляющая материала в ловушках достигает 85 %, что близко для поверхностного слоя донных осадков [4].

По мере приближения к устьям рек значения потоков возрастают сначала до 1000 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$, а затем более 2000 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$, достигая максимального значения 8850 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$ [6]. Из этого небольшого сопоставления видно, что масштабы осаждения осадочного вещества на барьере река-море достигают очень высоких значений – идет лавинная седиментация первого глобального уровня.

С этими значениями резко контрастируют пока ещё очень редкие данные о потоках под покровом морских льдов, имеющиеся значения находятся в пределах 15–140 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$. В основном они варьируют от 15 до 30 мг·м$^{-2}$·сут$^{-1}$, а высокие содержания достигаются за счет биологической активности фито- и зоопланктона в подошве пористого морского льда и подледном слое воды насыщенной биогенными элементами. Таким образом, осадочный материал вертикальных потоков в зимнем сезоне формируется в основном за счет т.н. «дождя трупов» и пеллет, а его биогенная составляющая достигает 90 % [5].

В заключении хотелось бы подчеркнуть, что изучение потоков осадочного вещества, которое находится пока еще на начальном этапе – это начало количественного подхода к изучению геохимии осадочных процессов, гидрохимии процессов рециклинга, многих других направлений в океанологии.

Работа выполнена в рамках проекта «Система Белого моря» (руководитель академик А.П. Лисицын) при финансовой поддержке проектов Программ №№ 16 и 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли», грантов РФФИ №№ 06-05-64815 и 07-05-00691, гранта поддержки ведущих научных школ НШ-2236.2006.5.

Литература

1. *Лисицын А.П.* Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков. М.: Институт океанологии АН СССР, 1955. 248 с.
2. *Лисицын А.П.* Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения природной среды-2001. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. С. 163–248.

3. *Лисицын А.П.* Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения – опыт двухлетних исследований на Белом море // Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 503–556.
4. *Лукашин В.Н., Кособокова К.Н., Шевченко В.П. и др.* Результаты комплексных океанографических исследований в Белом море в июне 2000 г. // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 237–253.
5. *Новигатский А.Н., Шевченко В.П.* Вертикальные потоки осадочного вещества в губе Чупа, Белое море // Геология и геоэкология: исследования молодых. ГИ КНЦ РАН. 2005. С. 76–79.
6. *Новигатский А.Н., Шевченко В.П.* Вертикальные потоки осадочного вещества в эстуарии р. Кемь, Белое море // Геология морей и океанов. Материалы XVI Межд. школы по морской геологии. Т. II. М.: ИО РАН. 2005. С. 43–44.

ЗАВИСИМОСТЬ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КАОЛИНИТА ОТ ЕГО ДИСПЕРСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ КАОЛИНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖУРАВЛИНЫЙ ЛОГ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.М. Новиков[1], Н.С. Бортников[1], В.В. Крупская[1], Р.М. Минеева[1], С.В. Соболева[1], А.В. Сперанский[1], Г.О. Пилоян[1], Б.Ф. Горбачев[2], Е.Б. Бушуева[3]

[1]ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail – novikov@igem.ru
[2]ФГУП ЦНИИгеолнеруд, г. Казань
[3]Московский государственный университет, г. Москва

Одним из важнейших промышленных глинистых минералов является каолинит. Известно, что реологические свойства каолиновых суспензий и паст (вязкость, стабильность) регулируются в результате подбора соотношения минеральных частиц по их форме и размерам путем программируемого смешивания разных фракций каолинов [2]. Лабораторно-технологические методы включают испытание каолинов < 63 мкм и с частицами диаметром эквивалентной сферы < 10 мкм, 5–10 мкм, 2–5 мкм, < 2 мкм. [1]. В этой связи становится актуальной задача уточнения зависимости кристалломорфологических свойств каолинита от его дисперсности. Авторами изучен элювиальный каолин месторождения Журавлиный лог (Южный Урал). В широком спектре его гранулометрического состава основное внимание уделялось наиболее значимым в технологическом отношении фракциям (< 63, 10–5, 5–1, 1–0.5 и < 0.5 мкм). Методы исследования – электронно-микроскопический, рентгеновский, ДТА, ИКС и ЭПР.

Электронно-микроскопические изучение показало, что по мере уменьшения крупности фракций, меняется морфология каолинита от вытянутых (фракция > 63 мкм) к изометричным псевдогексогональным (5–1 и 1–0.5 мкм) кристаллам, их смеси (10–5 мкм) и, далее, резко – к частицам неправильной, с «рваными» краями формы (< 0.5 мкм). Минимальные размеры частиц около 100 нм. Одновременно наблюдается

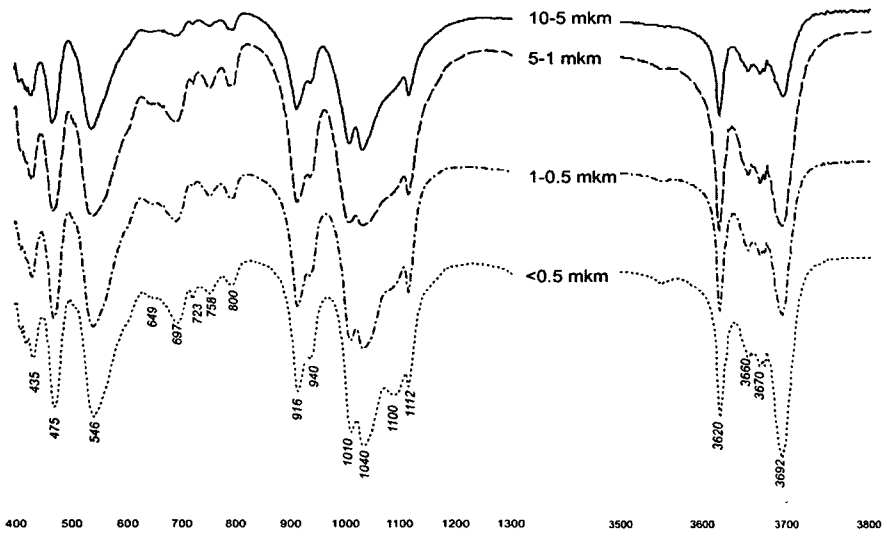


Рис. 1. Инфракрасные спектры каолинитов из различных гранулометрических фракций.

изменение микродифракционных картин в последних трех фракциях от идеального гексогонального распределения рефлексов (5–1 мкм) к искаженным псевдогексогональным мотивам с наклоном относительно осей *a* или *b* (1–0.5 мкм) и электронограммам порошка (< 0.5 мкм) со значениями *d(hkl)* кольцевых отражений. Характер последних двух электронограмм обусловлен мелкими размерами индивидов каолинита и их «разупорядоченной» ориентацией относительно подложки. По данным рентгеновского анализа, в рассматриваемом гранулометрическом ряду значение средней толщины частиц каолинита уменьшается дискретно (35 → 27 → 23 → 17 → 15 нм). Для фракции < 0.5 мкм резко уменьшается интенсивность базальных отражений и количество рефлексов. Последовательные изменения на кривых ДТА наиболее отчетливо проявляются в вариации значения индекса ассиметрии эндоэффекта при 550°C ($\acute{r} = a/b$: 0.91 → 1.56 → 1.85 → 2.4 → 2.5). Подобные изменения связываются с уменьшением кристалличности и толщины частиц каолинита [4].

На ИК спектрах каолинита изученного ряда фракций наблюдается эволюция в области колебания гидроксильных групп (3620–3695 $см^{-1}$) и наращивание компонент 3550 $см^{-1}$ (молекулярная вода) и 1100 $см^{-1}$ (валентные колебания Si–O). Вместе с тем, эти изменения наиболее разительны для ИК спектра фракции < 0.5 мкм и проявляются, прежде всего, в оформлении полосы 1100 $см^{-1}$ и резком изменении отношения $R = D_{3620}/D_{3695}$ (рис. 1). Согласно литературным данным, уменьшение величины $R = D_{3620}/D_{3695}$ определяется как упорядоченностью заполнения октаэдрических позиций, так и увеличением удельной поверхности исследуемого образца. При механическом измельчении каолинита са-

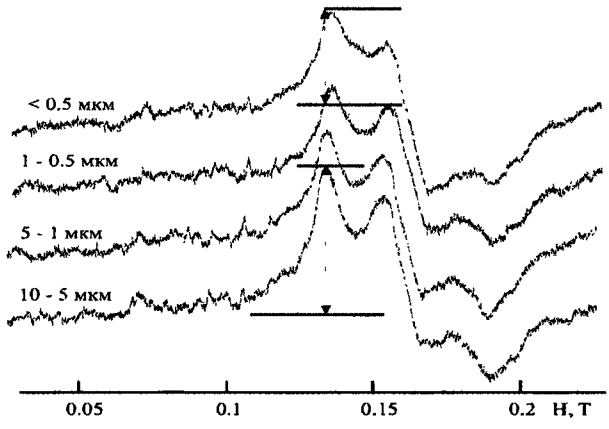


Рис. 2. ЭПР-спектры каолинитов из различных гранулометрических фракций. Стрелками показаны различия в амплитудах.

мым чувствительным ИК-спектроскопическим «индикатором» является увеличение интенсивности полосы с максимумом при 1090 $см^{-1}$ [3]. Методом ЭПР установлено, что с уменьшением размера частиц каолинита убывает амплитуда сигналов Fe^{3+}, находящихся в тетраэдрических позициях на боковых поверхностях кристаллитов. Одновременно увеличивается ширина линий. Это свидетельствует о том, что соотношение между числом Fe^{3+} на боковых поверхностях кристаллитов и внутри них для частиц в исследуемом интервале размеров остается неизменным. Боковые поверхности крупных кристаллов представляются более совершенными и, возможно, однородными. (рис. 2).

Проведенные исследования показали, что в широком гранулометрическом спектре каолинов Журавлиного Лога заметные изменения кристалломорфологических параметров каолинита наиболее резко проявлены во фракции < 0.5 мкм. Именно индивиды каолинита этой фракции характеризуется практически отсутствием огранки, наименьшей степенью совершенства и находятся на границе кристаллического и аморфного состояния вещества. Структурно морфологические особенности каолинита входят в число основных параметров, влияющих на технологические свойства каолинового сырья. Представляется также, что рассмотренные свойства каолинита фракции < 0.5 мкм найдут свое применение в нанотехнологиях будущего.

Литература

1. *Горбачев Б.Ф., Корнилов А.В., Гонюх В.М.* Комплексная оценка качества каолинов // Разведка и охрана недр. 2000. № 9. С. 38–40.
2. *Масленникова Г.Н., Колышкина Н.В., Шамриков А.С., Стафеева З.В.* Обогащенный каолин месторождения «Журавлиный Лог» для керамического производства // Стекло и керамика. 2002. № 1. С. 15–19.
3. *Пластинина М.А., Куковский Е.Г.* Степень совершенства структуры каолинитов по данным рентгенографии и ИК-спектроскопии // Минералогический журнал. 1979. Т. 1. № 2. С. 67–72.
4. *G. Lombardi, J.D. Russe, W.D. Keller* Compositional and structural variation in the size fractions of a sedimentary and a hydrothermal kaolin // Clays and Clay Miner. 1987. V. 35. P. 321–335.

ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Д. Ножкин, Н.В. Дмитриева

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – nozhkin@uiggm.nsc.ru

В Енисейском кряже в постколлизионную эпоху (после 860–870 млн лет) сформирован ряд рифтогенных прогибов, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, отвечающими верхневороговской (киргитейской), чингасанской и чапской сериям позднего рифея.

Верхневороговская серия в наиболее типичном виде представлена в пределах одноименной грабен-синклинали и включает ковригинскую, оленьинскую и водораздельнинскую свиты. Для ковригинской свиты характерны грубообломочный облик и фациальная невыдержанность пород, развитие продуктов бимодального риолит-базальтового вулканизма. Базальная толща представлена регрессивной серией пестроцветных субаэральных отложений – алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, включающих покровы и экструзивные тела кислых и горизонты основных вулканитов. Оленьинская свита сложена сероцветными олигомиктовыми песчаниками и гравелитами со знаками ряби и косой слоистостью, сменяющимися выше по разрезу пестроцветными (сиренево-серыми) вулканомиктовыми песчаниками и туфогенными алевросланцами. Водораздельнинская свита связана постепенными переходами с нижележащими отложениями. Нижняя часть разреза сложена параллельно слоистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с трансгрессивным строением ритмопачек, а верхняя образована преимущественно черными углеродисто-глинистыми сланцами. В разрезе пачки около 30 пластовых тел лейко- и андезибазальтов, образующих серии сближенных потоков. Следовательно, вулканогенные породы верхневороговской серии представлены контрастной риолит-базальтовой ассоциацией с антидромной последовательностью магматизма, характерной для континентальных рифтовых зон, что подтверждается структурным положением, строением разрезов, составом и фациальными особенностями терригенных отложений. U-Pb возраст циркона (SHRMP-II) кварцевых риолит-порфиров ковригинской свиты составляет 753 ± 6 млн лет.

Чингасанская серия в структуре Тейско-Чапского прогиба и Уволжского грабена в нижней части (лопатинская свита) представлена субаэральными грубообломочными пестроцветными отложениями временных потоков и небольших рек с весьма изменчивой (300–700 м) мощностью; местами разрез венчается пачкой строматолитовых доломитов и известняков мелководного шельфа. Вышележащая карьерная свита сложена кварцитовидными песчаниками, сменяющимися пакетами переслаивания глауконитовых песчаников с алевролитами и слю-

дистыми глинистыми сланцами, отвечающими обстановкам седиментации на шельфе. Вторая половина этой эпохи характеризуется неспокойным гидродинамическим режимом осадконакопления, отличающимся неоднократной миграцией береговой линии и осушением отдельных участков седиментации, на что указывает развитие волноприбойных знаков и трещин усыхания. Строение разреза и состав пород перекрывающей чividинской свиты изменчивы по простиранию. Если в юго-восточной части прогиба эта свита представлена в основном флишевой толщей глубоководных терригенных пород с подчиненным количеством карбонатов, то на северо-западе (рр. Чапа, Вороговка), наряду с флишевыми отложениями, в низах разреза доминируют несортированные грубообломочные тиллитоподобные породы – диамиктиты. Формирование этих грубообломочных отложений происходило в приразломной зоне прогиба с весьма напряженным вулканотектоническим режимом, что подтверждается развитием среди них продуктов вулканизма трахибазальт-трахитовой ассоциации. Результаты ^{40}Ar-^{39}Ar изотопно-геохронологических исследований минералов (биотит, титанавгит) субщелочных базальтоидов этой ассоциации свидетельствуют о возрасте вулканогенных и осадочных пород чividинской свиты около 700 (703 ± 4) млн лет. Длительность накопления осадков чингасанской серии, судя по оценкам абсолютного возраста вышеописанных подстилающих пород верхневороговской серии, а также субщелочных базальтоидов чividинской свиты, не более 25–30 млн лет.

Осадочные толщи чингасанской серии перекрываются отложениями чапской серии позднего докембрия. На чапской серии с перерывом залегают фаунистически охарактеризованные отложения лебяжинской свиты нижнего кембрия. Чапская серия объединяет суворовскую, подъемскую и немчанскую свиты. Суворовская свита с размывом залегает на отложениях чividинской свиты, представлена красноцветными терригенными образованиями, среди которых преобладают кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с линзами конгломератов и гравелитов в базальном горизонте, прослоями алевролитов, аргиллитов и доломитов в верхах разреза. По всему разрезу свиты наблюдаются косая волнистая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, следы размыва, свидетельствующие о формировании красноцветных отложений в наиболее мелководной, периодически осушаемой части водоема, с участием временных и постоянных водотоков. Отложения подъемской свиты согласно перекрывают породы суворовской. В ее составе преобладают пестроцветные доломиты, доломитистые известняки, ритмично переслаивающиеся песчанистые доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Из этих пород имеется несколько определений радиологического возраста по глауконитам: 635, 645 и 650 млн лет. Немчанская свита связана постепенными переходами с подъемской и наиболее распространена в восточных разрезах Тейско-Чапского прогиба, где она представлена красноцветными терригенными отложениями (общей мощностью до 4 км). Среди них в

нижних горизонтах разреза преобладают полимиктовые, а в верхних – кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты, сменяющиеся в начале пачкой грубообломочных, а затем терригенно-карбонатных пород. Формирование отложений происходило на фоне регрессирующего мелководного бассейна в прибрежно-морских и континентальных условиях. Завершающий цикл седиментации немчанского времени происходил в условиях медленной морской трансгрессии. Для песчаников средней части разреза получена цифра возраста по глаукониту – 635 млн лет.

Среди осадочных отложений чингасанской и перекрывающей ее суворовской свиты чапской серии распространены трубки взрыва, дайки, силлы и покровы пород щелочно-ультраосновного состава, которые размещены преимущественно в рифтовых структурах – грабенах, приуроченных к зонам Ишимбинского и Татарского разломов. Изотопный возраст щелочных пикритов, определенный K-Ar методом по биотиту, составляет 670 ± 17 млн лет, что не противоречит геологическим данным.

Приразломное положение грабенов и грабен-синклиналей, грубообломочный состав, резкие фациальные изменения литологических комплексов и весьма невыдержанные их мощности, а также бимодальный риолит-базальтовый, трахибазальт-трахитовый и щелочно-ультраосновной (никритоидный) вулканизм свидетельствуют о проявлении активного рифтогенеза и внутриплитного магматизма в зонах влияния Татарского и Ишимбинского разломов в период формирования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов верхневороговской, чингасанской и нижних горизонтов чапской серий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционные проекты 7.10.1 и 6.6.) и РФФИ (проект 04-05-64301).

ЗАЛЕЖИ ФОСФОРИТОВ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАК ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ИСТОЧНИК ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ

А.А. Озол

ЦНИИгеолнеруд, г.Казань, e-mail – root@geolnerud.com

Среди промышленных типов месторождений фосфатных руд, как известно, выделяют магматический, карбонатитовый, метаморфический и осадочный, к последнему из которых приурочено около 95 % мировых запасов. Из них на долю зернистых фосфоритов, приуроченных к терригенно-кремнисто-карбонатным формациям, и связанных с ними кор вывстривания приходится около 80 % мировых запасов. Их поиски в различных регионах страны пока не дали ожидаемых результатов. Одной из возможных причин этого является использование при

поисках несовершенных или ошибочных генетических моделей месторождений. Если это предположение правильно, то возникает необходимость замены ранее доминировавших генетических моделей новыми. В их основу должен быть положен системный анализ, направленный на выявление возможных в той или иной геологической обстановке линий развития фосфатогенерирующих процессов, приводящих в итоге к формированию месторождений [1, 2].

В зависимости от возраста отложений и геологического строения того или иного региона реализуются различные линии развития фосфатогенерирующих процессов с образованием в результате различных генетических типов месторождений, из которых наибольший интерес вызывают фосфоритоносные коры выветривания. Специфической особенностью генетических моделей месторождений фосфоритов является большое разнообразие сведений, которое надо использовать при их разработке (приуроченность к той или иной эпохе фосфатогенеза, наличие или отсутствие связей с рифтами, расположение вблизи или на удалении от экваториальной зоны, наличие глубинных восходящих течений, особенности геодинамической и геохимической обстановок, характер ловушек, в которых аккумулируются фосфатные зерна и т.д.). При прогнозировании фосфоритоносных кор выветривания на южных окраинах России в качестве основополагающих использовалось представление о существовании мел-раннепалеогеновой эпохи глобального фосфатогенеза. Повышенное содержание фосфора в океанических и морских водах в мел-раннепалеогеновую эпоху было связано с раскалыванием Пангеи и раздроблением Гондваны, которое сопровождалось интенсивным проявлением рифтогенеза в обрамлении и внутри океанов Тетис и Паратетис. Основная масса фосфоритов в мел-раннепалеогеновых бассейнах образовалась в приэкваториальной зоне в интервале палеоширот 0–20°, меньшая – в интервале палеоширот 20–40°. Фосфоритообразование происходит на окраинах континентов в шельфовых зонах при проявлении в их пределах океанического апвеллинга, в акватории океана – на коседиментационных поднятиях при проявлении наведенного апвеллинга и, наконец, в морских бассейнах, частично изолированных друг от друга – под влиянием отдельных составных частей апвеллинга, «вклинивавшихся» в их мелководные участки.

В шельфовых зонах, являющихся основным плацдармом фосфоритогенеза, важную (если не главную) роль при формировании зернистых фосфоритов играли структурные – геоморфологические и гидродинамические ловушки. Первые приурочены к небольшим грабенам, образующим в рельефе дна прогибы и впадины, вторые – к застойным участкам, где воздействие океанических течений проявлялось наиболее слабо. В структурных ловушках происходила аккумуляция фосфатных зерен и их переотложение, представляющее собой по сути дела процесс природного обогащения фосфоритов. Поэтому выявление структурных ловушек в областях распространения мел-раннепа-

леогеновых отложений при проведении поисков зернистых фосфоритов – обязательное условие повышения их эффективности.

В постседиментационный период фосфоритные отложения при выходе на земную поверхность претерпевали выветривание. Если такие отложения имели существенно карбонатный состав, их выветривание приводило к удалению карбонатного материала. В результате в связи с корами выветривания в составе элювиально-делювиальных, аллювиальных, дельтовых или прибрежно-морских отложении формировались залежи фосфоритов. Например, в Колумбии на месторождении Сардината за счет зернистых фосфоритов с содержанием P_2O_5 около 27 %, полого залегающих в составе меловых глинисто-карбонатных отложений, образовались фосфоритные коры выветривания с содержанием P_2O_5 в 1.5 раза выше (до 37.5 %). В США за счет фосфоритизированных известняков, содержащих 7–8 %, в районе месторождения 10–15%, местами до 20 % P_2O_5 сформировались залежи так называемые «бурых» (штат Теннеси) и «галечниковых» (штат Флорида), фосфоритов, представленных фосфатными глинами и песками с содержанием P_2O_5 31–34 % или фосфоритовым галечником с содержанием P_2O_5 до 30–35 %. На Южном Урале за счет фосфатизированных известняков со средним содержанием P_2O_5 в породах 3.38 % образованы залежи фосфоритов с содержанием P_2O_5 в руде свыше 20 % (от 10 до 32 %). На Среднем Тимане в связи с корами выветривания образовались остаточные и инфильтрационно-метасоматические месторождения фосфоритов со средним содержанием P_2O_5 в руде около 10 %, местами до 30 % и т.д.

Образование месторождений гипергенных фосфоритов, связанных с корами выветривания карбонатных пород, происходило за счет первично-седиментационных фосфоритов в результате удаления цементирующего карбоната кальция, последующего высвобождения фосфатных зерен, их перераспределения и аккумуляции в составе элювиально-делювиальных, аллювиальных, дельтовых или прибрежно-морских отложений. Масштабы месторождений, как и качество руды, определяются прежде всего составом исходной породы и содержанием в ней фосфора. В общем случае исходные породы могут быть разного возраста. Но во всех случаях в составе исходной породы, должно быть ограниченное количество терригенного материала, содержащего алюминий и железо, при доминирующем положении карбонатных и фосфатных компонентов, присутствующих в варьирующих количествах. Чем меньше содержание терригенного материала в исходных, преимущественно карбонатных породах, и чем выше содержание в них фосфатов, тем выше будет содержание в руде гипергенного апатита (при условии достаточно интенсивного и продолжительного выветривания). При этом в продуктах выветривания не только значительно повышается содержание фосфора, но и изменяется форма его нахождения: фосфаты превращаются в твердые гели, хорошо растворимые в гуминовых кислотах, в связи с чем их агрохимическая эффективность повышается.

Только при совершенно уникальном сочетании условий и при единонаправленном действии целого ряда рудогенерирующих процессов становилось возможным формирование в фосфоритоносных корах выветривания достаточно крупных месторождений, представленных фосфатными глинами и песками. В качестве последнего звена в цепи развития фосфатогенерирующих процессов выступают полого залегающие карбонатные, глинисто-карбонатные и глинисто-кремнисто-карбонатные фосфоритизированные отложения, претерпевшие интенсивное и продолжительное выветривание. Именно с ними и только с ними могут быть связаны месторождения типа «бурых» или «галечниковых» фосфоритов, которые за рубежом рассматриваются в качестве основного источника фосфатного сырья в XXI веке.

Литература

1. *Озол А.А.* Универсальная модель рудообложения фосфора как теоретическая основа прогноза и поисков // Разведка и охрана недр. 1996. № 2. С. 14–17.
2. *Cook P.J., Shergold J.N.* Protorozoic and cambrian phosphates – nature and origin. Phosphate deposits of the world. 1986. 324 c.

ПОЛИГЕННАЯ ПРИРОДА НЕФТИ В ЕЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

А.А. Озол

ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», г. Казань, e-mail – root@geolnerud.com

Ни одно из полезных ископаемых не имеет такого значения для человечества и вместе с тем не является столь загадочным по своему происхождению, как нефть. Несмотря на выявление в последние годы целого ряда ее месторождений, залегающих в породах фундамента древних и молодых платформ, основные ресурсы и запасы нефти сосредоточены в ее месторождениях, залегающих в осадочных толщах доманикового и баженитового типов. Уже более двух столетий вопрос об их генезисе является предметом острой дискуссии. И в наши дни он все еще остается далеким от окончательного решения.

В настоящее время существуют две альтернативные гипотезы происхождения нефти: органического (ее генерация в осадочных толщах из рассеянного в них органического вещества с последующей миграцией нефти по вертикали или латерали в ловушки) и неорганического (за счет глубинных флюидов, содержащих углеводороды). По мере появления новых фактов позиции сторонников противоположных точек зрения все более сближались. Ширилось признание возможности совместного проявления обоих (экзогенного и эндогенного) механизмов нефтеобразования и, соответственно, полигенной природы нефти в ее месторождениях. Преобразование в осадочных толщах рассеянного органического вещества в нефть происходило не только при кос-

венном, но и при прямом влиянии восходящих тепловых и флюидных потоков.

В качестве основного источника глубинных флюидов выступала мантия, особенно ее флюидонасыщенный слой, расположенный на границе с ядром. В платформенных условиях главными путями их поступления в осадочную толщу служили внутриконтинентальные рифты (авлакогены), преимущественно в местах их сочленения друг с другом или в трансформных разломах, и, наряду с ними, эндогенные кольцевые структуры, а в их пределах – места пересечения линейных и кольцевых разломов. В таких местах восходящая миграция глубинных флюидов с наибольшей интенсивностью проявлялась на участках с уменьшенной мощностью земной коры. В их пределах подъем поверхности Мохоровичича сопровождался образованием астенолитов аномально легкой мантии, богатой флюидами. Уменьшение мощности земной коры приводило к быстрому некомпенсированному погружению, резкому усилению теплового потока и массовому вторжению мантийных флюидов, содержащих углеводороды, а в итоге – к образованию частично или полностью изолированных впадин, выполненных планктоногенными отложениями. В таких впадинах, находящихся под воздействием восходящих тепловых и флюидных потоков, возникала обстановка, благоприятная для нефтеобразования.

Альтернативные гипотезы происхождения нефти превратились во взаимно дополняющие и тесно связанные между собой, а представление о ее полигенной природе стало доминирующим. Было выдвинуто и обосновано положение о существовании причинно-следственных связей между процессом серпентинизации перидотитов и нефтеобразованием в осадочных толщах. Разработан принципиально новый механизм нефтеобразования в результате взаимодействия рассеянного в осадочных толщах органического вещества с присутствующими в этих же толщах углеводородными (преимущественно метильными и метиленовыми) радикалами типа ($-CH_3$) и ($-CH_2-$), имеющими один или два неспаренных электрона и обладающими парамагнитными свойствами (как следствие магнитного момента спина неспаренного электрона). Такие соединения, будучи свободными радикалами, характеризуются очень высокой реакционной способностью.

Генерация углеводородных радикалов могла происходить в осадочных толщах при изменении состава и свойств органического вещества на стадиях диагенеза и катагенеза в определенных термобарических условиях при дискретных тектонических движениях, приводящих к возникновению мощных локальных электромагнитных полей. Образующиеся под их воздействием свободные радикалы $-CH_3$, $-CH_2-$, $-H$ разрывают связи С–С с образованием из твердого органического вещества его жидких соединений, отвечающих по составу нефти [1].

Наряду с генерацией углеводородных радикалов на стадии диагенеза и катагенеза, при активизации тектонических движений в осадочные толщи могли поступать и в действительности поступали ман-

тийные флюиды, а в их составе – дополнительное, если не основное, количество углеводородных радикалов. Их генерация во флюидных системах водородно-углеводородного состава происходила при термической диссоциации реагирующих молекул, например диацетила $(CH_3CO_2)_2$, приводящей к образованию монорадикалов CH_3 и молекул CO_2 или диметилртути $Hg(CH_3)_2$, сопровождающейся образованием металлической ртути и монорадикала CH_3, а также при реакциях взаимодействия исходных веществ, активно протекающих, когда одно из них имеет двойную связь, как это имеет место, например, в изопреноидных цепях. Возникающие таким образом свободные радикалы взаимодействуют как с молекулами органического вещества, рассеянного в планктоногенных отложениях доманикового и баженитового типов, так и с молекулами неорганических веществ, поступающих в эти же отложения в составе глубинных флюидов. При взаимодействии одно- или двухвалентных радикалов, имеющих один или два неспаренных электрона, например монорадикала CH_3 или бирадикала CH_2, с насыщенной (не обладающей парамагнитными свойствами) молекулой в каждом акте реакции образуются соответственно один или два новых монорадикала, способных к ее дальнейшему продолжению. В результате возникают цепные реакции: $CH_3 + H_2 \rightarrow CH_4 + H$, $CH_2 + H_2 \rightarrow CH_3 + H$.

Если же при взаимодействии одновалентного радикала с насыщенной молекулой образуется двухвалентный радикал, который, вступая в реакцию с молекулой, дает два монорадикала, то в итоге вместо одного монорадикала получаются три. В результате возникают цепные реакции, в которых происходит увеличение числа свободных радикалов в одном звене цепи. Такие реакции, открытые Н.Н. Семеновым, получили название разветвленно-цепных реакций. Непрерывное умножение числа свободных радикалов в ходе разветвленно-цепных реакций приводит к их лавинообразному ускорению, при котором скорость реакции, возрастающая по экспоненциальному закону, может оказаться настолько большой, что приведет к «обвальному» нефтенакоплению [2].

Разветвленно-цепная реакция включает в себя несколько стадий, из которых наиболее трудной в энергетическом отношении является стадия зарождения цепей. Образование свободного радикала, начинающего реакцию, обычно требует высокой температуры. Ее снижение, как отмечается В.Н. Кондратьев, возможно в присутствии крайне малых количеств (иногда ничтожных следов) химически активных веществ, в частности металлов с переменной валентностью, образующих комплексные соединения. Поступление глубинных флюидов, содержащих углеводороды, а в их составе – свободные радикалы и ассоциирующие с ними металлы с переменной валентностью, выступающие в роли катализаторов, способствовало интенсификации процесса нефтеобразования, обусловливая, вместе с тем, полигенную природу нефти в ее месторождениях, залегающих в планктногенных отложениях.

Литература

1. *Нестеров И.И.* Генезис и формирование залежей углеводородного сырья // Геология нефти и газа. 2004. № 2. С. 38–47.
2. *Озол А.А.* Актуальные проблемы нефтегазо- и рудообразования на платформах. Казань: Изд-во Казанского университета, 2006. 260 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗ НЕФТЕНОСНОСТИ ОРДОВИКСКО-НИЖНЕДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА МЕДЫНСКО-САРЕМБОЙСКОГО ВАЛА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.С. Окнова

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург, e-mail – ins@VNIGRI.spb.su

Медынско-Сарембойский вал входит в состав Варандей-Адзьвинского авлакогена, ограничивая его с востока. В пределах Медынско-Сарембойского вала (мегавала) развиты два основных карбонатных нефтегазоносных комплекса: ордовикско-нижнедевонский и семилукско-турнейский. Изучение отложений проводилось в больших шлифах по методике ВНИГРИ с подсчетом параметров трещиноватости. Для определения соотношения кальцита и доломита проводилось окрашивание ализарином. Для более же точного определения соотношения кальцита и доломита применялись дифференциально-термический и ренгеноструктурный анализы, которые проводились в лаборатории палеогеографии Санкт-Петербургского университета. Необходимо отметить, что определение соотношения известняков и доломитов в разрезе имеет большое значение для корреляции разрезов, определения условий образования осадков и прогнозирования коллекторских свойств.

Ордовикско-нижнедевонский НГК представлен нижнедевонскими отложениями, которые разделяются на лохковский и пражский ярусы, первый карбонатный, второй – терригенный. В лохковском ярусе выделяются два горизонта: овинпармский и сотчемкыртинский, в овинпармском горизонте выделяются две пачки – глинисто-известковая и известково-доломитовая, в сотчемкыртинском – также две пачки – глинисто-доломитовая и ангидрит-доломитовая. Если проследить за изменением соотношения кальцита и доломита в разрезах скважин, то отчетливо наблюдается переход от известняков в нижней части разреза к доломитам и ангидритам в верхней. Это свидетельствует о регрессивном характере развития бассейна седиментации. По-видимому, в овинпармское время в бассейн поступали пресные воды с терригенным глинистым материалом (глинисто-известковая пачка), затем приток пресных вод прекратился в связи с регрессией бассейна, соленость вод повысилась (известково-доломитовая пачка). Процесс обмеления

продолжался в сотчемкыртинское время, бассейн практически полностью замкнулся, и образовалась лагуна с водами высокой солености, в которой отлагались доломит, ангидрит и гипс.

Силурийско-нижнедевонские отложения считаются одним из перспективнейших горизонтов восточного склона Большеземельского свода. Безусловно перспективны они и в пределах Медынского вала. При этом заполнение залежей в них началось за счет углеводородов, проникавших по ослабленным зонам (зонам трещиноватости) снизу из отложений силура. Нефтеносными в пределах Медынского вала могут оказаться отложения и лохковского, и пражского ярусов. Как известно, в этом плане лохковские отложения активно проявили себя на Мядсейской площади, а в пражское время на более северных Тобойской и Медынской площадях. Нефть легкая, а на Мядсейской площади наблюдался даже газонефтяной выброс.

Медынско-Сарембойский вал является высокоперспективным объектом поисков нефти и газа. На его территории основным карбонатным нефтегазоносным комплексом является нижнедевонский комплекс.

СТРОЕНИЕ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА БИОГЕРМОВ РИФОВЫХ МАССИВОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

К.Ю. Оленова

Российский государственный университет нефти и газа, г. Москва, e-mail – olenovaksen@rambler.ru

Изучались разрезы пяти скважин рифового массива, расположенных в северной части Печоро-Колвинского мегавала. Исследования проводились на керне, распиленном вдоль оси, которые включали макроскопический и микроскопический (изучение шлифов) анализ, анализ фотографий при естественном освещении и ультрафиолетовом свете, данных измерения естественной радиоактивности, петрофизических параметров с привлечением материалов ГИС.

В разрезах скважин выделено несколько основных типов пород:

- известняки микрокомковато-сгустковые водорослевые с органогенным детритом;
- известняки органогенно-обломочные криноидно-мшанковые тонкомикрозернистым цементом;
- известняки органогенно-обломочные криноидно-мшанковые с яснокристаллическим цементом;
- известняки органогенно-обломочные фораминиферово-водорослевые с яснокристаллическим цементом;
- известняки биогермные палеоплизиновые;
- известняки биогермные микрокодиевые;
- известняки биогермные водорослевые;
- известняки биогермные тубифитовые.

В теле рифового массива отдельные биогермы разделяются пачками органогенно-обломочных и комковато-сгустковых пород.

Детально исследовались соотвествующие биогермы с точки зрения их биоценозов, сукцессии и фильтрационно-емкостных свойств.

В разрезе отдельных биогермов, составляющих рифовое тело, установлена последовательная смена биоценозов. В частности, в одном из биогермов наблюдается такая сукцессия: от водорослевого биоценоза, к палеоплизиновому, затем к микрокодиевому, вновь к палеоплизиновому и заканчивается вновь водорослевым.

Породы, обладающие максимальными значениями пористости, приурочены главным образом к биогермным массивам.

Пустотное пространство в этих породах представлено межкаркасными, внутриформенными и межформенными пустотами.

Исключение составляют лишь микрокодиевые породы, где встречаются главным образом межкаркасные пустоты, межкаркасный заполнитель в таких породах практически отсутствует.

Внутриформенные пустоты в палеоплизиновых, водорослевых, тубифитовых биогермных известняках отмечаются как в основных породообразующих организмах (пластинах Palaeoaplysina, чехлах водорослей, Tubiphytes), так и в заполняюшем межкаркасное пространство материале: в ячейках мшанок, камерах фораминифер, раковинах остракод и др. Межкаркасный заполнитель в биогермных породах представлен органогенно-обломочными породами. Этот «заполнитель» имеет в свою очередь самостоятельную пористость, часто отличную от каркасной.

Именно биогермным известнякам в главной степени свойственна наблюдаемая в породах интенсивная кавернозность. Она связана с первичными меж- и внутрикаркасными пустотами, размер которых был увеличен за счет промывки метеорными водами.

В отдельных частях биогермных массивов эти пустоты в значительной степени залечены вторичными кристаллами кальцита, при этом отмечается значительное ухудшение коллекторских свойств.

Биогермные породы характеризуются широким диапазоном изменения величины пористости. Наибольшая разница в величинах наблюдается у палеоплизиновых и микрокодисвых биоценозов (от 2 до 30 %), чуть меньшая – у водорослевых (от 3 до 25 %) и, наконец, у тубифитовых (от 7 до 20 %).

Наилучшими коллекторскими свойствами из 4 изучаемых типов биогермных пород обладают палеоплизиновые известняки (коэффициент пористости 10–30 %, редко снижается до 3–7 % за счет процессов кальцитизации).

Закономерности распределения пустотного пространства в вертикальном разрезе продуктивных отложений определяются сменой типов каркаса рифовых биоценозов, а также характером разнонаправленных вторичных преобразований и глубиной промывки рифов метеорными водами.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВЯТСКО-КАМСКОЙ ВПАДИНЫ И ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Б.М. Осовецкий

Пермский государственный университет,
г. Пермь, e-mail – mineral@psu.ru

Территория Вятско-Камской впадины в последние годы привлекает особое внимание геологов в связи с обнаружением в среднеюрских отложениях бассейнов рек Весляны и Лолога мелких алмазов [2]. Это позволяет поставить вопрос о возможности обнаружения на данной территории кимберлитовых трубок раннемезозойского возраста.

Анализ опубликованных и фондовых материалов, а также собственных исследований автора [3] позволяет уточнить особенности эволюции мезозойского осадконакопления на территории Вятско-Камской впадины с учетом проблем алмазоносности. В раннетриасовое время данный бассейн осадконакопления наследовал основные черты позднепермского бассейна. Снос обломочного материала происходил с Уральских гор, которые постепенно нивелировались. Длительный перерыв в осадконакоплении продолжался до среднеюрской эпохи. Именно во время этого перерыва могли произойти важные в отношении алмазоносности события – проявления киммерийской фазы тектогенеза с возможным внедрением кимберлитов и формирование площадной коры выветривания на верхнепермских и нижнетриасовых породах.

Характер осадконакопления в среднеюрскую эпоху коренным образом отличался от раннетриасового. Оно началось с формирования глинистой «рудной пачки» с сидеритом и пиритом в пределах замкнутого озерно-болотного бассейна. Затем отлагался более крупнообломочный материал «надрудной пачки», состав которого указывал на размыв площадной коры выветривания. Вышележащие слои формировались за счет сноса обломочного материала речными потоками с разных направлений. Потоками с запада приносились гранаты, лопарит, перовскит, дистен, с востока – минералы группы эпидота, хромшпинелиды, уваровит, хлоритоид, гематит и т.д. Мезозойское осадконакопление завершается морской трансгрессией.

Наиболее детальному литологическому изучению подвергнут базальный горизонт «надрудной» пачки, к которому приурочены находки мелких алмазов. Характеристиками вещественного состава отложений, коррелируемыми с присутствием алмазов, являются высокая глинистость, сильное ожелезнение, сложная структура и текстура, слабая сортировка обломочного материала, присутствие в петрографическом составе крупнообломочного материала своеобразных «железистых песчаников» и «железистых гравелитов», пониженный выход тяжелой фракции (порядка 0.5 кг/м^3), преобладание в ней гидроксидов

железа, ставролитовая минеральная ассоциация аллотигенной части тяжелой фракции (в классе 0.5–0.25 мм).

Гидроксиды железа в составе алмазоносных слоев средней юры являются фрагментами перемытой коры выветривания. Они имеют желваковое строение, содержат включения глинистых частиц, карбонатов, кварца, лейкоксена. По данным термического анализа относятся к маловодным гидрогетитам. Общая потеря массы при нагревании до 1100°С составляет 13.37–14.16 %. На термограммах отмечено два эндотермических эффекта при температурах от 86 до 108°С и от 294 до 298°С, отражающих выделение соответственно коллоидной (3.7–4.7 % массы) и конституционной (5.7–6.1 %) воды. Суммарная потеря воды составляет 8.5–10.5 %. Остальная часть потери массы приходится на различные включения, выделяемые при разложении гидроксидов железа в соляной кислоте. Атомно-абсорбционный анализ показывает присутствие редких элементов в повышенных концентрациях.

Отмечено, что алмазоносными являются только отдельные линзы или струи базальной толщи средней юры. Алмазоносные струи отличаются от неалмазоносных по структуре гравийно-песчано-алевритового заполнителя, выходу тяжелой фракции и ее составу. Для них характерен менее грубый состав частиц заполнителя и более высокое содержание тяжелых минералов. Наоборот, в структуре заполнителя неалмазоносных отложений преобладают гравийные частицы. Они характеризуются крайне низким содержанием тяжелых минералов (порядка 0.1 кг/м^3), более плотным сложением, нередко образованием линз железистых псефитов.

Нестабильность условий осадконакопления в среднеюрскую эпоху проявляется в непостоянстве гранулометрического и минерального состава вышележащей толщи отложений. Например, в разрезе среднеюрской песчаной толщи, вскрытой скважиной в районе пос. Кересс, выделено два минералогических горизонта в интервалах 20–28 и 28–35 м. Верхний отличается ставролитовой ассоциацией аллотигенных минералов (класс 0.5–0.25 мм), нижний – гранат-дистеновой.

Минералы-спутники алмаза распространены на всей территории Вятско-Камской впадины практически по всему разрезу мезозойских отложений. При этом пиропы в заметном количестве впервые появляются в средней юре. Среди зерен пиропов выделяются две группы: «дальнеприносные» и «местные». Первая группа представляет собой зерна небольшой крупности – обычно менее 0.3 мм, хорошо или средне окатанные, с многочисленными следами длительного переноса на поверхности (ямки, сколы, царапины, шероховатость и т.д.). Первоисточниками этих зерен могут быть кимберлитовые тела, расположенные в сотнях километров от территории Вятско-Камской впадины (предположительно к северо-западу). Вторая группа отличается более крупными размерами, сохранением первичной поверхности, более разнообразной окраской. Эти пиропы могут иметь важное поисковое значение. Для разбраковки зерен пиропов дальнего и ближнего сноса

применен детальный анализ микроскульптуры их поверхности с использованием сканирующего электронного микроскопа.

Данные микрозондового анализа подтверждают различие выделенных групп зерен пиропов по химическому составу. «Дальнеприносные» пиропы относятся к низкохромистым (содержание Cr_2O_3 2–4 %) среднекальциевым разностям. «Местные» индивиды имеют более разнообразный химический состав. Все характеристики пиропов свидетельствуют о кимберлитовом происхождении, однако степень алмазоносности коренных источников, возможно, невысока.

Нижнетриасовые терригенные отложения Вятско-Камской впадины также представляют интерес в отношении алмазоносности, о чем свидетельствует ряд фактов. Во-первых, в нижнем триасе на юге Архангельской области обнаружены мелкие осколки кристаллов алмаза. Во-вторых, в породах ряда разрезов нижнего триаса севернее г. Кирова в большом количестве установлены хромдиопсиды (при отсутствии пиропов) [1].

Анализ тектонического строения территории Вятско-Камской впадины показывает, что наиболее благоприятными зонами для проникновения кимберлитов являются обрамления Казанско-Кажимского авлакогена. Геофизические данные свидетельствуют о существовании здесь ослабленных участков земной коры и сейсмической активности района. В этой зоне кристаллический фундамент залегает на наиболее высоких отметках. В разрезе осадочной толщи установлены прослои эффузивных пород.

Работа выполняется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-96007).

Литература

1. Минералы-спутники алмаза в мезокайнозойских отложениях Кировской области / Отв. ред. Осовецкий Б.М. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2007. 208 с.
2. *Морозов Г.Г., Осовецкий Б.М., Накарякова И.Р. и др.* Алмазоносность отложений мезокайнозоя на территории платформенной части Пермского края // Вестник Пермского университета. Сер. геология. 2007. Вып. 4 (9). С. 49–59.
3. *Осовецкий Б.М.* Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2004. 292 с.

ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Б.М. Осовецкий, Е.А. Меньшикова

Пермский государственный университет, г. Пермь, e-mail – mineral@psu.ru

Состав осадков на всех этапах геологической истории Земли отражал особенности геологического строения регионов, тектоническую обстановку, климатические условия осадконакопления и дру-

гие внешние факторы. В голоцене к этим разнообразным факторам, определяющим генетическую природу и минеральный состав природных осадков, образующихся на поверхности Земного шара и на дне океанов и морей, добавился еще один – техногенная деятельность человека. За короткое время своего существования на Земле человек оказался способен существенно повлиять как на ход современных процессов осадконакопления, так и на вещественный состав осадков. В процессе своего развития человеческое общество создало большое число принципиально новых продуктов. Используя природные горные породы и минералы в качестве первичного сырья, человек способствовал их преобразованию в результате воздействия высокой температуры, давления, механического воздействия (дробления, истирания), химических реагентов и др. Будучи возвращены на поверхность Земли в качестве отходов производства, созданные человеком техногенные компоненты существенно отличались от природных минералов. Некоторые техногенные продукты в процессе осадочной дифференциации вещества вступали в соприкосновение и взаимодействовали с природными частицами, в результате чего возникали другие, принципиально новые для осадочной оболочки Земли образования – агрегаты природных минералов и техногенных веществ.

Центрами активного влияния человека на природные процессы осадконакопления, прежде всего, являются горнодобывающие районы, вокруг которых, как правило, создается мощная инфраструктура обслуживания и огромные площади отводятся под отходы производства. Другими зонами активного влияния человека на процессы седиментогенеза являются территории, прилегающие к крупным промышленным городам, которые к настоящему времени превратились в центры интенсивной техногенной деятельности, – так называемые градопромышленные агломерации. Вокруг градопромышленных агломераций и на их территории скапливаются большие массы как промышленных, так и бытовых отходов.

Значительная доля массы частиц твердых отходов затем попадает в речные, озерные и морские осадки, смешивается с ними и участвует в процессах седиментогенеза. Вокруг таких центров техногенной деятельности, каковыми являются горнодобывающие районы и градопромышленные агломерации, постепенно накапливаются большие массы осадков, содержащих в своем составе твердые техногенные продукты. Со временем они занимают все более заметное место в общей массе осадков и в некоторых районах полностью заменяют природные. От градопромышленных агломераций и горнодобывающих центров по долинам рек, вдоль побережьев озер и морей протягивается длинный шлейф осадков, содержащих своеобразную техногенную группу компонентов. Процессы седиментогенеза в аквальных системах в условиях интенсивного техногенного воздействия А.Ю. Опекуновым предложено рассматривать как аквальный техноседиментоге-

нез [1]. Помимо переноса речными водами, озерными и морскими волнами и течениями, значительные массы техногенных частиц распространяются воздушными потоками.

Все изложенное настоятельно требует выделения и специального изучения особой группы осадочных образований – природно-техногенных осадков. По аналогии с природными отложениями смешанного состава, природно-техногенные осадки, прежде всего, являются пограничной группой между типичными природными и техногенными образованиями. Авторами к природно-техногенным предлагается отнести пять групп образований, в формировании которых участвуют как природные процессы и минеральные частицы, так и техногенная деятельность человека и созданные им продукты [2].

Во-первых, природно-техногенными являются осадки смешанного состава, включающие как природные минеральные и породные частицы, так и компоненты техногенного происхождения. Основным признаком природно-техногенных осадков, в отличие от собственно техногенных, является присутствие в них того или иного количества природных зерен осадочного происхождения. Количественное соотношение между указанными выше двумя группами компонентов может варьировать в широких пределах. Вместе с тем, природно-техногенные осадки характеризуются типичными признаками образований смешанного генезиса. В качестве аналогии можно рассматривать вулканогенно-осадочные образования.

В соответствии с принятым в литологии принципом разделения вулканогенно-осадочных пород, к природно-техногенным предлагается относить осадки, содержащие техногенные компоненты в количестве от 5 до 95 %. При наличии менее 5 % техногенных частиц осадки относятся к природным. Образования, содержащие свыше 95 % техногенных компонентов, рассматриваются как собственно техногенные.

Во-вторых, к природно-техногенным осадкам рекомендуется относить отходы производства, переработанные в процессе горнодобывающей деятельности, технологических операций – классификации, сортировки, обогащении и др. При этом природные полезные ископаемые (руды, минеральное сырье) подвергаются различным преобразованиям: дроблению, разделению на фракции по крупности зерен, механическим воздействиям, обогащению с получением различных продуктов, химической переработке, гидравлической промывке, сепарации и т.д. К ним относятся отвалы драг и горнообогатительных комбинатов, шламы и эфеля, концентраты гравитационного обогащения, продукты сепарации минералов и многие другие бывшие природные смеси, преобразованные человеком для производственных нужд.

В-третьих, значительные массы пород перемещаются человеком без заметного изменения их вещественного состава. Возникшие в результате этой деятельности продукты также целесообразно отнести к природно-техногенным осадкам. Это – карты намыва песчано-гравий-

ной смеси из русел рек, дамбы и плотины, сооруженные из местных пород, насыпи дорожного полотна, искусственные песчаные площадки в качестве фундамента под здания и т.д.

В-четвертых, к природно-техногенным осадкам можно отнести и такие естественные отложения, в составе которых некоторые изначально природные минеральные компоненты существенно изменили свой исходный химический состав под влиянием техногенных процессов. В частности, органические и минеральные компоненты осадка, оказавшиеся в контакте с зараженной водной средой, активно сорбируют из нее тяжелые металлы, в том числе токсичные. Например, техногенное заражение территории нередко фиксируется при изучении химического состава глинистых частиц, оксидов и гидроксидов железа и марганца, карбонатных новообразований, скелетов организмов и др. Основными концентраторами элементов техногенного происхождения (Cu, Zn, Pb, P, Hg, Cd, As и др.) в терригенных осадках являются гидроксиды железа, прежде всего аморфные.

Наконец, в ряде случаев формирование природно-техногенных осадков является результатом сочетания различных процессов.

Таким образом, среди природно-техногенных осадков предлагается выделить следующие пять групп: собственно природно-техногенные, являющиеся результатом механического смешения и перераспределения в пространстве природных и техногенных частиц; техногенно-преобразованные; техногенно-перемещенные; техногенно-сорбированные; смешанного состава и генезиса.

Литература

1. *Опекунов А.Ю.* Аквальный техноседиментогенез. СПб.: Наука, 2005. 278 с.
2. *Осовецкий Б.М., Меньшикова Е.А.* Природно-техногенные осадки. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2006. 210 с.

КОМПЛЕКСНЫЙ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АКВАТОРИИ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

С.Б. Остроухов, В.А. Цыганкова

ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», г. Волгоград, e-mail – LLim@lukoilvmn.ru

В акватории Среднего Каспия в последние годы открыт ряд месторождений углеводородов в отложениях нижнего мела. Большой вынос керна позволил провести комплексный литолого-геохимический анализ пород готерив-барремского (неокомского), аптского и альбского возраста, в результате чего уточнены условия осадконакопления и формирования залежей углеводородов в новой нефтегазоносной провинции шельфа Каспия.

Нижнемеловые отложения представлены толщей переслаивания глин аргиллитоподобных, алевролитов и песчаников. Наибольшее количество песчаников приурочено к нижней готерив-барремской части разреза, сформированной после регионального перерыва в осадконакоплении на рубеже юрского и мелового периодов и залегающей на размытой поверхности верхней юры. Аптские и альбские отложения представлены толщами глин с редкими тонкими прослоями алевролитов (нижняя часть апта, верхняя часть альба) и алевролитами с тонкими прослоями песчаников и глин.

В готеривское и барремское время на исследуемой территории были широко распространены прибрежно-морские условия седиментации. Прилегающая Воронежско-Ставропольская суша представляла собой низменную, слабовсхолмленную равнину. С неё стекали временные потоки и реки платформенного типа, которые, пересекая пляжевую зону, впадали в море. Наиболее глубоководная часть моря располагалась на юго-востоке, в районе Южно-Мангышлакской системы прогибов. Песчаный материал распространялся по протокам, огибавшим отмели и низменные острова, появлявшиеся в моменты падения относительного уровня моря (ОУМ). Условия осадконакопления изменялись от прибрежно-морских до континентальных, о чем свидетельствуют следы ожелезнения пород в кернах скважин, а также увеличение вверх по разрезу процента каолинита в ассоциации глинистых минералов.

В керновом материале из скважин акватории 2, 4 и 6 Ракушечной площади среди мелко-среднезернистых песчаников неокомского возраста встречены прослои с грубозернистым, гравийным и мелкогалечным материалом, свидетельствующие о полицикличности осадконакопления, которое сопровождалось многочисленными перерывами и размывами подстилающих пород. В кернах присутствуют окатанные и неокатанные обломки аргиллитов и других пород, отмечена косая слоистость с углами наклона слойков до 25–30° – признаки, подтверждающие большую энергию потоков, приводящих к размыву поверхностей стока. В скважинах 2 и 4 Ракушечной площади описана перекрестная слоистость, характерная для авандельтовых отложений, встречены остатки крупных углефицированных растительных остатков. Спорово-пыльцевой анализ показал преобладание в спектрах пыльцы хвойных растений.

Следует отметить, что геохимические исследования пород подтвердили данные обработки керна. Так, анализ отложений неокома пиролитическим методом Rock-Eval показал, что в породах содержится органическое вещество, соответствующее континентальной органике (третий тип). Кроме того, в разрезе нижнемеловых отложений неокома, апта и альба наблюдается высокая концентрация ретена, характеризующего хвойную растительность, произраставшую в то время на побережье и островах в море. Однако по содержанию Сорг и степени его преобразованности исследуемые отложения не в состоянии были

сформировать промышленные залежи нефти и газа, так как нефтематеринский потенциал их очень низок.

В скважине 6, в отличие от ранее пробуренных скважин 2 и 4, вскрывших авандельтовые отложения барремского возраста, следы размыва и растительные остатки не были обнаружены, разрез скважины по неокому оказался более глинистым и сокращенным почти в два раза, что обусловлено, по-видимому, формированием осадков в неокоме на приподнятом участке дна. Этому не противоречит наличие разлома, отделяющего скважину 6 от скважин 2 и 4, вдоль которого и могло произойти смещение блоков.

Однако наибольшие отличия выявились при геохимических исследованиях. Геохимический анализ показал, что породы, вскрытые скважиной 6, подверглись интенсивному воздействию миграционных углеводородных газов. Практически все экстракты пород имеют бимодальный характер распределения нормальных парафинов. Одна из областей представлена низкокипящими углеводородами, имеющими равномерный концентрационный спад членов ряда до состава C_{20-22} и выше. Вторая область, как правило, представлена равномерным концентрационным подъемом и снижением соединений от C_{20-22} до C_{30} и выше.

Первая область представляет собой наиболее подвижные углеводороды, относящиеся к газоконденсатам, а вторая – сингенетичное органическое вещество. Таким образом, на основании присутствия углеводородов первой области можно констатировать процесс миграции, а по содержанию их в органическом веществе – интенсивность данного процесса.

Оценивая конденсатную составляющую органического вещества, необходимо отметить высокое содержание в ней ароматических и сернистых соединений, что обусловлено условиями их образования, к которым относится, с одной стороны, высокое тепловое воздействие (по катагенетической шкале – $АК_1$ и выше), а с другой – континентальный тип органического вещества.

Особо следует отметить наличие элементарной серы в органическом веществе пород. В природных условиях одним из источником серы может быть сероводород, который, в зависимости от окислительно-восстановительных условий пласта, трансформируется в широкий ряд сернистых соединений. В данном случае все указывает на окислительный процесс, при котором сероводород, взаимодействуя с кислородом, преобразуется в элементарную серу. Наличие значительного количества серы в образцах указывает на масштабность данного процесса. В свою очередь, рассматривая вопрос присутствия кислорода в породах, необходимо отметить приуроченность их к высокооксидным зонам, имеющим связь с дневной поверхностью.

Следовательно, породы, вскрытые скважиной 6 и содержащие континентальную органику с низким нефтегазоматеринским потенциалом, подверглись интенсивному тепловому воздействию глубинных газов, что привело к выпадению элементарной серы при взаимодействии

сероводородосодержащих миграционных газов и кислорода, присутствующего в породах, вследствие близости к атмосферному воздуху. Интервалы с повышенным содержанием свободной серы можно интерпретировать как отражение перерывов в осадконакоплении, что уточняет палеообстановку седиментации. В частности, свидетельствует о том, что в аптское и альбское время песчано-алевритовые породы-коллекторы, формировавшиеся в условиях нижнего пляжа, временами приближались к водной поверхности.

Таким образом, проведенные комплексные литолого-геохимические исследования показали существенное отличие пород, вскрытых скважиной 6, подвергавшихся интенсивному прогреву глубинными газами и содержащими элементарную серу, от одновозрастных пород из скважин 2 и 4, прогреву не подвергавшихся и серу не содержащих. В составе органики скважин 2 и 4 присутствует пирит, что свидетельствует о протекание реакций с участием сероводорода по другим схемам.

Низкий нефтегазоматеринский потенциал пород свидетельствует о том, что полученные притоки в скважинах связаны с миграцией углеводородов с больших глубин, а не с латеральной миграцией. Проведенный анализ позволяет предположить разные пути миграции углеводородов для скважин 2, 4 и скважины 6, находящихся в различных тектонических блоках, разделенных серией разломов.

К ВОПРОСУ ПОИСКА КОЛЛЕКТОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ ЮРЫ НА ЮГЕ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В. Палкин, Д.А. Сидоров

ООО Лаборатория новых технологий в нефтяной геологии «Петрограф», г. Тюмень, e-mail – pav292@mail.ru

В настоящее время перспективы освоения территории юга Тюменской области оцениваются очень высоко, в особенности после открытия здесь ряда нефтяных месторождений в последние годы. Вместе с тем, остается актуальной проблема увеличения ресурсной базы, что связано со значительной сложностью геологического строения нефтеперспективных интервалов разреза, главным образом среднеюрских горизонтов.

На большей части рассматриваемой территории распространены отложения тюменской свиты, представленные в основном переслаиванием серых и темно-серых сильно сцементированных песчаников (пласты от $Ю_9$ до $Ю_2$), алевролитов и глин с включением линз угля и карбонатных пропластков. Согласно электрометрическим диаграммам геофизических исследований скважин толща характеризуется аномалиями ПС, как правило, незначительной амплитуды, а кривая КС отображает весьма интенсивную, сильно изрезанную по отношению к

выше- и нижележащим отложениям запись, характерную для пород континентального генезиса. Проводить корреляцию горизонтов по одним данным электрокаротажа весьма проблематично в силу резкой литофациальной изменчивости пород как по горизонтали, так и по вертикали.

Наличие в разрезе высокоомных углистых и карбонатизированных пропластков создаёт хорошие условия для формирования на их границах, характеризующихся резкими перепадами аккустических жесткостей, динамически выраженных с высокой амплитудой осей синфазности на сейсмических разрезах МОГТ. Ввиду ограниченной протяженности их нельзя рассматривать в качестве стратифицируемых отражений, однако они позволяют получить представление о схеме взаимоотношений геологических тел, слагающих данный интервал разреза.

Сейсмические горизонты Т и $ТЮ_4$, приуроченные соответственно к кровле тюменской свиты (условно кровля пласта $Ю_2$) и кровле пласта $Ю_4$, прослежены на всех временных разрезах, но зачастую с определенной долей условности из-за частых изменений динамической выразительности и интерференций с соседними фазами.

Из всего набора песчаных пластов, развитых в рассматриваемом интервале разреза, наибольший практический интерес представляет группа пластов $Ю_2$-$Ю_4$, приуроченная к верхней подсвите тюменской свиты. Они являются регионально нефтеносным по всей территории Западно-Сибирской геосинеклизы. По материалам поисково-разведочного бурения на исследуемой территории, данный интервал во многих скважинах содержит разобщенные пласты-коллекторы, являющиеся продуктивными на нескольких месторождениях либо обнаруживающие прямые признаки нефтеносности, но не дающие промышленных притоков нефти из-за низких фильтрационно-емкостных свойств.

Проблема поисков коллекторов в пластах тюменской свиты и оценки их продуктивности связана с изучением фациальной изменчивости отложений. Для реконструкции условий осадконакопления в средней юре на основе карты сейсмических временных толщин интервала горизонтов А–Т была построена палеогеоморфологическая схема, на которую также вынесены границы трех валообразных групп поднятий, которые являлись зонами активного структурообразования с преобладанием эррозионных процессов. Продукты разрушения эррозионно-денудационных возвышенностей, находившихся в районах Алымской, Лигиярской, Куньякской и Северо-Демьянской групп структур, по системе палеорусел, выделенных в виде узких вытянутых участков увеличенных толщин, сносились в зоны пониженного палеорельефа. Аккумуляция осадков происходила в пределах этих зон, расположеных к востоку и северу от Кальчинского вала и представлявших собой пологие низменности с развитием широких меандрирующих русловых систем, возможно кратковременно частично заливавшиеся морем при эвстатических колебаниях его уровня.

В пределах зон активного структурного роста, к которым, например, относится Кальчинский вал, транзитные и аккумуляционные зоны подвергались денудации. В результате сформировавшиеся ранее меандрирующие аллювиальные системы были размыты. Реликты эродированных аллювиальных систем иногда встречаются в пределах рассматриваемых денудационных «живых» поднятий, примером может служить продуктивный пласт $Ю_3$, вскрытый скважиной Кальчинская 61. Однако они скорее всего имеют небольшие размеры и не связаны между собой.

За пределами зон структурного роста речные палеодолины остались в лучшей сохранности. На некоторых временных разрезах в интервале тюменской свиты просматривается сочетание пойм и погребенных террас, которые в процессе меандрирования русла меняли свое положение. Отдельные русла, выделяемые на временных разрезах в виде вогнутых вниз линзовидных раздувов осей синфазности, зачастую сопровождающихся интерференцией раздваивающихся фаз, прослеживаются от профиля к профилю, формируя сложную систему меандр внутри контуров палеодолин. Эти аллювиальные системы, практически не меняя своих очертаний по уровням пластов $Ю_4$ и $Ю_3$, заметно различаются по расположению русел, хотя в отдельных случаях перекрывают друг друга.

Наиболее привлекательной, с точки зрения возможности обнаружения аллювиальных коллекторов хорошей сохранности, с большой вероятностью их заполнения углеводородами, является область на северо-востоке Кальчинского участка, где нами выделены структурно-литологические ловушки.

Иную природу имеют коллекторы пласта $Ю_{2-5}$ на Северо-Демьянском месторождении. Согласно скважинным данным, улучшение фильтрационно-емкостных свойств здесь следует связывать с зонами повышенной трещиноватости, обусловленными как структурообразующими разломами древнего и одновозрастного с юрскими отложениями формирования, так и современным полем напряжений, проявленном в геоморфологических элементах дневной поверхности. Также большой интерес представляют зоны сокращенных толщин интервала $Ю_2$-$Ю_4$, которые обусловлены размывом покровной, преимущественно глинистой морской келловейской толщи пласта $Ю_2$, с формированием в верхней части базального песчаного горизонта.

Таким образом, отложения средней юры на территории юга Тюменской области характеризуются достаточно сложным геологическим строением и требуют дальнейшего тщательного изучения. Главным направлением в этой работе является привлечение фациального анализа на основе комплекса геолого-геофизических данных, включающих исследование кернового материала, интерпретацию данных ГИС и сейсморазведки МОГТ, а также результатов литолого-петрографических, геохимических и палеонтолого-тафономических анализов.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ВАЛАНЖИНСКИЙ ВЕК

А.С. Палкина

ОАО «Сибирский научно-аналитический центр», г. Тюмень, e-mail – nastik292@mail.ru

Отложения валанжина на территории Пур-Тазовского междуречья представлены чередующимся песчаниками (преимущественно мелкозернистыми), алевролитами и аргиллитами: слоистыми, линзовидно-слоистыми, реже массивными. Отмечаются следы оползания и смятия осадка, ходы илоедов. По петрографическому составу породы, согласно классификации В.Д. Шутова (1976), относятся к аркозам и грауваккковым аркозам. Породы являются химически незрелыми – полевые шпаты преобладают над кварцем (седиментационный коэффициент меньше 1).

Для определения направления сноса обломочного материала использовалось несколько критериев: распределение по площади обломков пород и акцессорных минералов в составе песчаников, степень сортировки обломочного материала и система литохимический модулей.

На изученной нами территории количество обломков пород варьирует от 3 до 17 %, в целом увеличиваясь в юго-восточном направлении. В то же время, например, для резервуара $БТ_2$ содержание обломков пород возрастает у бровки вероятного шельфа, что предполагает существование также локальных источников сноса [5]. Обломки пород представлены эффузивами, различными осадочными породами, метаморфическими сланцами и гранитоидами. В северной части исследуемой территории преобладают осадочные породы, сланцы и эффузивы, в южном направлении возрастает роль кремнистых и метаморфических образований.

Доминирующими акцессорными минералами являются гранат, циркон, сфен, эпидот, апатит, в подчиненном количестве присутствуют хлоритоид и магнетит. В распределении акцессориев по площади выделяются следующие закономерности: в северо-восточной части преобладают среднеустойчивые – сфен и эпидот, к западу их количество уменьшается и возрастает содержание устойчивых минералов, таких как гранат и циркон.

Изучение корреляционных связей выявило существование двух групп акцессорных минералов антагонистов. Внутри каждой группы связи между минералами положительные, а с членами другой группы – отрицательные. К первой группе относятся минералы с высокой плотностью и гидроаэромеханической устойчивостью: гранат-циркон-рутил ($|r_{xy}| > 0.36$) и турмалин-роговая обманка-амфибол ($|r_{xy}| < 0.36$). Промежуточное положение занимает хлоритоид. Вторую группу составляют минералы с меньшей плотностью и гидроаэромеханической устойчивостью – сфен и эпидот.

Выявленные связи определяются условиями седиментогенеза. Менее устойчивые минералы, обладающие сравнительно низкой плотностью, частично или полностью выносятся, если среда активная. Минералы этой (второй) группы, как известно [1], концентрируется в осадке лишь в условиях относительно спокойной гидродинамики.

Цемент изученных пород преимущественно глинистый, реже карбонатный. Преобладающими минералами глинистого цемента являются хлорит и гидрослюда, в меньших количествах присутствуют смешаннослойные образования и каолинит. Существенных изменений по площади в минеральном составе цемента не выявлено. Вверх по разрезу отмечается лишь некоторое увеличение содержания каолинита. Такая ассоциация минералов (гидрослюдисто-хлоритовая) может свидетельствовать, как о морском, так и опресненном бассейне осадконакопления [2].

Для уточнения состава и особенностей преобразования пород на площади сноса, а также физико-химических характеристик обстановок осадконакопления, были использованы литохимические модули [4]. Так, величина гидролизатного модуля (ГМ) на рассматриваемой территории варьирует от 0.3 до 0.6. Максимальные значения отмечаются в пределах Южно-Пырейной площади. Отсюда следует, что зрелость пород там выше. Алюмокремниевый модуль (АМ) также отражает степень химического выветривания исходных пород. Его значения колеблются в интервале от 0.2 до 0.35, причем максимальные значения вновь отмечаются на Южно-Пырейной площади. Особенности процессов химического выветривания и созревания поступающей в бассейн кластики характеризует и натриевый модуль (НМ). Его значения варьируют от 0.07 до 0.5, с возрастанием в центральной части территории. Чем больше плагиоклазов поступило в область осадконакопления из питающей провинции, тем больше величина НМ.

По величине железного модуля (ЖМ) отложения валанжинского яруса относятся к нормально-железистым. Значения ЖМ в целом по территории колеблются в пределах 0.3–0.6, а максимальные значения отмечаются в скв. 407 Северо-Уренгойской площади.

Величина титанового модуля (ТМ) – менее 0.062, указывает на господство аридного климата во время осадконакопления, причем минимальные значения отмечаются в северо-восточной части исследуемой территории. По модулю общей нормативной щелочности (ОНЩ) рассматриваемые отложения могут быть отнесены к классу нормально-щелочных (0.20–0.40), что предполагает отсутствие породах камуфлированной пирокластики [4]. Увеличение значений ОНЩ отмечается от центра к периферии на запад и на восток.

Основные выводы.

1. Отложения валанжинского яруса формировались преимущественно в условиях открытого прибрежного мелководья под влиянием волнения и слабых течений.

2. По петрографическому составу изученные песчаники относятся к химически незрелым аркозам.

3. Количество обломков пород в составе песчаников варьирует от 3 до 17 %, увеличиваясь в юго-восточном направлении, что предположительно указывает направление сноса обломочного материала. В этом же направлении повышается эффективная мощность песчаников.

4. Среди акцессорных минералов в северо-восточной части территории преобладают сфен и эпидот, в западном направлении возрастает количество устойчивых минералов, таких как гранат и циркон.

5. В составе глинистого цемента в песчаниках и алевролитах преобладают хлорит и гидрослюда, в меньших количествах присутствует смешаннослойные образования и каолинит.

6. На основе анализа литохимических модулей (а также петрографического состава пород) можно предположить, что изученные отложения образовались в обстановке аридного климата, где физическое выветривание опережало химическое.

Литература

1. *Бергер М.Г.* Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
2. *Галеркина С.Г., Веренинова Т.А., Чирва С.А. и др.* Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозоя для прогноза нефтегазоносных толщ на севере Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1983. С. 121–167.
3. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
4. *Маслов А.В.,* Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
5. *Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г.* Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск: Средне-Уральское книжное издательство, 1978. 207 с.

ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА ЗОЛОТОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

С.Г. Парада

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – segripa@rambler.ru

Огромный фактический материал, публикуемый в последние годы по геодинамике и истории развития осадочно-породных бассейнов, с одной стороны, достижения стадиального анализа и геохимии процессов литогенеза, с другой стороны, значительно расширили и во многом изменили существующие представления об условиях формирования осадочных формаций, их постседиментационной истории и рудоносности. Доказано [5], что полнота проявления стадий литогенеза и особенности аутигенного минералообразования во многом оп-

ределяются фациальным составом осадков и геодинамическим типом развития осадочно-породных бассейнов. В работе [4] показано, что фазовая дифференциация вещества, проявляющаяся в условиях гипергенеза и седиментогенеза, продолжается в диагенезе и катагенезе, что приводит к формированию месторождений различных металлов. Выявленная нами зависимость минерально-морфологических типов золотоносной минерализации от литологических особенностей и химического состава рудоносных толщ [3] также указывает на тесную связь процессов литогенеза и рудообразования.

Вышесказанное дает возможность рассматривать историю формирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах в рамках рудно-литогенных систем. Функционирование таких систем связано с особенностями литогенеза, характером и полнотой проявления стадий постседиментационных преобразований осадков. Итогом развития рудно-литогенных систем является формирование рудных концентраций золота в виде крупнообъемных минеральных скоплений различной морфологии и состава. Выделенные в связи с этим три минерально-морфологических типа рудных концентраций золота [3] связаны с различными стадиями литогенеза терригенных толщ, накопившихся в различных геодинамических обстановках, т. е. отвечают определенным типам литогенеза.

1. Участки скопления золотоносных осадочно-диагенетических сульфидов связаны с особенностями литогенеза в условиях внешнего шельфа обширных океанических бассейнов. Наиболее типичным примером являются сульфидизированные черносланцевые толщи Бодайбинского района, содержащие золотосульфидные руды месторождений Сухой лог, Вернинское и др. Литолого-фациальными исследованиями [2] установлен по смене фаций профиль обстановок седиментации в позднем рифее. Установлено, что рудоносная хомолхинская свита имеет линзообразную форму, т.е. накапливалась в специфических фациальных условиях локальной впадины. Там возникали условия сероводородного заражения и концентрирования золота осадочно-диагенетическими сульфидами. Повышенное содержание органического углерода в хомолхинской свите указывает на высокую биопродуктивность моря в данном месте, связанную с развитием цианобактерий [2], что в совокупности с особенностями пространственного размещения хомолхинской седиментационной впадины (периферия шельфа) объясняется непосредственной близостью области апвелинга. Следствием апвелинга является автохтонное накопление жизненно важных элементов фитопланктоном в зоне повышенной биопродуктивности по гидрофронту и осаждение этих элементов [1]. Лавинные поступления органического вещества в иловый осадок активизируют процессы сульфат-редукции. Образующийся при этом сульфид железа концентрирует золото. Высокие концентрации золота определялись длительным взаимодействием иловых вод, глинистых, богатых органикой хомолхинских осадков, имевших восстановительную среду, с

придонными водами, содержащими свободный кислород и повышенные концентрации золота. Существование апвелинга обеспечивало постоянное обновление придонных вод в течение длительного времени, возможность фиксации металла из новых порций этих вод и его накопление в осадке.

2. Зоны концентрации золотоносных элизионно-катагенетических кварцевых жил и прожилков возникают в условиях катагенеза лавинных осадков континентального склона. Наиболее изучен в этом отношении Верхоянский терригенный комплекс верхнего палеозоя – нижнего мезозоя. Согласно исследованиям [5], осадки Верхоянского комплекса представляют собой разнообразные лавинные накопления зерновых и суспензионных автокинетических потоков долинно-веерных систем континентального склона. Неуравновешенная процессами диагенеза органо-минеральная масса сразу поступает в зону катагенеза. В изначально обедненных глинистым веществом песчаниках отмечаются рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах песчаных кварцевых зерен и пластические деформации в кварце, сопровождающиеся окварцеванием и альбитизацией полевых шпатов, а также появляются согласные и секущие кварцевые прожилки и жилы. В алевропелитах и глинистых песчаниках катагенез проявляется иначе, а именно в виде последовательной трансформации глинистых минералов группы смектитов через смешанослойную фазу в гидрослюду и частично в хлорит. Это приводит к усиленной эксфильтрации вод в пласты безглинистых песчаников и опережающий аутигенный минералогенез в них [5]. На глубинах 3–5 км в условиях лавинного захоронения осадков и повышенных (150–200°С) температур начинается массовая альбитизация толщ за счет натрия первично морских поровых вод. Главной особенностью этого литогенетического процесса, определяющей металлогеническую специализацию толщ, является разделение геохимии натрия и хлора. В данных термодинамических условиях натрий фиксируется в новообразованном альбите, а хлор, не образуя собственной минеральной фазы, насыщает эксфильтрационные воды и, обладая избирательно высокой активностью по отношению к золоту, способствует его выщелачиванию и перераспределению в масштабе всей толщи.

3. Прослои и залежи золотоносных сульфидно-кремнистых и кремнистых субмаринных эксгаляционно-осадочных образований связаны с особенностями вулканогенно-осадочного литогенеза в пределах ложа относительно узкого океанического бассейна с угнетенным развитием пассивных континентальных окраин. В таком бассейне накопление осадков осуществлялось на отдельных участках шельфа, континентального склона и его подножия, но главным образом на океаническом ложе. В относительно узком бассейне практически все дно занято срединно-океаническим поднятием, в пределах которого наиболее интенсивно проявлялась вулканическая и гидротермальная деятельность. В результате подводные эксгаляции привносили кремнезем, золото и другие

рудные элементы и формировали золотоносные сульфидно-кремнистые и кремнистые залежи, переслаивающиеся с океаническими базальтами. С другой стороны узость бассейна приводила к тому, что терригенный материал периодически покрывал все океаническое ложе, в результате формировалась ритмичная толща с частым переслаиванием терригенных пород, океанических базальтов и эксгаляционно-осадочных кремнистых образований. При этом терригенные и эксгаляционные осадки оказывали геохимическое влияние друг на друга. Первые обогащались железом, марганцем, кобальтом, никелем, медью и золотом; вторые – органическим и глинистым веществом.

Литература

1. *Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Флициян С.С. и др.* Новые вещественные типы руд благородных и редких металлов в углеродистых сланцах. М.: Наука, 1992. 185 с.
2. *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
3. *Парада С.Г.* О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
4. *Холодов В.Н., Шмариович Е.М.* Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3–22.
5. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПАЛЕОЗОЙСКОГО УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА АМУРО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

С.Г. Парада

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – segripa@rambler.ru

Характерным признаком терригенного комплекса Амуро-Охотской складчатой области является широкое распространение куполовидных антиклиналей и сланцевых куполов с конформными ареалами зональных преобразований пород. Во всех предшествующих публикациях все постседиментационные изменения пород в генетическом отношении относились к метаморфизму [1]. При этом выделялись четыре метаморфических зоны, отнесенные в соответствии с нарастанием степени преобразований: 1 – к цеолитовой фации метаморфизма; 2 – к мусковит-хлоритовой; 3 – к биотит-хлоритовой; и 4 – к эпидот-амфиболитовой субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма. Обра-

зования первой зоны распространены в исследуемом регионе повсеместно. Три остальные зоны проявлены локально и приурочены только к куполовидным структурам.

Проведенные нами минералого-геохимические исследования, а также определение параметра *c* элементарной решетки углеродистого вещества позволили уточнить генетическую природу эпигенетических преобразований палеозойского терригенного комплекса Амуро-Охотской складчатой области.

Породы, объединенные в составе первой зоны, представлены переслаиванием углисто-глинистых сланцев, углистых алевролитов и рассланцованных песчаников, а также кремнистых и кремнисто-глинистых пород. В них сохраняются первично осадочные текстуры и структуры алевропелитовых, псаммитовых и кремнистых пород. Интенсивность преобразований зависит от первичного литологического состава.

Относительно наибольшей интенсивностью эпигенетических преобразований в первой зоне отличаются метапесчаники. Они обладают сланцеватой текстурой и бластопсаммитовой структурой. Обломочный материал представлен полуокатанными зернами кварца, ортоклаза и плагиоклаза величиной от 0.1 до 0.6 мм. Обломочные зерна кварца регенерируются с краев, благодаря чему приобретают бахромчатые очертания. Первично обломочные плагиоклазы и калишпат полностью замещены альбитом. Для первых характерны реликты полисинтетических двойников, для вторых – шахматная структура, указывающая на то, что альбит образовался за счет замещения ортоклаза. По результатам замеров на фёдоровском столике, номера альбита варьируют от 6 до 20. Первично пелитовый цемент песчаников, там, где он имеется, полностью перекристаллизован в тонкозернистый (0.02–0.04 мм) хлорит-гидрослюдисто-кварцево-альбитовый агрегат, в котором равномерно рассеяна углеродистая пыль. В песчаниках, где отсутствовал первично пелитовый цемент, отмечается более высокая степень раскристаллизаци обломочных зерен.

Алевропелитовые породы раскристаллизованы в тонкозернистый агрегат кварца, альбита, хлорита, гидрслюды. Типоморфным минералом является гидромусковит (иллит), диагностируемый по низкому двупреломлению (0.017), и относительно высокому содержанию в породах кристаллизационной воды (2.67 %). Углеродистое вещество распределено равномерно по всей породе. В незначительных количествах присутствуют пятнообразные скопления лейкоксенизированного сфена и турмалина.

Алевролиты из пропластков в аргиллитах на 50–70 % образованы слабо серицитизированной пелитоморфной массой с включениями (30–50 %) угловатых обломков кварца и полевого шпата. В аргиллитах, отличающихся несколько повышенной карбонатностью, часто отмечаются зерна (0.005–0.05 мм) карбонатных минералов, равномерно распределенных в основной пелитоморфной ткани. Известковистые

алевролиты также содержат в основной массе мелкие (0.005–0.05 мм) порфиробласты новообразованных карбонатных минералов. Иногда карбонатные минералы формируют в них тонкие прожилки. Рассеянное органическое вещество (РОВ) представлено точечным (тонкодисперсным) морфогенетическим типом. Оно относительно равномерно распределено в основной ткани алевропелитов и в цементе песчаников. Размеры точечных выделений не превышают 0,01 мм. РОВ оказалось рентгеноаморфным и параметры ячейки для него не получены. Это подтверждает минералогические данные о преобразованиях пород в условиях, не достигающих зеленосланцевой фации метаморфизма.

Кремнистые породы состоят из равновеликих зерен кварца (0.01–0.03 мм) с примесью мелких (0.01 мм) чешуек хлорита и рудного минерала. Характерна гранобластовая структура. Иногда в породе отмечаются тончайшие прожилки кварца.

Менее всего постседиментационным изменениям подвержены кремнисто-глинистые сланцы. Они представляют собой зеленовато-серую сланцеватую породу. Под микроскопом они выглядят как гидрослюдисто-кремнистая масса, в которой зерна кварца не имеют четких очертаний. Иногда в этой массе можно наблюдать остатки радиолярий, что указывает на органогенное происхождение кремнистых пород.

Вторая зона резко отделяется от первой по появлению вторичной метаморфической сланцеватости. В ней иллит сменяется серицитом и мусковитом (двупреломление – 0.026–0.028), повсеместно в небольших количествах появляется стильпномелан, в единичных случаях отмечается гранат. Кварц, альбит и хлорит сохраняются, однако на порядок увеличиваются размеры их выделений (0.2–0.5 мм). РОВ в этой зоне представлено межзерновым (межкристаллическим) морфогенетическим типом. Размеры его выделений достигают 0.2 мм. По данным рентгеноструктурного анализа, оно представлено графитом.

Породы третьей зоны обладают сегрегационной контрастной полосчатостью, в результате которой они приобретают гнейсовидную текстуру. В меланократовых полосах концентрируются слюды, хлорит, стильпномелан и гранат. Лейкократовые полосы представлены кварцем и альбитом. РОВ представлено графитом межкристаллического типа и сконцентрировано в меланократовых полосах. Размеры его выделений достигают 0.5 мм.

Для четвертой зоны характерно широкое развитие порфиробласт альбита, придающих сланцам очковую текстуру. Типичной является ассоциация граната, биотита, хлорита, мусковита, альбита и кварца, стильпномелан в этой зоне исчезает. РОВ представлено графитом двух морфогенетических типов – тонкодисперсной, рассеянной в порфиробластах альбита, за счет чего альбит приобретает черную окраску, и межкристаллической. Размеры межкристаллических выделений РОВ достигают 0.8–1.0 мм.

Таким образом, первой зоне свойственна неоднородность постседиментационных преобразований, зависящих от гранулометрического состава первичных осадков. Песчаники подвержены более интенсивным изменениям по сравнению с переслаивающимися с ними алевропелитами и кремнистыми породами. Эти особенности обусловлены лучшей проницаемостью песчаников, способствующей более интенсивному аутигенезу при более низких термодинамических параметрах [2]. В соответствии с представлениями [2] преобразования пород первой зоны в генетическом отношении не являются метаморфическими. Они отвечают катагенетической стадии литогенеза и вызваны глубоким погружением пород в область напряженных термодинамических условий.

Преобразования пород 2, 3 и 4 зон являются метаморфическими, более поздними, чем катагенетические, и генетически связанными с тектоническими процессами формирования куполовидных структур.

Литература

1. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
2. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ СИБИРИ

Р.К. Пауль

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – fg_45@rambler.ru

На территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в вендских отложениях широко распространены строматолиты, с которыми на отдельных участках ассоциируются фосфориты [7]. Генетическая связь двух последних пород изучена слабо.

Теоретическая модель фосфогенеза [8] предполагает в качестве источника фосфора снос с континентального блока в конечные водоёмы стока: 1) размываемые интрузии ультрабазитов, содержащие магматический апатит; 2) растительную и животную биомассу.

Эта концепция, разработанная на современном материале не может быть полностью применена для условий АССО, не говоря о том, что второй источник в венде отсутствовал.

Территория АССО характеризуется слабой обнаженностью, отсутствием надежной палеонтологической основы, сильной тектонической дислоцированностью, многочисленными разновозрастными внедрениями разных по составу магм, многократной перекристаллизацией карбонатных пород [7]. Распутав этот клубок, можно более конкретно увязать фосфориты с областями сноса, что является делом будущего.

Согласно [8], в процессе субаквального диагенеза возникает избыток CO_2 и H_2S. В иловых водах из-за падения pH растворяются органические остатки с высвобождением P_2O_5, растворяется также терригенный апатит. При подщелачивании фосфатсодержащих систем (по разным причинам) происходит осаждение фосфатов. Этим объясняется постоянная ассоциация «фосфоритов и карбонатных, нередко биоформных пород, а также ... фосфатизация бактериально-водорослевых матов и строматолитов» (стр. 487). «Непосредственное осаждение фосфатов осуществляется хемогенным или биогенно-хемогенным путём на кислотно-щелочной границе, часто в верхней части полужидкого ила» (стр. 488).

Предложенный механизм садки фосфора трудно увязать с фактическим материалом, наблюдаемым в вендских отложениях АССО. Так, в белкинской свите Горной Шории наблюдается крайне избирательная фосфатизация столбчатых строматолитовых фосфоритов, в которых отмечается тончайшая «чересполосица» то карбонатных, то фосфатных слойков. Нередко последние фосфатизированы лишь частично [9]. Такая же картина отмечается и для пластовых строматолитов, в которых миллиметровые слойки фосфата чередуются с карбонатами.

На проявлении Когасунуг наблюдаются постепенные переходы от доломитовых онколитов в доломитовом цементе к фосфоритам. При этом в начале отмечается фосфатизация отдельных оболочек онколитов, затем их полная фосфатизация, потом фосфатизируются отдельные участки цемента, затем – окончательное замещение карбонатных пород на фосфатные [5].

Основные запасы фосфоритов в Горной Шории связаны с брекчиевыми рудами. В разрезах наблюдаются чередования через 10–30 м доломитовых строматолитов с содержанием P_2O_5 около 0.5 % с брекчиевыми породами. В последних карбонатные обломки строматолитов сцементированы фосфатным цементом. Как правило, переход от строматолитов к фосфатным брекчиям постепенный, а в кровле последних – резкий [3].

Схематическое перечисление наблюдаемых фактов (без многих поясняющих деталей) ставит вопрос: каков механизм поставки микроскопических доз фосфора для фосфатизации отдельных фрагментов осадка и почему именно их? Чем объяснить фосфатизацию только цемента брекчий?

Эти сложные вопросы не имеют, по-видимому, однозначного ответа, поскольку в современных строматолитах фосфатная минерализация отсутствует. Еще в 1921 г. Я.В. Самойлов писал, что для распознания биолитов необходима совместная работа палеонтолога и минералога, что, к сожалению, так и не осуществилось. Рассматривая отложения фосфора, он считал, что условия его формирования «для нас не вполне ясны» и что «связь их с явлениями жизни, с биохимическими процессами несомненна, но механизм процесса т о ч н о н е и з в е с т е н (разрядка моя – Р.П.)» [6]. Признавая роль диагенетических процес-

сов, Я.В. Самойлов отмечал: «... полоса наиболее деятельных и энергичных химических, минералогических и биологических процессов, составляющих сущность диагенетических превращений, остается пока покрытой тайной (разрядка моя – Р.П.)» [6].

Для раскрытия этой тайны следует помнить, что диагенетические процессы происходили не в жидком илу, а изначально твёрдом каркасе, образованном водорослями, «которые связывали мелкий детритус и (или) биохимически осаждали карбонаты» [2, с. 158].

Километровые толщи строматолитов, накопленные в верхнем рифее и венде Горной Шории и других регионах АССО, предполагают наличие гипотетического мощного источника фосфора, поступавшего в вендские водоемы. Объем приращиваемой биомассы (бактериально-водорослевые маты, планктон и др. микроорганизмы) соответствовал объему поступающего фосфора. При этом фосфор совершал постоянный круговорот из живого вещества в биокосное и обратно. По словам В.И. Вернадского [1], «фосфор организмов, столь необходимый для живого, не выходит из жизненного круговорота. Условия его выхода из цикла жизни нам не ясны. Этот выход совершался при особых условиях гибели богатых фосфорсодержащими скелетами организмов, делающих невозможными обычные процессы изменения их тел и создающих благоприятную среду для жизнедеятельности особых бактерий».

Проведенные нами исследования показали, что возможный вариант формирования фосфоритов может быть таков [4].

Нормальная жизнедеятельность бактериально-водорослевых матов при благоприятных условиях и достаточном количестве фосфора и других жизненно необходимых веществ приводит к формированию мощных прижизненно каменистых строматолитов. В регрессивную стадию развития бассейна вследствие землетрясений, ураганов, цунами происходило разрушение строматолитов. Поступающие в водоём из разрушенных бактериально-водорослевых матов фосфорорганические соединения способствовали «вспышке жизни» планктона, который, дождём падая на дно, обогащал осадки фосфором. Вновь наступившая трансгрессия способствовала быстрому захоронению брекчий. Содержащиеся в них фосфорорганические соединения в восстановительных условиях минерализовались и фосфатизировали фрагменты осадка.

Живое вещество не является источником фосфора, а лишь транзитной системой, собирающей рассеянные в земной коре частички фосфора, концентрирующиеся в залежах фосфоритов.

Литература

1. *Вернадский В.И.* Живое вещество и биосфера. М.: Наука, 1994. 671 с.
2. Карбонатные породы. Т. 1. М.: Мир, 1970. 396 с.
3. *Пауль Р.К.* Докембрийские карбонатные брекчии Горной Шории, их происхождение и фосфоритоносность // Литология и полезн. ископаемые. 1982. № 6. С. 61–70.

4. *Пауль Р.К.* Генетические аспекты формирования водорослевых фосфоритов // Проблемы геологии фосфоритов. М.: Наука, 1991. С. 82–90.
5. *Пауль Р.К.* Типы фосфоритов Горной Шории // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 4. С. 417–428.
6. *Самойлов Я.В.* Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох // Природа. 1921. № 1. 25 с.
7. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, 230 с.
8. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
9. *Krasilnikova N.A., Paul R.K.* Stromatolitik phosphorites of the Gornaja Shoria Region USSR // Phosphorites Special Publication Geological Survey of India. 1984. № 17. P. 191–196.

ВЛИЯНИЕ ФОСФАТИЗАЦИИ НА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Р.К. Пауль

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – fg_45@rambler.ru

Гранулометрический анализ пород необходим для решения многих геологических задач. Так, еще в 1925 г. Л. Кайе [5] указывал на возможность генетических построений по форме кварцевых зерен. Он писал, что зерна совершенно неправильные имеют гранитный источник; округлые и глобулярные – из мелкозернистых гранитоидов; корродированные зерна – из эффузивов; удлиненные и уплощенные – из метаморфических пород.

В.П. Батурин [1] считал, что «остроугольные и неправильные обломки характеризуют короткие горные речки, грязевые потоки и т.д.» (с. 98).

Такие представления бытуют и сегодня. Так, в работе [3] сказано, что «Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе и удалённости области сноса (питания). По крупности осадочных частиц судят о скорости движения воды в месте образования осадка (с. 104)».

Вместе с тем, В.П. Батурин [2] писал, что при палеогеографических реконструкциях следует помнить, что гранулометрический состав зависит не только и не столько от исходного материала, сколько от целого ряда трудно распознаваемых факторов (с. 249).

Один из таких фактов наблюдался в верхнемамырской подсвите мангазейского яруса среднего ордовика (Иркутский амфитеатр Сибирской платформы). Она характеризуется переслаиванием аргиллито-алевролитов и песчаников, среди которых залегают линзы зернисто-ракушняковых фосфоритов. Венчается верхнемамырская подсвита песчаниковой пачкой, покрытой четвертичными отложениями. Последняя сложена на 90 % крупно-среднезернистыми хорошо окатанными кварцевыми зернами, слабо сцементированными кальцитом.

Гранулометрический состав песчаников изучен путем замера диаметров 500 зерен в шлифе К-1 типичного песчаника из района г. Братска. Кроме кварца в шлифе оказалось 15 зерен полевых шпатов и 35 обломков раковин лингулид. Размеры зерен варьировал от 77 до 508.2 мкм. Построенная гистограмма показала нормальную кривую распределения размеров зерен.

В карьере, вскрывшем эту пачку, хаотично распространены на разных расстояниях на протяжении до 100 м изометричные в плане фосфатные тела размером от 0.05 × 1 м до 0.40 × 5 м линзовидной и караваеобразной формы с отверстием в центре. Центральная часть имеет черный цвет, а к периферии постепенно светлеет до коричневого и светло-коричневого, пока оттенок полностью не исчезает. Интенсивность цвета соответствует степени фосфатоносности. Центральная часть свободно вынимается из породы в виде шара или неправильной пирамиды.

В разрезе фосфатные тела имеют вид гриба на тонкой ножке. В целом эти образования морфологически напоминают застывшие круговые разбрызгиватели воды при орошении растений.

Под микроскопом фосфатный песчаник – разнозернистый с фосфатным цементом тёмно-медового цвета. Зерна имеют рваные края, расколоты, образуют тонкие остроугольные осколки. Цемент – соприкосновения, реже поровый, однородный, без включений и обычных для фосфоритов сгустков ОВ. При этом он обволакивает зерно, образуя фосфатную рубашку. На отдельных участках наблюдается коррозия зерен кварца фосфатом, кварц приобретает осколочно-коррозионную форму.

Наблюдение за фосфатными телами на большой площади позволяет отнести их к гипергенным образованиям, а не к конкрециям, как это дано в работе [4]. Мезозойские фосфатные конкреции резко отличаются по составу от вмещающих пород. В рассмотренном случае имеет место постепенный переход. Максимальное содержание P_2O_5 в первом случае имеет периферия, во втором – центр. Фосфатные конкреции имеют крайне разнообразную форму, а рассматриваемые образования – всегда округло-овальную симметричную по отношению к центру. Цемент конкреций всегда пятнистый, загрязнен ОВ, а здесь – прозрачный и однородный.

Генезис фосфатных тел представляется с позиции работы [5]. Кислые глеевые воды, особенно характерные для районов вечной мерзлоты, что имеет место на Сибирской платформе, растворяли в гипергенезе зернисто-ракушняковые фосфориты. При испарении этих вод в результате капиллярных процессов происходил их подъем и разгрузка фосфора на геохимическом барьере при подщелачивании карбонатами песчаниковой пачки. Этот процесс подобен механизму формирования каличе.

Литература

1. *Батурин В.П.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Ч. I. М.-Л.: Союзгеоразведка, НКТП СССР. 1932. 240 с.

2. *Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
3. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 523 с.
4. *Красильникова Н.А., Смирнов А.И.* Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы // Тр. ГИГХС. 1955. Вып. 2. С. 23–56.
5. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Г.А. Пелымский, Н.И. Лаптева

Музей землеведения МГУ,
г. Москва, e-mail – lapteva@mes.msu.ru

Для России как одного из ведущих приарктических государств Арктика всегда была и остается районом исключительных национальных интересов в области экономики и обороны страны. Географическое местоположение, соотношение суши и морских акваторий, представляющих сложные сочетания арктических и субарктических геосистем как по широтной зональности, так и по природным поясам. Близость к Ледовитому океану и морям Тихого океана обостряет развитие процессов, способствует неустойчивости к антропогенным воздействиям тундровых и северотаежных ландшафтов, что затрудняет освоение территории.

Арктическая область России характеризуется наличием разнообразных месторождений полезных ископаемых: черных, цветных и благородных металлов, энергетического сырья (нефть, уголь, газ, уран). Минерагеническая мегапровинция северной окраины этой области имеет круговой облик, определяемый расположением значительной части побережья вдоль 70-й параллели. Взаимные пересечения субширотных структур суши и шельфа, продолжающихся далеко на север в океан, создает с субмеридиональными и диагональными структурами своеобразную тектоническую решетку, определяющую положение рудных узлов и нефтяных бассейнов.

Особенностью разломно-блоковой тектоники арктической зоны является сочетание поднятых линейных блоков земной коры, образованных складчатыми и тектоно-магматическими поясами, а также крупных блоков Балтийского, Анабарского и других щитов с участками, сложенными осадочными породами большой мощности. С поднятыми участками связаны рудные пояса, с опущенными – нефтегазоносные бассейны. На сочленении орогенов с шельфовыми прогибами располагаются переходные зоны шириной 50–80 км, охватывающие прибрежные мелководные акватории и приморские низменности.

В границах Российской Арктики выделяются с запада на восток несколько крупных минерагенических провинций: Карело-Кольская (Ni–МПГ–апатит), Канинско-Тиманская (Al–алмазы), Таймыро-Норильская (Ni–МПГ), Якутская (алмазы), Яно-Чукотско-Аляскинская (Sn–МПГ–Au–U).

Кроме того, выделены как перспективные: Роковская (Ni), Североземельская-Таймырская (Au), Пайхойско-Новоземельская (F, Mn, Pl-Zn), Анабарская (TR, Fe, Au-алмазы), Котуйско-Маймичанская (Fe, Pt, апатит, флогопит), Анюйско-Чаунская (Hg,TR, U) и др.

В пределах шельфа, приморской суши и арктических островов выявлены значительные по масштабу россыпи золота (реже олова), среди которых выделяются две генетические группы – континентальные и прибрежно-морские. Минерагеническое единство шельфа, островов и прилегающей суши особенно характерно для прибрежных и прибрежно-морских россыпей, а также для нефтегазоносных бассейнов (суша, шельф). Таковы Тимано-Печорский, Западно-Сибирский, Чукотский районы, освоение которых сопровождается одновременным техногенным преобразованием шельфа, берегов и прибрежной суши.

Крупные запасы минерального сырья обусловливают формирование горнопромышленных или нефтепромысловых районов, в которых деградация приводит к различным видам воздействия на природную среду Арктики. Увеличение добычи полезных ископаемых сопровождается ростом загрязнения породными отвалами и шлаконакопителями на шахтах. Другими проблемами являются предотвращение нарушения почвенно-растительного покрова, поступление шахтных вод в реки и вредных выбросов в атмосферу, что буквально «сжигает» живую природу.

Радиоэкологическая обстановка в российской Арктике определяется двумя факторами: наличием эманирующей геологической среды (месторождения урановых руд) и последствиями атомных испытаний и захоронения радиоактивных атомных отходов (РАО).

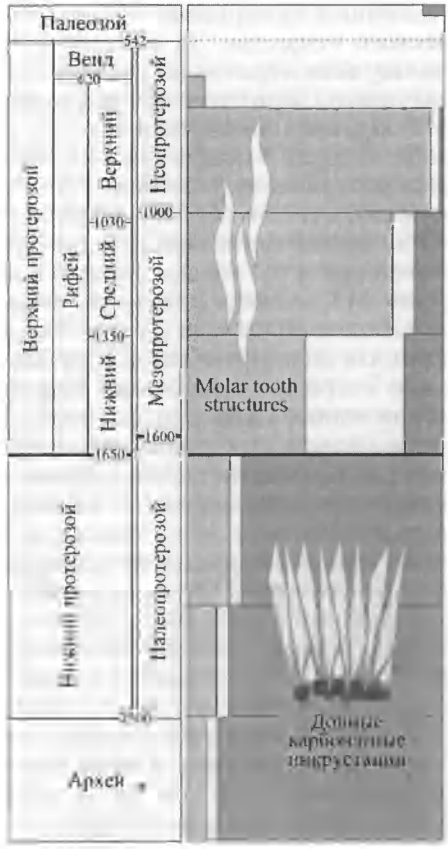
Освоение нефтегазового потенциала шельфа России создает основу гарантированного обеспечения страны стратегическими видами минерального сырья, обеспечит ее национальную безопасность и основы суверенитета.

MOLAR TOOTH STRUCTURES: МЕХАНИЗМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТНОГО СЕДИМЕНТАГЕНЕЗА В ДОКЕМБРИИ (РИФЕЙ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ)

П.Ю. Петров

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – petrov@ginras.ru

Molar tooth structures (MT) – текстуры, которые сегодня, наряду со строматолитами, можно смело назвать «визитной карточкой» рифейс-



Распределение МТ текстур в докембрии.

ского отрезка геологической истории. В масштабе всего докембрия МТ текстуры, появившись в архее, резко увеличивают свою представительность в верхнем рифее и также быстро исчезают на его заключительном этапе (рисунок) [3], тем самым в общих чертах повторяя докембрийский тренд строматолитов [1]. Вместе с тем, в отличие от строматолитов, МТ являют собой яркий пример наиболее загадочных образований, приуроченных к илистым фациям докембрийских карбонатных толщ. Эти образования представляют собой небольшие (0.5–10 см толщиной), выполненные микрокристаллическим (5–15 мкм) кальцитом тела, форма которых варьирует от прихотливо изогнутых прожилок до разнообразных изометричных обособлений. Скопления таких тел, ориентированных, как правило, субнормально и вдоль слоистости, в разрезе нередко составляют четкий и замысловатый орнамент «клинописи», в различной мере деформирующий тонкую осадочную слоистость. На поверхностях напластований МТ часто образуют псевдополигональные системы, сходные с трещинами усыхания. Несмотря на многоликую морфологию, МТ выделяются массивным, на редкость однородным внутренним строением и выдержанным, удивительно однообразным петрографическим составом.

Благодаря интенсивным исследованиям главным образом последнего десятилетия, на сегодняшний день существует множество противоречащих друг другу гипотез, касающихся как условий, так и механизмов формирования МТ текстур [2]. Основные из этих гипотез, представлены здесь в хронологическом порядке: 1) – остатки следов жизнедеятельности проблематичных организмов; 2) – эвапоритовые псевдоморфозы; 3) – синерезис; 4) – цементация трещин, продуцированных сейсмическими событиями; или 5) – образованных воздействием штормовых волн на донные осадки и 7) – цементация пустот, ос-

тавленных пузырьками газа при разложении захороненного органического вещества. За исключением двух первых интерпретаций, в пользу всех перечисленных гипотез возможно привести те или иные аргументы, при этом впечатляющее морфологическое разнообразие МТ образований подталкивает на мысль об их полигенетической природе. Однако выдержанность состава МТ и их стратиграфическое распространение указывает, что это не так, и заставляет искать возможный ответ в особенностях состава рифейских илистых осадков и/или в специфике палеосреды того времени. Весьма примечательно в этой связи то, что достоверно установленными фактами формирования МТ являются лишь два момента – исключительно субаквальные, большей частью открытоморские обстановки, с одной стороны, и ранняя диагенетическая природа их формирования, с другой. Это в свою очередь также ставит под сомнение идею полигенности этих образований. Цель данного сообщения состоит не столько в предложении новой альтернативной гипотезы происхождения МТ текстур, сколько в попытке поиска связей между предлагаемым мной механизмом формирования МТ и особенностями их стратиграфического распространения. Изложенные ниже выводы основаны прежде всего на данных структурно-текстурного, петрографического и фациального анализа МТ текстур карбонатных отложений сухотунгусинской, деревнинской, буровой и шорихинской свит Туруханского поднятия Сибири, последовательность которых была сформирована в заключительные моменты среднего и ранний период позднего рифея, в интервале около 1100–850 млн лет [5].

Совокупность полученных данных свидетельствует, что МТ текстуры формировались в исключительно субаквальных обстановках – от мелководных, в том числе зарифовых лагун внутреннего шельфа, до глубоководных бассейновых равнин внешнего рампа. Во всех случаях были обнаружены доводы в пользу предлагаемой здесь модели раннедиагенетического растворения и синхронного с ним замещения исходных тонкозернистых карбонатных осадков вторичным, термодинамически равновесным с оставшимся поровым раствором карбонатным цементом. Начальные факторы формирования МТ текстур, могли быть различной природы – склоновый стресс, компакция осадков, неравномерная литостатическая нагрузка и прочие, каждый из которых так или иначе приводил к образованию первичного свободного пространства или зон повышенной проницаемости. В пределах таких зон, очевидно сообщавшихся с внешней средой, в результате эффективной циркуляции флюида, происходило нарушение состояния равновесия между зернами первичного карбонатного осадка (фаза 1) и раствором. Некоторое количество карбонатных зерен растворялось, свободное пространство увеличивалось, а раствор оказывался пересыщенным по отношению к новой, очевидно более стабильной карбонатной фазе (фаза 2), которая выпадала из раствора. Таким образом, со временем в сообщавшейся с

внешней средой системе происходило замещение заметного количества фазы 1 фазой 2.

Такой механизм формирования МТ текстур позволяет объяснить загадку их внутренней структурно-петрографической однородности, проблемы образования свободного пространства и источника вещества карбонатного цемента. Основные свидетельства в пользу предложенной модели замещения следующие. Форма тел МТ текстур иногда меняется по простиранию от прожилковой до округло-изометричной. В ряде случаев наблюдались латеральные переходы МТ в своеобразные фрагментарные текстуры [4]. В последних цемент подчас составляет более 90 % объема породы, что ставит под сомнение идею образования первичного свободного пространства. С другой стороны, идентичный МТ кальцитовый цемент приурочен к вакстоунам и очевидно представляет также замещенный илистый матрикс. Непосредственным свидетельством замещения являются, несомненно, реликтовые структуры первичного осадка внутри МТ тел. К косвенным свидетельствам относятся и выдержанная линейная ориентировка МТ прожилок, и во многих случаях очень низкий коэффициент компакции.

Сделанные выводы позволяют предполагать, что рифейские илистые осадки отличались наличием метастабильной карбонатной фазы, которой, вероятно, мог быть высокомагнезиальный кальцит. Его появлению, как и появлению разнообразных рифейских строматолитов, способствовала высокая кинетика осаждения карбоната, обусловленная высокой пересыщенностью морских вод по сравнению с пострифейскими водами, с одной стороны, и отсутствием мощных ингибиторов карбонатной сатки в сравнении с дорифейскими морями, с другой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 07-05-00457 и 08-05-00429).

Литература

1. *Семихатов М.А., Раабен М.Е.* Динамика глобального разнообразия протерозойских строматолитов. Ст. 2: Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
2. *Bishop J.W., Sumner D.Y.* Molar tooth structures of the Neoarchean Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. I: Constraints on microcrystalline $CaCO_3$ precipitation // Sedimentology. 2006. V. 53. P. 1049–1068.
3. *James N.P., Narbonne G.M., Sherman A.G.* Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the mid- to late Proterozoic // J. Sed. Res. 1998. V. 68. P. 716–722.
4. *Petrov P.Yu.* Distribution carbonate microfabric types on the Upper-Middle Riphean Sukhaya Tunguska Formation: Turukhansk Uplift, Siberia // CSPG - SEPM Joint Convention. 1997. Program with abstract. Calgary. 1997. P. 221.
5. *Petrov P.Yu., Semikhatov M.A.* Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 257–281.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Г.А. Петров[1], В.А. Наседкина[2]

[1]ОАО «УГСЭ», Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – Georg_Petrov@mail.ru
[2]УГГМ, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – MUZEUM@usmga.ru

Проявления обломочных серпентинитов на восточном склоне Среднего и Северного Урала были встречены в 1960-е гг. при проведении геологосъемочных работ Л.Н. Князевой в Ивдельском, Н.С. Лисовым в Серовском, Т.Г. Тресвятской – в Дегтярском районах Свердловской области. Л.Н. Князева считала ультраосновные обломочные породы, располагающиеся в поле развития вулканитов и осадков нижнего-среднего девона, результатом магнезиального метасоматоза по базальтовым туфам; Т.Г. Тресвятская и М.А. Ершова [8] – туфами ультраосновного состава, Н.С. Лисов [5] интерпретировал их как осадочные образования, входящие в разрез туринской свиты S_2-D_1. Последний автор отмечает переслаивание серпентинитовых конгломератов с полимиктовыми, где в составе обломков, кроме серпентинитов, присутствуют пироксениты, туфопесчаники, туффиты, спилиты и известняки. При проведении ГДП-50 Карабашской, Дегтярской и Кировоградской площадей, сопровождавшегося большим объемом картировочного бурения, И.И. Зенковым с соавторами [3] откартирована и прослежена от г. Карабаш до г. Верх-Нейвинск «карбонатно-серпентинитовая пачка», включающая слои и линзы известняков, переслаивающихся с серпентинитовыми песчаниками, углеродисто-кремнистыми сланцами, туфопесчаниками и вулканитами. В известняках ими были обнаружены криноидеи пражского-эмсского и эмсского (карпинский горизонт) ярусов. Проявление серпентинитовых песчаников «Петровский рудник» в Ревдинском районе было обследовано К.С. Ивановым и Ю.В. Ерохиным с соавторами [1, 4]. Проведенные ими петрографические и геохимические исследования подтвердили точку зрения о терригенном происхождении серпентинитовых псаммитов и псефитов. Обломочные серпентиниты отмечаются в зоне Главного Уральского разлома и на Южном Урале, где с ними связаны кобальт-содержащие медноколчеданные месторождения; описываются сульфидно-серпентинитовые песчаники и гравелиты, что интерпретируется как признак одновременного разрушения и переотложения материала сульфидных построек и ультрабазитов на морском дне [2]. Отмечается также пространственная ассоциация офиолитокластитов с кремнями лохковского, эмсского и средне-верхнедевонского возраста, а также с эмсскими известняками [7].

Нами были обследованы проявления обломочных ультраосновных пород на Северном Урале, в окрестностях пос. Полуночное (р. Тол-

тия) и пос. Марсята (р. Волчанка). Тела серпентинитовых гравелитов и конгломератов залегают на дислоцированных кремнистых алевролитах раннего девона (?) и в некоторых случаях (р. Толтия) пространственно ассоциируют с фрагментами серпентинитового меланжа. Непосредственные контакты с вмещающими образованиями не обнажены, но, судя по развитию интенсивного кливажа, они являются тектоническими. Размер обломков – от 1 до 15 см, крупные обломки обычно имеют эллипсовидную форму и слагаются темнозелеными мелкозернистыми массивными аподунитовыми антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Мелкообломочные породы содержат полуокатанные и остроугольные обломки аподунитовых массивных и рассланцованных серпентинитов, офита. Матрикс представлен сероватой массивной тонкозернистой антигоритовой массой. Обломочный материал плохо отсортирован, слоистость нечеткая, часто линзовидная. По данным минералогического анализа, выполненного в ОАО «УГСЭ», в обломочных ультрабазитах из района р. Толтия присутствуют магнетит, обломки серпентинита, лимонит, хромшпинелиды, эпидот, клинопироксен, амфиболы (в том числе щелочные), апатит, слюды, силлиманит, ромбический пироксен, обломки метаморфических пород, пирит, халькопирит, циркон, дистен, сфен, барит, муассанит, корунд, рутил, гранат, доломит. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в них имеют форму, сходную с дунит-гарцбургитами альпинотипного салатимского комплекса, но при более высоких уровнях содержания редких земель. Повышенные, относительно салатимских дунитов, содержания РЗЭ могут быть вызваны присутствием в обломочных ультрабазитах ксеногенного материала (что подтверждается результатами минералогического анализа) и привносом редких земель в процессе серпентинизации. В разрезе серпентинитовых конгломератов по р. Волчанка нами был встречен прослой серовато-зеленых тонкослоистых известковых алевролитов мощностью 5–30 см, прослеженный на 2–2.5 м. Прослой имеет неровные поверхности напластования, содержит обломки серпентинитов. В пробе глинисто-известковых осадков В.А. Наседкиной обнаружены криноидеи *Antinocrinus* (?) sp. indet.; *Tetraptocrinus* sp. indet.; *Cupressocrinites cf. inflatus* (Schultre); *C. cf. kakvensis* Milicina; *Salairocrinus* sp. нижнего девона, вероятно, карпинского горизонта.

При интерпретации условий формирования обломочных ультрамафитов необходимо учитывать следующие данные: 1) переслаивание их с эмсскими криноидными известняками и пространственная ассоциация с девонскими кремнями и островодужными вулканитами; 2) приуроченность к зоне Серовско-Маукского разлома (входящего на Южном Урале в систему Главного Уральского разлома) и пунктирное развитие вдоль этой структуры на всей ее обнаженной части (более 1000 км); 3) принадлежность ультрамафитов к офиолитовой альпинотипной формации, их аллохимическая серпентинизация (с привносом редкоземельных и других элементов), присутствие

в составе обломков метаморфических пород, граната, высокоглиноземистых минералов.

Геотектонические условия, обусловившие формирование обломочных серпентинитов, должны были обеспечить вывод на уровень эрозии ультрабазиты. Приводятся следующие интерпретации палеообстановок: аккреционная призма преддугового бассейна [2], интрадуговой рифт [3], обстановка коллизии [4], зона «сухого» медленного спрединга в субокеанических условиях [7]. Ассоциация с островодужными вулканитами позволяет отклонить версию океанического спрединга. Плохая сортированность и слабая окатанность обломков, как бы «плавающих» в тонкозернистом матриксе, указывает на внешнее сходство данных осадков с лахаровыми или оползневыми образованиями. Вместе с тем, почти мономиктовый серпентинитовый состав обломков и цемента свидетельствует о весьма специфических условиях осадконакопления. В 1990-е гг. в преддуговых поднятиях Идзу-Бонинской и Марианской отровных дуг, на всем их протяжении, были обнаружены сотни серпентинитовых грязевых вулканов [6, 9]. «В пластичной серпентинитовой матрице этих грязевых вулканов содержатся обломки, представленные преимущественно серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, серпентинитами...» [6, с. 64]. Формирование этих структур связывается с постоянным подтоком глубинных вод из зоны субдукции, вызывающим серпентинизацию вышележащего мантийного клина; вследствие избытка водного флюида образуются всплывающие и извергаемые на морское дно серпентинитовые глины и илы плотностью менее 2 г/см^3. Илы содержат обломки и блоки (иногда более 10 м) метаморфизованной нижней коры и верхней мантии – серпентинизированные ультрамафиты, реже мафические вулканиты и метаморфические породы [9]. Высокая температура просачивающихся вод обеспечивает разогрев придонного водного слоя (до +11–13°С в районах современных серпентинитовых грязевых вулканов), что вместе с привносом углеводородов, K, Rb, B и других элементов [6] может создать благоприятную обстановку для развития бентосных биоценозов (в нашем случае – криноидных). Приведенное описание, на наш взгляд, хорошо соответствует особенностям восточноуральских обломочных ультрамафитов. Возможно, эти породы маркируют обстановку нижне-среднедевонской преддуговой аккреционной призмы; вулканиты барьерной островной дуги данной островодужной системы (Восточно-Тагильской, переходящей на Южном Урале в Западно-Магнитогорскую зону) представлены на Северном Урале краснотурьинской и тальтийской, на Среднем Урале – быньговской и кунгурковской свитами.

Литература

1. *Ерохин Ю.В., Иванов К С.* Геохимия ультраосновных обломочных пород Среднего Урала (на примере Петровского рудника) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 206–208.

2. *Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю.* Генезис и геологическая история колчеданных месторождений, связанных с ультрамафит-мафитовыми океаническими комплексами Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 263–266.
3. *Зенков И.И., Петров Г.А.* О распространении комплексов Тагильской и Магнитогорской мегазон в южной части Среднего Урала // Вулканизм и геодинамика. Материалы совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 643–647.
4. *Иванов К.С., Козлов П.С., Ерохин Ю.В., Хакинов Ю.В.* Серпентинитовые песчаники на Среднем Урале (состав, генезис, тектоническое значение) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 141–147.
5. *Лисов Н.С., Коровин Н.Ф.* О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Серовского и Ново-Лялинского районов // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тез. докл. Т. III. Свердловск: АН СССР, Мингео РСФСР, 1969. С. 258–263.
6. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. М: МПР РФ, 1999. 436 с.
7. *Рязанцев А.В., Калинина Е.А.* Девонские комплексы медленного, «сухого» спрединга в структуре Южного Урала и проблема доордовикских офиолитов // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 166–168.
8. *Тресвятская Т.Г., Ершова М.А.* К вопросу о происхождении серпентинитов в районе Дегтярского месторождения // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 39–48.
9. *Fryer P.* A synthesis of Leg 125 drilling of serpentine seamount on the Marianna and Izu-Bonin forearcs // Prog. ODP. Sci. Results. 1992. V. 125. P. 593–614.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГОЛЬНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ЛИТОСТРУКТУР ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Н.Н. Погребнов, В.В. Трощенко

Южный научный центр РАН,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – ssc-ras@mmbi.krinc.ru

Господствующая в течение последнего столетия парадигма автохтонного механизма накопления исходного вещества угольных залежей в виде торфяников с объяснением ритмического сложения угленосных формаций волновыми движениями ложа бассейна осадконакопления [2 и др.] не дает адекватного объяснения многим известным фактам.

Наши наблюдения угольных залежей в многочисленных забоях подземных и открытых выработок, подкрепленные анализом литературных источников, показали, что отложение исходного материала паралических угольных залежей происходит в водном бассейне за счет

сноса растительного детрита с размываемой суши, т.е. аллохтонно, а ритмическое сложение угленосных толщ обусловлено не волновыми колебаниями бассейна осадконакопления, а пульсирующим (прерывистым) воздыманием областей сноса.

Как показал еще в 1949 г. К.Г. Войновский-Кригер [1], гипотеза формирования угольных залежей в процессе «перемещения береговой линии», что означало бы разновозрастность одной и той же залежи по площади, неверна, т.е. угольная залежь представляет собой изохронное образование, как, впрочем, и другие компоненты угленосных толщ [10].

Торфяники, которые еще со времен М.В. Ломоносова принято считать начальной стадией формирования угольных пластов, в действительности никак не могут пройти все стадии преобразования органического вещества в уголь, поскольку отлагаются на континентальных воздымающихся блоках и не подвергаются глубокому захоронению, а в конечном итоге древние торфяники практически всегда оказывались полностью размытыми вместе с субстратом и перекрывающим чехлом наносов (этим и объясняется тот факт, что нигде не найдено случаев прямого перехода торфа в уголь [7]). Простое сравнение описания современных торфяников и паралических угольных залежей показывает глубокие различия между этими природными образованиями как по масштабам проявления, так и по морфологическим характеристикам.

По А.А. Тимофееву [7], «механизм формирования угольных пластов ... объясняется процессами терригенного осадконакопления, характер которого зависит от активности тектонических движений, дифференциации рельефа и энергии водных потоков, транспортирующих обломочный материал ... При активном тектоническом и гидродинамическом режимах растительные остатки транзитом уносятся в бассейны конечного стока и рассеиваются в осадках. При этом в гранулометрическом и фациальном профиле терригенных осадков крупные элементы растений (стволы, стебли, пни) транспортируются с грубообломочными осадками, детритусовый материал с мелкозернистыми песчаными и алевритовыми фракциями. Наиболее легкие элементы растений (листья и измельченный детритовый материал), растворенное и коллоидальное органическое вещество разносятся вместе с илистыми осадками. В случае бессточного бассейна (лагуна, озеро, отделенные песчаным баром или барьерным рифом заливы), в который поступает обломочный материал из области сноса, происходит дифференциация обломочного материала по удельному весу и гранулометрическому составу (происходит формирование осадочного цикла в разрезе). Наиболее легкий растительный материал, находящийся в водоеме во взвешенном и растворенном состоянии, осаждается последним с образованием угольных пластов. С потерей энергии водотоков в условиях выровненного рельефа перемещается лишь растительный матери-

ал, денудации подвергаются торфяники (находящиеся в области сноса – прим. авт.), которые при затоплении всплывают, а затем, при увеличении удельного веса за счет воды, осаждаются». Речная эрозия сопровождается размывом низинных торфяников вместе с аллювиальным субстратом в процессе постоянной миграции русел меандрирующих рек, верховые и переходные торфяники размываются вместе с бортами долины при ее расширении. При этом неорганический материал в виде псефитовых, псаммитовых и алевритово-глинистых фракций подвергается относительно близкому переносу, в то время как взвешенная и растворенная органика за счет своего малого удельного веса может переноситься водой на неограниченно дальние расстояния, достигая бассейна конечного стока. Если последний отшнурован от открытого морского бассейна, то органический детрит вместе с коллоидной органикой может отлагаться на дне, давая начало формированию угольной залежи. Автохтонному характеру угленакопления противоречат отсутствие обугленных стволов и ветвей растений в прослойках тонштейнов (перекристаллизованного вулканического пепла) и другого состава в углях, резкие контакты угольных залежей с породами прослойков, кровли и почвы и многие другие факты [9]. Таким образом, древние торфяники являются не начальной стадией формирования угольных пластов, а промежуточным звеном в этом процессе.

Необходимым условием осадконакопления является наличие двух соседствующих участков земной поверхности, один из которых испытывает устойчивое прогибание (область осадконакопления), а другой, одновременно – воздымание относительно базиса эрозии (область сноса) [6]. Чтобы осадконакопление в области прогибания было ритмичным, воздымание области сноса должно происходить в пульсирующем (прерывистом) режиме, когда за фазой относительно интенсивного воздымания следует фаза относительного покоя, длительность которой достаточна для нивелирования рельефа и накопления более или менее мощной залежи фитомассы или (при другом гидрологическом режиме бассейна осадконакопления) органогенных, а также хемогенных карбонатных отложений [8]. Рассмотрение локальных фациальных условий седиментационного бассейна в качестве единственной причины формирования состава осадка является распространённой методологической ошибкой.

Наиболее интенсивным и контрастным движениям, т.е. погружению области осадконакопления и подъему области сноса соответствует интенсивное образование терригенных, преимущественно гравийно-песчаных толщ. Образованию органогенных фаций карбонатных пород и углей благоприятствуют стадии наиболее сглаженного и неконтрастного рельефа областей сноса и накопления [5, 6]. Благоприятные условия для накопления угленосных толщ складываются на окраинах прогибающихся платформенных зон, у их границ со складчатыми областями, испытывающими восходя-

щие движения. Накоплению здесь мощных залежей биомассы способствует приуроченность к пограничным разломам очагов вулканизма, поставляющих необходимую для вегетации углекислоту и минеральное питание в виде вулканического пепла [4]. Таким образом, одним из критериев поиска скрытых под чехлом наносов угольных месторождений могут служить долгоживущие космофотоструктуры – линеаменты [3].

Прерывистый характер процесса воздымания в плейстоцене фиксируется многоярусным строением речных террас, каждая из которых соответствует положению базиса эрозии, сформировавшемуся при одной из остановок процесса воздымания. Об этом же свидетельствует ярусное расположение горизонтального карста – систем пещер, развитых в приморских карбонатных массивах, испытывающих воздымание. Формирование ярусов пещер происходит за счет действия приливов при остановках восходящих движений и прекращается с возобновлением поднятия [8].

Повсеместное распространение на современных материках речных террас и горизонтального карста позволяет предполагать, что и прежние геологические эпохи характеризовались прерывистым воздыманием блоков земной коры, служивших областями сноса для осадочных бассейнов.

Литература

1. *Войновский-Кригер К.Г.* О ширине углеобразующей зоны // Сов. геология. 1949. Вып. 36. С. 24–34.
2. *Иванов Г.А.* Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л.: Наука, 1967. 407 с.
3. *Погребнов Н.Н., Трощенко В.В.* Трансхронные типы космофотоструктур угольных бассейнов // Вестник ЮНЦ РАН. 2005. Т. 1. № 3. С. 66–72.
4. *Погребнов Н.И.* О приуроченности крупных угольных бассейнов к зонам региональных разломов земной коры // Сов. Геология. 1974. № 1. С. 120–125.
5. *Попов В.С.* Геотектонический режим образования угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис. Труды IV Всес. угольного совещ. М.: Наука, 1973. С. 24–30.
6. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
7. *Тимофеев А.А.* Генетический аспект методологии прогнозирования угленосности // Ресурсный потенциал твердых горючих ископаемых на рубеже XXI века. Труды X Всерос. угольного совещ. Ростов-на-Дону: ВНИГРИуголь, 2001. С. 64–68.
8. *Трощенко В.В.* К механизму формирования ритмичности осадочных формаций // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 274–280.
9. *Трощенко В.В.* Модель процесса аллохтонного угленакопления как основная для паралических угольных бассейнов // Вестник ЮНЦ РАН. 2006. Т. 2. № 3. С. 33–41.
10. *Черновьянц М.Г.* О ширине зон угле- и карбонатообразования в Донбассе // Сов. геология. 1981. № 4. С. 27–33.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО СКВАЖИНЕ САРАНПАУЛЬСКАЯ – 5 (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.Э. Погромская

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – pogromskaya@igg.uran.ru

Триасовые отложения Приуральской части Западной Сибири интересны как потенциальные коллектора промышленных залежей углеводородов [2, 3]. Верхняя часть триасовых отложений сложена преимущественно терригенными породами с редкими прослоями вулканитов и каменных углей. Эта часть разреза расчленена на (сверху вниз) ятринскую и семьинскую свиты, а нижняя, преимущественно вулканогенная и вулканогенно-осадочная часть, отнесена к (сверху вниз) нерохской свите (сложенной главным образом песчаниками – продуктами размыва базальтов) и тапсуйской свите, представленной преимущественно базальтами [1, 4]. Скважина Саранпаульская 5, глубиной 2.5 км, была пробурена в 1996–1997 гг., ее первичная документация производилась В.Н. Кошевым и В.А. Денисовым. Литологическая колонка этой скважины и результаты скважинных геофизических измерений были опубликованы [2] как важные для оценки перспектив нефтеносности региона.

Триасовые отложения вскрыты скважиной в интервале глубин 860–2492 м. Для верхней части этого интервала характерно переслаивание бурого угля, алевролитов, аргиллитов, глин и песчаников (в инт. 1700–1709 м диабаз). Ниже (инт. 1717–1831 м) скважина вскрыла чередование алевролитов с углефицированными растительными остатками, гравелитов полимиктовых с глинисто-карбонатным цементом и песчаников зеленовато-серых полимиктовых. Преобладают грубозернистые песчаники (кварцевые граувакки) с глинистым и/или карбонатным цементом. Сортировка по размеру практически отсутствует, гранулометрические параметры обломков колеблются в широких пределах – от 0.05 до 5 мм. Частицы в своём большинстве (до 66 %) либо угловатые, либо остроугольные, хотя встречаются хорошо окатанные обломки пород (до 27 %). Минеральный состав песчаников следующий: неокатанные зёрна кварца (12–25 %) с высокой блочностью, многие содержат включения хлорита; карбонат в виде слабо окатанных зёрен неправильной формы (10 %); мусковит (8 %); биотит (2–6 %); плагиоклаз представлен остроугольными или слабо окатанными обломками (3–8 %); хлорит (4–6 %); глауконит в виде слабо окатанных зёрен или каёмок вокруг обломочных частиц (14–15 %); обломки метаморфических и глинистых пород в большинстве хорошо окатанные (25–55 %). Данные песчаники образовались в результате размыва метаморфических и глинистых пород, вблизи источника сноса. В пользу этого вывода свидетельствует наличие среди породообразующих компонентов значительного количества обломков метаморфических и гли-

нистых пород; минералов являющихся типичными для метаморфических пород, таких как кварц, определённого габитуса; мусковит, биотит, а также незначительная степень окатанности и гранулометрической сортировки обломков.

Ниже по разрезу скважины продолжается чередование алевролитов, гравелитов полимиктовых средне-гравийных, плохо сортированных (в составе гравийного материала преобладают кварц, зеленые сланцы) и песчаников полимиктовых от грубо- до мелкозернистых. Наиболее часто встречаются песчаники с глинистым цементом, преобладающий размер породообразующих компонентов 0.08–0.2 мм, количество 70 %. Сортировка составляющих по размеру отсутствует, их гранулометрические параметры находятся в пределах – от 0.01 до 0.5 мм, количество наиболее крупных частиц составляет около 15–20 % площади шлифа. Окатанность компонентов различна: преобладают остроугольные частицы 40 % и частицы со сглаженными углами 20 %. Минеральный состав: кварц в виде сильно трещиноватых зерен, остроугольных с волнистым и блочным погасанием (20–30 %); биотит (5–10%); плагиоклаз представлен остроугольными обломками (2 %); хлорит (5–7 %); глауконит развит по трещинам и в виде отдельных, неокатанных зерен (4–10 %); углистое вещество присутствует по трещинам и в виде отдельных линз (5 %); обломки метаморфических пород (15 %). Данные мелко- и тонкозернистые песчаники сформировались вследствие размыва метаморфических пород и отложения продуктов разрушения поблизости от источника сноса.

Нижний охарактеризованный керном интервал (2440–2452 м) представлен чередованием серых и темно-серых аргиллитов и алевролитов с песчаниками и гравелитами. Преобладают грубозернистые песчаники (кварцевые граувакки) с глинистым цементом, преобладающий размер породообразующих частиц 1–2 мм, количество 95 %. Дифференциация частиц по размеру отсутствует, их параметры варьируют в широких пределах: от 0.4 до 5 мм, число максимально крупных зерен составляет около 15–20 % площади шлифа. Породообразующие компоненты в своем большинстве окатаны плохо – преимущественно это остроугольные частицы 40 % и частицы со сглаженными углами 30 %. Окатанные элементы составляют 20 % и представлены в основном обломками базальтов. Петрографический состав: кварц в виде остроугольных зерен с волнистым и блочным погасанием (20–27 %); биотит (2 %); плагиоклаз (7–10 %), хлорит (10 %); глауконит развит по трещинам и обломочным зернам, а также отдельными зернами (2 %); растительный детрит, замещенный карбонатом (1 %) и карбонатные зерна (10 %); обломки глинистых пород, метаморфических пород и базальтов разной степени окатанности, в количестве 45 %. Формирование данных песчаников является результатом размыва базальтов и метаморфических пород и переноса продуктов разрушения недалеко от источника сноса – в случае обломков метаморфических пород; и на более удаленное расстояние – в случае обломков базальтов.

Таким образом, исследованные песчаники являются граувакками с карбонатным и глинистым цементом, в гранулометрическом отношении от тонко- до грубозернистых. Песчаники образовались при размыве метаморфических пород и базальтов на незначительном удалении от источника сноса. Это подтверждается петрографическим составом породообразующих компонентов, а также степенью их окатанности и гранулометрической сортировки.

Автор выражает признательность К.С. Иванову, В.Н. Кошевому, Ю.Н. Федорову. Исследования проводятся при частичной поддержке Программы «Ведущие научные школы» и Интеграционной программы УрО и СО РАН.

Литература

1. *Сегаль Ю.З., Яицкий Н.Н., Колечин А.А. и др.* Новые данные о геологическом строении Приуральской части Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 1992. № 12. С. 81–83.
2. *Стариков Л.Е., Плесовских И.А., Каримова Н.А., Кряквина Т.А.* Перспективы нефтегазоносности Ляпинского мегапрогиба // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Материалы Межд. конф. Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2007. С. 35–38.
3. *Федоров Ю.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 135 с.
4. *Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Захаров С.Г. и др.* Геологическое строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2003. Т. 1. С. 114–123.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ-ВЕНДА: ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВОВ, ТЕМПОВ ЗАХОРОНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДОНАСЫЩЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

В.Н. Подковыров, О.В. Граунов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail – vpodk@mail.ru

Важнейшим этапом эволюции биосферы позднего рифея и венда (1030–540 млн лет назад) является постепенный, пошаговый переход от прокариотной биосферы к эукариотной с появлением в венде Metazoa. Предпосылкой появления животных организмов является существенное увеличение к концу рифея содержания кислорода в атмосфере [6], чему, как-будто, не противоречат данные полученные при изучении геологической летописи [7]. Одно из возможных объяснений постепенного накопления кислорода в позднем рифее и венде пред-

полагает включение и постепенную активизацию «фабрики» глин-концентраторов органического углерода (TOC), захороняющих в осадках основную долю (более 80 %) рассеянного неокисленного органического вещества биосферы и тем самым способствовавших накоплению кислорода в атмосфере Земли [8].

Традиционно считается, что минеральный состав глин формируется преимущественно при помощи механического разрушения горных пород [1, 4], хотя это не исключает возникновения глинистых минералов и при помощи химического или биохимического разрушения субстрата. Реально наблюдаемое в долговременных вариациях химического состава глин Русской и Сибирской платформ уменьшение на протяжении верхнего рифея и венда отношение K_2O/Al_2O_3 [2, 3] связывается авторами гипотеза «фабрики» глин [9] с тенденцией постепенного сдвига от тектоносиликат-доминирующих сланцев (полевой шпат, кварц), с незначительным содержанием иллит- хлоритовых глинистых фракций, к смектит- и каолинит-доминирующим ассоциациям в глинистых породах. Именно эти вековые («secular») изменения и должны были определить смену преимущественно механогенных тонкозернистых отложений в начале позднего рифея более разнообразными по составу и объемам формирования, ассоциациями глинистых пород терминального рифея и венда, что и обусловило масштабное захоронение сорбированного на филлосиликатах органического углерода в бассейнах осадконакопления и как следствие – нарастающее накопление кислорода в атмосфере.

Полученные нами данные по долговременным вариациям химического и минерального состава глинистых пород платформенных бассейнов осадконакопления позднего рифея и венда Русской и Сибирской платформ [2] указывают на более сложный характер изменения тонкозернистых алюмосиликатных пород и отсутствие однонаправленного тренда эволюции. Действительно, на протяжении большей части позднего рифея в изученных разрезах Башкирского мегантиклинория, Учуро-Майского гипостратотипа рифея и других регионов преобладают калиевые и высококалиевые ($> 5.5–7$ % K_2O, $Na_2O/K_2O < 0.1–0.2$) составы с доминированием иллита в ассоциации с хлоритом, реже смектитом и каолинитом. Однако это в первую очередь отражает не столько вклад механогенного материала платформенных кор выветривания, сколько воздействие вторичных, эпигенетических процессов и стабилизацию конечных для малоглубинных платформенных бассейнов минеральных фаз – иллита и хлорита. Эта же тенденция характерна и для глинистых пород изученного М. Кеннеди и соавторами [9] разреза отложений пассивной континентальной окраины в Австралии, охватывающего интервал от 850 до 530 млн лет, что отнюдь не свидетельствует о нарастании процессов «биохемогенного» формирования глинистых пород в конце рифея и венде.

Примеры формирования и сохранения существенно «биохемогенных», в понимании [9], ассоциаций глинистых отложений с возрастом более 850 млн лет не столь многочисленны, но характерны, подчерки-

вая универсальный характер процессов континентального выветривания и шельфового осадконакопления в докембрии. Одним из них являются глинистые отложения лахандинской серии основания верхнего рифея (1025–1015 млн лет) Учуро-Майского региона Восточной Сибири. Аргиллиты лахандинской серии сохраняют метастабильную минеральную ассоциацию переотложенных кор химического выветривания гумидного климата с преобладанием каолинита, смешанно-слойных фаз и иллита в ассоциации с замещаемыми зернами калиевого полевого шпата и обломочного мусковита [5]. Одним из факторов стабилизации первичного минерального состава лахандинских глинистых пород, кроме стабильного тектонического режима и незначительного термического воздействия в течении миллиарда лет, явилось насыщение тонкодисперсной глинистой массы органическим детритом, ингибировавшим, несмотря на ярко выраженное биогенное воздействие (бактериальные сообщества, присутствие грибов-деструкторов и др.), диагенетическую перекристаллизацию минералов. Примеры сохранения в глинистых породах метастабильных реликтовых минеральных ассоциаций докембрийских кор выветривания и/или продуктов изменения вулканогенного материала известны в разрезах рифея Туруханского поднятия (деревнинская свита), Башкирского мегантиклинория (зильмердакская свита) и других регионов.

Таким образом, статистически наблюдаемая смена минеральных ассоциаций тонкозернистых пород от иллит-доминирующих, с хлоритом, в начале позднего рифея до более разнообразных вендских ассоциаций, включающих смешанно-слойные смектит-иллитовые и каолинитовые ассоциации, определяется не столько возрастанием интенсивности глинообразования, включая хемо- и биогенные процессы, но степенью сохранности первичных минеральных ассоциаций пород и, в существенной степени для венда, тектонической обстановкой седиментации – переходу к формированию обширных шельфовых ассоциаций основания фанерозойского чехла платформ. Следовательно, нельзя утверждать, что в конце позднего рифея «фабрика» по производству глин начала постепенно работать активнее и при этом активизировалось захоронение органики. Столь же маловероятно, что существенно изменился в конце рифея-начале венда темп воспроизводства цианобактериями и зелеными водорослями кислорода, причины возрастания содержания которого следует искать в изменении глобальной тектоники Земли на протяжении венда.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00906 и Программы 18 Президиума РАН.

Литература

1. *Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.

2. *Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л. и др.* Долговременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 26–51.
3. *Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б.* Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 4. С. 3–21.
4. *Фролов В.Т.* Литология. Книга 1. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
5. *Cullers R. L., Podkovyrov V.N.* Geochemistry of Mezoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutuia, Russia: implication for mineralogical, provenance control and recycling // Prec. Res. 2000. V. 104. № 1. P. 77–93.
6. *Knoll A.H.* Life on a Young Planet. Princeton Univ. Press. Princeton. 2003. 277 p.
7. *Kah L.C., Lyons T.W., Frank T.D.* Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic // Nature. 2004. № 431. P. 834–838 .
8. *Keil R.G., Montlucon D.B., Prahl F.G., Hedges J.I.* Letter to Nature // Nature. 1994. № 370. P. 549–552.
9. *Kennedy M., Droser M., Mayer L. et al.* Late Precambrian Oxygenation: Inception of the Clay Mineral Factory // Science. 2002 . V. 311. P. 1446–1449.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КАРБОНАТЫ С УЛЬТРАВЫСОКИМИ И УЛЬТРАНИЗКИМИ ЗНАЧЕНИЯМИ $\delta^{13}C$ В БАЙКАЛО-ПАТОМСКОМ ПРОГИБЕ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ РАЙОНАХ СИБИРИ И УРАЛА

Б.Г. Покровский, Н.М. Чумаков

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – pokrov@ginras.ru

Карбонатные разрезы позднего неопротерозоя (750–550 млн лет) характеризуются совершенно не типичным для других эпох чередованием отрезков с аномально высокими (> 4 ‰) и аномально низкими (< –4 ‰) значениями $\delta^{13}C$. Хотя природа этих флюктуаций еще далеко не ясна, они широко используются, наряду с изотопным составом стронция, для межрегиональной корреляции неопротерозойских отложений.

Уникальные по амплитуде и мощности изотопно-углеродные аномалии обнаружены на востоке Байкало-Патомского прогиба (патомском комплексе) и прилегающих частях Сибирской платформы (Березовской впадине). Патомский комплекс традиционно рассматривался как один из типовых для общесибирского стратона «байкалия» (850–650 млн лет), однако изотопные данные свидетельствуют о вендском возрасте, по крайней мере, двух его верхних серий: дальнетайгинской и жуинской [2]. В наиболее полных разрезах Патомского комплекса установлены однотипные изменения изотопного состава углерода, характеризующиеся двумя «уступами», на которых происходит резкое падение величин $\delta^{13}C$ – от ультравысоких (> 4 ‰) к ультранизким (< –8 ‰) и общей амплитудой изменения величин $\delta^{13}C$, превыша-

ющей 21 ‰ (от –13.5 до 8.1 ‰). Нижний отрицательный экскурс ассоциирует с нижневендским (665–630 млн. лет) гляциогенным горизонтом (большепатомская/джемкуканская и ничатская свиты), а верхний охватывает в полном объеме жуинскую серию, мощность которой достигает в зонах карбонатного шельфа 800–1000 м (никольская и ченчинская свиты на рр. Жуе и Лене) и 250–350 м на карбонатной платформе (торгинская свита на р. Чаре). Устойчивыми аномально высокими значениями $\delta^{13}C$ (5…8 ‰) характеризуются подстилающая гляциогоризонт и отделенная от него лишь краевым несогласием мариинская свита, а также разделяющая отрицательные экскурсы дальнетайгинская серия (баракунская и валюхтинская свиты).

Геохимические исследования показывают, что генетические параллели между двумя отрицательными С-изотопными аномалиями патомского комплекса не корректны. Сходство между карбонатами жуинской серии и карбонатами, венчающими ледниковые отложения (cap-dolomite) большепатомской свиты, ограничено пониженными величинами $\delta^{13}C$, причем пониженными в существенно разной степени. Для венчающих доломитов характерны умеренно низкие значения $\delta^{13}C$ (-3.3…-4.2 ‰), очень высокое содержание меди (до 600 г/т), железа (до 6400 г/т), марганца (до 2320 г/т) и радиогенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71618–0.71711), при обычном для доломитов содержании Sr (250–300 г/т). Объяснить эти особенности постседиментационными изменениями невозможно. Вместе с тем, «венчающие» доломиты большепатомской свиты не вписываются в изотопно-стронциевую эволюцию неопротерозойского океана, даже если допустить, что они накапливались в экстремальных условиях глобального оледенения. Образование этих пород, возможно, связано с разгрузкой и периодическим вымораживанием поверхностных и грунтовых (в том числе высокоминерализованных) поздне- и пост-ледниковых потоков в небольшой, частично или полностью изолированный от Мирового океана палеобассейн.

Изотопный состав углерода в карбонатах жуинской серии, которая значительно превосходит все известные к настоящему отрицательные С-изотопные аномалии по мощности (до 1000 м) и амплитуде ($\delta^{13}C = -10 \pm 2$ ‰), свидетельствуют о седиментации в условиях беспрецедентного «загрязнения» водной толщи окисленным изотопно-легким углеродом органического происхождения. В составе редких элементов и изотопном составе стронция карбонатов жуинской серии усиление континентального стока, однако, не проявлено, в связи с чем необходимо искать другой механизм длительного и очень сильного обеднения водной толщи ^{13}C. Причиной этого явления могло быть таяние и окисление гигантских объемов метан-гидратов, аккумулированных в осадках во время мощной и продолжительной ранне-вендской ледниковой эпохи, когда бассейн седиментации работал в режиме консервации восстановленного углерода и, соответственно, накапливались карбонаты с высокими значениями $\delta^{13}C$ [2].

Положительные и отрицательные аномалии $\delta^{13}C$, установленные в патомском комплексе, практически без уменьшения амплитуды и мощности прослеживаются на юг – во внутренние районы Патомской складчатой области, где породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. При движении на запад возникают противоречия с имеющимися схемами корреляции: в бассейнах рр. Витим и Чуя присутствуют породы как с ультравысокими, так и с ультранизкими значениями $\delta^{13}C$, однако мощность последних резко сокращается. Доломитовая толща, закартированная здесь как ченчинская свита, очевидно, таковой не является, так как характеризуется совершенно нетипичными для этой свиты нулевыми и положительными величинами $\delta^{13}C$. Байкальская серия Западного Прибайкалья, вопреки существующим схемам, не коррелируется с жуинской серией ни величинами $\delta^{13}C$ [3], ни отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ [1]: очевидно, она занимает более высокое стратиграфическое положение (верхнюю часть венда) [1] .

Изотопные характеристики доломитов, перекрывающих гляциогенные диамиктиты койвенской свиты на Среднем и чурочинской свиты на Северном Урале не противоречат тому, что сказано выше о венчающих доломитах патомского комплекса. Для них характерны сходные, хотя и не идентичные, умеренно низкие значения $\delta^{13}C$, преобладающая часть которых лежит в пределах от –1.5 до –7.0 ‰. Среди отложений, залегающих ниже ледниковых горизонтов на Среднем Урале (клыктанская свита, $\delta^{13}C = 0.2 \pm 0.5$ ‰) и Северном Урале (деминская и низьвенская свита, $\delta^{13}C = 0.9 \pm 0.8$ ‰), относимых в настоящее время к верхам позднего рифея (750–650 млн лет) карбонаты с аномальным изотопным составом углерода практически отсутствуют, что делает весьма вероятным их значительно более древний возраст (> 800 млн лет). Вместе с тем, карбонаты олистолитов, участвующие в строении бутонской и старопеченской свит, которые лежат выше койвенской свиты, напротив характеризуются ультранизкими величинами $\delta^{13}C$ (-10.6 ± 5.7 ‰), сближающими их с вендскими отложениями жуинской серии Патомского прогиба.

В строении неопротерозойского разреза р. Чапы, на севере Енисейского Кряжа, принимают участие диамиктиты неясного генезиса (чавидинская свита), которые не венчаются cap-dolomite. Карбонаты с ультранизкими значениями $\delta^{13}C$ (-8…-8.5 ‰) слагают в этом разрезе сравнительно тонкий (5 м) маркирующий горизонт, залегающий среди песчаников верхней подсвиты немчанской свиты, стратиграфически значительно выше диамиктитов. Повышенные величины ^{13}C (до 4.5 ‰) на р. Чапе обнаружены в 10–15-метровой пачке нижней подсвиты вандадыкской свиты, характеризующейся переслаиванием доломитов и пестрых мергелей, а также рассеянном карбонатном материале алевролитов и песчаников немчанской свиты, однако их корреляция с относительно обогащенными ^{13}C карбонатами других территорий пока не ясна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00455.

Литература

1. *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd- и Sr-изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 818–823.
2. *Покровский Б.Г., Мележик В.А. Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 2006. Сообщение 1: № 5. С. 505–530. Сообщение 2: № 6. С. 642–654.
3. *Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.* Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1019–1038.

ТИПИЗАЦИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

Б.В. Полянский

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail – msgpa@msgpa.edu.ru

До настоящего времени остается нерешенной проблема реконструкции осадочных бассейнов в пределах складчатых поясов с обоснованием их былых границ, вещественного и генетического содержания составляющих осадочных формаций. Уникальным объектом для решения этой проблемы на современном уровне знаний послужили хорошо изученные осадочные угленосные формации (УФ) раннего мезозоя (поздний триас–средняя юра) в пределах Кавказско-Памирского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса, относимого к северной окраине Мезотетиса [1, 4]. Эти угленосные отложения формировались на стыке стабильных континентальных блоков Евразии и герцинид указанного сектора, подверженных трансгрессиям со стороны акватории Мезотетиса.

УФ среди осадочных формаций являются наиболее отчетливым индикатором выявления их генезиса с позиций пред- и конседиментационной тектоники, своеобразной палеоландшафтной принадлежности и фито-климатических особенностей. Кроме того, они служат прекрасным показателем границ континентальных блоков для более достоверных палеотектонических глобальных построений [3]. Учитывая сложные тектонические перестройки складчатых структур региона с позднего палеозоя доныне, которые затронули и вмещающие угленосные бассейны, последние можно, с большой долей условности, разделить на два тектоно-генетических типа.

1. *Угленосные бассейны северной, эпиплатформенной части региона* относятся к тафрогенному этапу активизации молодых платформ. Они развивались преимущественно в рифтогенных структурах субширотной ориентировки, на герцинидах современных Скифской и Туранской плит и окраинных структур Тянь-Шаня [2]. Сюда относятся

угленосные бассейны и угольные м-ния Сев. Кавказа, Ферганской депрессии, Туаркыра, Южного Тянь-Шаня и др. Морская трансгрессия с юго-запада, со стороны открытых акваторий Мезотетиса, в рассматриваемое время не достигала пределов этих структур. Здесь формировались УФ преимущественно континентального, аллювиально-озерного генезиса, преобладающего аркозового состава, но часто с вулканогенной грауваккковой составляющей, в Дарваз-Алайском районе вдоль юго-восточного борта Афгано-Таджикской депрессии. Эти резкие различия терригенно-минерального состава вмещающих пород УФ по обоим бортам современной депрессии, резко сужающейся к северо-востоку, позволили восстановить былые, более обширные, границы депрессии в юрское и меловое время [1]. Высокий уровень грунтовых вод, при образовании наземных торфяников, обеспечивался за счет сильной обводненности речных систем в условиях гумидного климата. Здесь формировались в основном слабо восстановленные угли низких стадий метаморфизма.

2. Примыкающая с юга субширотная зона северной окраины Мезотетиса охватывала угленосные бассейны Закавказья, Северного и Центрального Ирана и Северного Афганистана. Они испытали значительное влияние кратковременных трансгрессий с юга в виде отдельных горизонтов маркирующих морских известняков (с головоногими моллюсками) среди тонко-терригенных угленосных отложений. Эти бассейны второго типа можно охарактеризовать *как угленосные бассейны прибрежно-морского или приморского типа.* Выполняющие эти бассейны угленосные отложения формировались по периферии островных-полуостровных поднятий, образующих архипелаг вдоль северной окраины Мезотетиса. Углеобразование происходило в пределах обширных дельт и по берегам приморских озерно-лагунных водоемов, периодически заливаемых морскими водами. Высокий уровень стояния грунтовых вод при заболачивании обеспечивался за счет подпора морскими водами перед фронтом трансгрессий, которые дважды, в позднем триасе и в байосе, охватывали обширные пространства региона [1].

Детальный литолого-фациальный и циклический анализ рассмотренных УФ (около 150 разрезов), с выделением терригенно-минеральных ассоциаций породообразующих минералов, анализа палеофлор и границ зон углеобразования, позволил прийти к генетически обоснованным палеогеографическим построениям для триасово-юрского этапа (6 уровней углеобразования) на основе выделенных корреляционно-способных циклов седиментации. Основные области углеобразования в виде былых угленосных бассейнов упомянутых двух типов были оконтурены на палеогеографических схемах в областях Кавказского и Памирского «скучиваний» и вдоль северо-восточного борта Загросского тектонического шва. Этот шов на тектонических схемах выделяется как деструктивная северо-восточная граница Аравийской, или Африкано-Аравийской, литосферной плиты. К северо-востоку от этой границы, в пределах Центрально-Иранского блока, были характерны

обстановки активного углеобразования в условиях гумидного климата, а юго-западный, Загросско-Аравийский, блок отличался процессами эвапоритовой седиментации в условиях экстра-аридного климата [4, 5]. Этот блок на современной территории Ирана развивался в абсолютно иной палеогеографической и палеоклиматической обстановках вдоль южной окраины Мезотетиса, вероятно отстоящий далеко к юго-западу от Загросского шва. Такая контрастная палеогеографическая граница позволяет производить генетически обоснованные палеотектонические построения для триаса-юры вдоль северной границы гипотетического океана Тетис.

В хронологическом аспекте рассматриваемые УФ укладываются в благоприятную для углеобразования гумидную палеоклиматическую эпоху с позднего триаса до конца средней юры. Этот период гумидизации был ограничен во времени периодами аридизации в раннем-среднем триасе и в кимеридже-титоне (красноцветные окраски отложений, ксерофитная флора и накопление эвапоритов в солеродных бассейнах).

Выделенные на данном фактическом материале типы УФ и соответствующих бассейнов осадко- и углеобразования могут послужить основой аналогичных построений в подобных палеотектонических и палеоландшафтных обстановках, в пределах складчатых поясов не только Евразии, но и других материков, в иных временных интервалах развития земной коры.

Литература

1. *Полянский Б.В.* Мезозойские угленосные формации северной окраины Мезотетиса. М.: Наука, 1989. 190 с.
2. *Полянский Б.В.* Вулканогенно-осадочные угленосные формации тафрогенных структур Азии // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. С. 133–141.
3. *Полянский Б.В.* Роль углеобразования в познании истории Земли // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. С. 35–37.
4. *Полянский Б.В.* Раннемезозойское углеобразование в системе структур Альпийско-Гималайской складчатой области // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2004. С. 94–101.
5. *Stocklin J.* Structural history and tectonics of Iran: A review // Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1968. V. 52. № 7. P. 1229–1258.

ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. УНЬИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Е.С. Пономаренко, А.Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – sandula@geo.komisc.ru

Изучение верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений р. Уньи на Северном Урале показывает, что здесь на сравнительно небольшом

отрезке реки от о. Писаный до Бузгальского Камня (около 10 км) наблюдается два отличных друг от друга разреза. Один из них развит в районе о. Писаный (обн. 29, 28) [1, 2, 4, 5], другой – в окрестностях Бузгальского Камня (верхняя часть обн. 24) [6].

Так, верхнекаменноугольные отложения в обн. 29 (гжельский ярус [3]) представлены толщей, в основании (35 м), сложенной биокластовыми доломитизированными известняками с большим количеством фузулинид и члеников кринидей, затем пачкой чёрных фузулинидовых и биокластовых известняков с криноидеями и редкими кремнями (35 м) и водорослевых иногда доломитизированных известняков (19 м).

В разрезе обн. 24 верхнекаменноугольные отложения представлены более полно, и в них выделены практически полный разрез касимовского и частично гжельского яруса [3]. Основание касимовский яруса сложено биокластовыми и водорослевыми известняками и доломитизированными разностями часто с большим количеством кораллов и палеоаплизин и редкими кремнями (57 м). Выше по разрезу наблюдается пачка темно-серых (почти черных) глинистых известняков с редкими биокластами, единичными прослоями известняков микробиальных и множеством кремней (30 м) и толща мелкобиокластовых известняков с кремнями, в которых (особенно в верхней части) встречаются биокласты большего размера (57 м). В разрезе гжельского яруса вскрывается пачка биокластовых известняков, иногда пористых, сложенных часто ооидами с небольшим количеством литокластов пелитоморфного состава (22 м).

Ассельский ярус нижней перми в разрезе обн. 28 представлен фузулинидовыми зонами средней и верхней части [3]. Здесь наблюдается разрез крупного биогермного массива «Писаный Камень» [5]. После длинного не обнаженного участка наблюдается толща брахиоподовых и мшанковых известняков (15 м), выше которой залегает пачка переслаивания биокластовых и гидрактиноидных палеоаплизиновых известняков (40 м), затем пачка инкрустированных гидрактиноидных известняков (40 м) и биокластово-мшаноковых и гидрактиноидны известняков (60 м).

Ассельский ярус нижней перми в разрезе обн. 24 представлен нижней и средней фузулинидовыми зонами [3, 4]. Здесь снизу ввсрх по разрезу наблюдаются две пачки. Первая сложена биокластово-шламовыми известняками с иловым цементом и часто обильными кремнями (16 м). Вторая (53 м) – шламово-пелитоморфными известняками с редкими биокластами. Они чередуются с пропластками пелитоморфных известняков, содержащих небольшое количество спикул губок и примесь кварца алевритовой соразмерности (до 15 %). В верхней части пачки встречены прослои микробиальных известняков.

Таким образом, проведённые данные показывают, что в разрезе р. Уньи на отрезке от о. Писаный до Бузгальского камня в верхнекаменноугольно-нижнепермских отложениях развито два типа разрезов. Первый из них преимущественно известняковый. Он характеризуется

наличием биокластовых известняков с большим количеством фузулинид и члеников криноидей, а также водорослевых известняков в верхней части каменноугольного разреза, а на интервале ассельского яруса биогермными отложениями. Второй тип разреза – доломитово-кремнисто-известняковый – характеризуется присутствием в разрезе большого количества шламовых, мелкобиокластовых известняков, частых интервалов с большим количеством кремней, а также доломитизированных пород.

Литература

1. *Алуев Ю.В.* Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения «Писаного камня» (р. Унья, Северный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Уральском регионе: Докл. 5-й студ. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 42–49.
2. *Алуев Ю.В.* Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения р. Уньи (Северный Урал). Дипломная работа. Сыктывкар: Сыктывкарский университет, 2003. 55 с.
3. *Калашников Н.В., Михайлова З.П.* К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Геология и Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар: КомиФАН СССР, 1971. С. 61–65.
4. *Равикович А.И.* К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печеры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. XXXI (2). С. 36–59.
5. *Сандула А.Н.* Нижнепермский рифогенный массив «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал) // Геология рифов. Материалы межд. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–147.
6. Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы / А.И. Елисеев, А.И. Антошкина, В.А. Салдин и др. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2006. 72 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ СКВ. ХАЛЬМЕРПАЮТИНСКАЯ 2099)

А.Ю. Попов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – popovay@ipgg.nsc.ru

За последнее время все активнее ведется исследование слабоизученных районов Западной Сибири с целью открытия новых месторождений нефти и газа. Не является исключением и северо-восточная часть региона, где развиты наиболее полные разрезы прибрежно- и мелководно-морских среднеюрско-нижнемеловых отложений, охарактеризованных богатой фауной. В настоящей работе приведены результаты литолого-фациального, микроэлементного и изотопного изучения керна новой скважины Хальмерпаютинская 2099, расположенной на грани-

це Тазо-Хетского и Пур-Иртышского структурно-фациальных районов. Скважиной вскрыты среднеюрско-нижнемеловые отложения осадочного чехла, представленные малышевской, сиговской, точинской и яновстанской свитами.

Малышевская свита (верхний байос–верхний бат) мощностью 250 м охарактеризована керном в средней и верхней частях. Интервал средней части представлен несколькими алеврито-песчаными пластами, сформированными в обстановках флювиальных дельтовых рукавов. Разделяющие их маломощные алеврито-глинистые перемычки формировались в обстановках внутридельтового залива с характерной ритмичностью отложений и признаками временных осушений и зарастаний. Прикровельная часть малышевской свиты формировалась, вероятно, в грядово-ложбинных обстановках прибрежно-континентального комплекса. Для нее характерно чередование песчано-алевритовых отложений береговых валов и глинисто-алевритовых отложений ложбин. Верхний песчаный пласт сформирован в обстановке нижнего пляжа. Точинская свита (верхний бат–верхний келловей), имеющая по материалам ГИС алеврито-глинистый состав, керном не охарактеризована. Сиговская свита (верхний келловей–нижний кимеридж) мощностью 200 м охарактеризована керном в средней и прикровельной частях. Нижние метры интервала средней части представлены песчаниками, формировавшимися в обстановке подводного вала/отмели предфронтальной зоны пляжа. Вышележащие отложения глинисто-алевритового состава формировались в нижней части предфронтальной и в переходной зонах. Во время формирования верхней части сиговской свиты происходила довольно частая смена прибрежно- и мелководно-морских обстановок. В первом типе обстановок формируются глинисто-алевритовые пачки, нередко сильно биотурбированные, для второго типа характерно преобладание алевро-аргиллитов. Яновстанская свита (верхний кимеридж-нижняя часть бореального берриаса) мощностью 477 м [1] имеет, по данным ГИС, довольно однородный состав. Керном охарактеризованы несколько интервалов в нижней, средней и верхней частях свиты. Большая часть разреза представлена алевро-аргиллитами и алевролитами мелко-, разно-, иногда крупнозернистыми, формирующими маломощные линзы и прослои. Формирование отложений происходило в обстановках сублиторали мелкого эпиконтинентального моря (переходная и дальняя зоны) в теплом, благоприятном для развития фауны климате. Количество и мощности прослоев алевролитов по разрезу меняются и фиксируют различные глубины бассейна и близость береговой линии. Так, в нижней части свиты с умеренной долей алевролитов можно говорить о прибрежно- и мелководно-морских обстановках с относительно спокойной гидродинамикой. В средней части свиты вскрыта однородная аргиллитовая толща, формировавшаяся в удаленных от берега обстановках и отвечающая максимуму трансгрессии. Выше вскрыт интервал с повышенным содержанием алевролитов, вплоть до линзовидно-вол-

нистого переслаивания их с аргиллитами, что свидетельствует о близости базиса нормальных волн. Состав и строение верхней части разреза, наиболее полно охарактеризованной керном, фиксирует постепенное увеличение глубины бассейна и уменьшение влияния штормовых волн, что отражается как в текстурах пород, так и в постепенном снижении доли алевритового материала. По результатам седиментологических исследований среднеюрско-верхнемеловых отложений, вскрытых Хальмерпаютинской скважиной, установлена общая трансгрессивная направленность смены обстановок осадконакопления.

Данные микроэлементного анализа пород сиговской и яновстанской свит использовались для выяснения солености вод бассейна и определения окислительно-восстановительного режима среды осадконакопления. Соленость вод определялась по величине отношения Sr к Ba. Яновстанская свита формировалась в нормально-морских условиях, а сиговская – в близбереговых опресненных. Наиболее высокие значения рассматриваемого отношения установлены в породах средней части яновстанской и верхней части сиговской свит, где им соответствуют и наиболее высокие содержания органического углерода. Условия среды осадконакопления в целом умеренно восстановительные и стабильны по разрезу. Исключением являются высокоуглеродистые породы средней части яновстанской свиты. Для времени их формирования можно предполагать отсутствие растворенного кислорода в составе иловых вод даже в самой верхней части осадка и, соответственно, высоковосстановительный характер среды. На это указывают наиболее высокие содержания в породах халькофильных элементов (Cd, Cu, Ni, Mo), большое количество пирита, а также повышенные значения отношений Mo/Mn, Ni/Co, V/(V+Ni). Анализ $\delta^{13}C$ пород яновстанской и сиговской свит проводился для фиксации основных этапов перестроек бассейна и сравнения их с глобальными изменениями в Мировом океане. Для сиговской свиты при незначительном разбросе значений фиксируются более высокие величины $\delta^{13}C$, чем в карбонатных породах этого возраста в других бассейнах, но в целом эти величины соизмеримы и отражают глобальные изменения изотопного состава. Их повышенные значения могут быть объяснены тем, что в осадке происходило захоронение достаточного количества растительных остатков континентального происхождения, которые имеют пониженное, по сравнению с морской органикой, содержание изотопа ^{12}C. В яновстанской свите фиксируется тренд на снижение величин $\delta^{13}C$, который совпадает с общемировым трендом, хорошо описанным в литературе и отмечающимся на границе кимериджа и волги [3]. Кривая $\delta^{13}C$ для верхней части яновстанской свиты достаточно полно повторяет тренды изменения параметра для Волжского бассейна [2].

Литература

1. *Шурыгин Б.Н., Никитенко А.С., Алиферов А.С. и др.* Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасине-

клизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био и хемостратиграфия // Юрская система России: Проблемы стратиграфии и палеонтологии. Ярославль, 2007. С. 253–255.
2. *Daren R. Grocke, Gregory D. Price, Alastair H. Ruffell et al.* Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2003. V. 202. P. 97–118.
3. *Podlaha O.G., Mutterlose J., Veizer J.* Preservation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ in belemnite rostra from the Jrassic/Early Cretaceous successions // Am. J. of Science. 1998. V. 298. P. 324–347.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОРЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ ФЛЮИДНЫХ ПОТОКОВ В ЗОНАХ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Е.А. Предтеченская, О.В. Шиганова, А.С. Фомичев

ФГУП «СНИИГГиМС»,
г. Новосибирск, e-mail – geology@sniiggims.ru

Установлено, что на ряде месторождений Западной Сибири коллекторы улучшенного качества тяготеют к линейным зонам с повышенной проницаемостью, формирование которых связано с процессами вертикальной миграции УВ флюидов [1]. Эти зоны также отмечаются аномальностью литолого-минералогических и гидрогеохимических параметров, прослеживание которых на разных стратиграфических уровнях разреза позволят связывать их формирование с деятельностью долгоживущих глубинных разломов. В ряде работ показано, что на локальных участках нефтегазообразования в зонах глубинных разломов наблюдается резкое несоответствие границ между градациями катагенеза ОВ и стадиями изменения пород, а также формирование аномальных концентраций аутигенных минералов по сравнению с общим региональным фоном [1, 4]. Авторами для каждого горизонта нижне-среднеюрской песчаной седиментации были составлены карты, на которых показано размещение зон с аномальными проявлениями наложенных процессов гидротермального метасоматоза. В их основу легли карты катагенеза ОВ, карта дизьюнктивной тектоники [3], карты строения нижнеплитного комплекса Западно-Сибирской плиты и ее обрамления [2]. При расчленении разрезов использовались стратиграфическая схема и схема структурно-фациального районирования юрских отложений, утвержденные решением МСК в 2003 г. Анализ этих карт позволил сделать следующие выводы.

Все скважины с проявлениями наложенных процессов гидротермального метасоматоза расположились близ линий глубинных разломов в фундаменте или в узлах их пересечения. Основная часть

аномалий в пределах области распространения отложений зимнего и шараповского горизонтов сосредоточена в районе Колтогорско-Уренгойского и Худдутейского надрифтовых желобов, а также Надымской мегавпадины, в зоне ее сочленения с Медвежьим мегавалом и Пальниковским поднятием. Часть аномалий сконцентрировалась вдоль западного борта Русско-Часельского палеовыступа, а также оказалась приуроченной к Ямальскому и Худосейскому надрифтовым желобам.

Преобладающим типом гидротермальной минерализации в породах нижней юры в районах севернее широтного течения р. Оби является карбонатизация. На ряде площадей (Уренгойской, Нейтинской и других) аномальная карбонатизация пород соподчинена с развитием слабощелочных и щелочных пластовых вод с содержанием гидрокарбонат иона 1.5–3.0 г/л при содержании солей от 5 до 20 г/л. В районах Обь-Иртышского междуречья в большинстве изученных нижнеюрских разрезов проявились аномальные процессы каолинитизации и окварцевания. На территории Нюрольской впадины на ряде площадей (Средняя, Голубинская, Кулгинская и др.) доминируют процессы наложенной карбонатизации. Минералогические аномалии в пределах надояхского, вымского и малышевского горизонтов выявлены на территории Красноленинского и Каймысовского сводов, Демьянского мегавала, Колтогорского мегапргиба, особенно в зоне его сочленения с Нюрольской впадиной. Основная часть аномалий приурочена к глубинным разломам, выявленным в пределах Пякупурского, Аганского, Усть-Тымского и Чузикского надрифтовых желобов. В северных районах плиты на этих стратиграфических уровнях также доминирует вторичная карбонатизация, в то время как на территории Обь-Иртышского междуречья более широко развиты окремнение и каолинитизация. Состав аутигенных минералов в породах нижних песчаных горизонтов контролируется составом пород фундамента. В пределах надрифтовых желобов, где последние представлены базитами и ультрабазитами (северные районы), а также в тектонически-активных районах с преобладанием карбонатных пород в составе фундамента (Нюрольская впадина) в цементе перекрывающих отложений доминируют карбонаты кальция и магния, в то время как в районах, где в составе фундамента имеется много гранитных интрузий, в перекрывающих отложениях преобладают аутигенные силикаты – каолинит, кварц и альбит, аномальные концентрации которых служат индикаторами воздействия на породы кислых флюидных растворов.

Установлено, что с течением времени интенсивность тектонических движений в зонах разломов в восточных районах плиты (Худосейский надрифтовый желоб, Русско-Часельский палеовыступ) заметно снизилась, в результате чего, начиная с позднего тоара, катагенетические аномалии в ааленских и байос-батских отложениях на этой территории не выявлены. Так, например, если в породах зимнего и шара-

повского горизонтов на Светлогорской и Черничной площадях аномальная карбонатизация проявилась очень интенсивно, то в залегающих выше породах надояхского, вымского и малышевского горизонтов концентрация аутигенных карбонатов находится на фоновом уровне. При накоплении отложений вымского и малышевского горизонтов активизировались зоны дизъюнктивных нарушений в южных и юго-восточных районах плиты, вследствие чего катагенетические аномалии в составе этих отложений сформировались в западных районах Нюрольской впадины, в пределах Демьянского мегавала и Каймысовского свода. Тектонические подвижки по разломам древнего заложения в байос-батское время продолжались также в пределах Колтогорско-Уренгойского и Ямальского надрифтовых желобов, Медвежьего и Демьянского мегавалов, Красноленинского и Каймысовского сводов.

Перемещение депоцентра тектонической активности из северо-восточных и восточных районов в западные, южные и юго-восточные косвенно подтверждается кардинальным изменением руководящих парагенезов минералов тяжелой фракции. Так, если в плинсбах–тоарское время доминировал восточный источник сноса обломочного материала (Енисейский кряж, западный борт Сибирской платформы) с накоплением в составе осадков магнетит-гранат-турмалин-циркон-апатитовой ассоциации тяжелых минералов, то в ааленское и байос-батское время активизировались западный, южный и юго-западный источники (Урал, Казахстан, Салаир, Алтае-Саянская складчатая область), поставлявшие в бассейн седиментации биотит-циркон-турмалиновый комплекс тяжелых акцессориев [3].

В большинстве изученных разрезов минералогические и гидрохимические аномалии сопровождаются признаками тектоническрй трещиноватости, проявлениями разуплотнения пород, что способствует улучшению емкостно-фильтрационных свойств и повышению качества коллекторов. Таким образом, прослеживание зон распространения катагенетических и гидро-геохимических аномалий по вертикали позволяет определить глубину проникновения разрывных нарушений в осадочный чехол, оценить интенсивность миграции УВ на конкретных нефтегазоносных площадях и месторождениях, а также повысить достоверность прогноза зон развития улучшенных коллекторов.

Литература

1. *Абля Э.А.* Геохимические парадигмы и некоторые вопросы нефтеобразования // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 3–5.
2. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции // Гурари Ф.Г., Девятов В.П., Демин В.И. и др. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
3. *Гурари Ф.Г., Зимин Ю.Г., Конторович А.Э. и др.* Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967, С. 146–178.
4. *Boles J.R.* Calcite as an indicator of vertical fluid transport in hydrocarbon systems. Edinburgh. IMA, 2002. 302 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРЕДТИМАНСКОГО ПРОГИБА И ТИМАНА

В.М. Проворов[1], В.М. Неганов[2], Л.А. Вилесова[1]

[1]КамНИИКИГС, г. Пермь, e-mail – provorov@perm.ru
[2]ОАО «Пермнефтегеофизика», г. Пермь, e-mail – neganov@pngf.com

В 2006–2007 гг. ОАО «Пермнефтегеофизика», КамНИИКИГС и Горный институт УрО РАН (г. Пермь) в районе южного окончания Предтиманского прогиба и Тимана были проведены региональные сейсмические, гравиметрические и геохимические исследования, выполнено дешифрирование комплектов разномасштабных космических снимков и аэрофотопланов в комплексе с научным сопровождением для геологического изучения с целью выявления нефтеперспективных зон (Пильвенская площадь). Эта зона расположена на стыке двух плит фундамента Восточно-Европейской платформы: Русской плиты с архейско-нижнепротерозойским (беломорско-карельским) кристаллическим фундаментом и Тимано-Печорской плиты с рифейским (байкальским) складчатым фундаментом. Вдоль границы плит простирается Тиманская складчатая система, где в ядрах антиклинальных складок на земную поверхность выходят рифейские отложения.

По материалам выполненных геолого-геофизических работ было уточнено строение обширной слабо изученной территории. Результативные материалы представлены в виде тектонических схем фундамента и осадочного чехла, геологических профилей, структурных карт кровли кунгурского яруса, отражающих горизонтов $I^{П}$, $II^{К}$, III, Ф, глубинно-динамических сейсмостратиграфических разрезов, карт результатов гравиразведочных и аэрокосмогеологических работ, схемы расположения аномальных газогеохимических зон и карты приоритетных направлений дальнейших нефтегазопоисковых работ.

По результатам работ уточнены границы Камского свода, Предтиманского прогиба, Тимана и Верхне-Печорской впадины. Граница между Камским сводом и Предтиманским прогибом смещается на 8–13 км на юго-запад относительно прежних данных. На основании вновь полученных сейсмических и гравиметрических данных с учетом материалов магниторазведки изучено разломно-блоковое строение кристаллического фундамента. Юго-западной границей Предтиманского прогиба служат два сброса северо-западного простирания, которые отделяют Камскую гомоклиналь от Чердынской шовной зоны, юго-западной границей Притиманского блока фундамента служит разрывное нарушение типа взброса. По данным магниторазведки и гравиразведки, ему соответствует уступ поверхности кристаллического фундамента. По сейсмическим материалам изучен разрез средне-верхнерифейского комплекса, отмечено клиноформное залегание пород в толще рифейских отложений; мощность комплекса увеличивается в

Нефтегазоносные области, районы, зоны и комплексы

Нефтегазоносные области		Нефтегазоносные районы		Нефтегазоносные зоны		Нефтегазоносные комплексы	
Установленные	Перспективные	Установленные	Перспективные	Установленные	Перспективные	Установленные	Перспективные
А. Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция							
А 1. Северо-Предуральская		А.I.а. Верхне-Печорский				II, III, VI, VII	I, IV, V, IX
			А.I.б Колвинский				I, II, III, VIII, IX
Б Волго-Уральская нефтегазоносная провинция							
Б.1. Средне-Предуральская		Б.I.а. Соликамский		Б.1а-1. Чердынская		I, II, III, IV	V, VI, VII, VIII, IX
Б.2. Верхнекамская			Б.2а. Предтиманский				I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX
		Б.2б. Камский		Б.2б-1. Долдинская		II, III, IV	I, IV, V, VI, VII, IX
					Б.2б-2. Косинско-Гайнская		I, II, III, V, VI

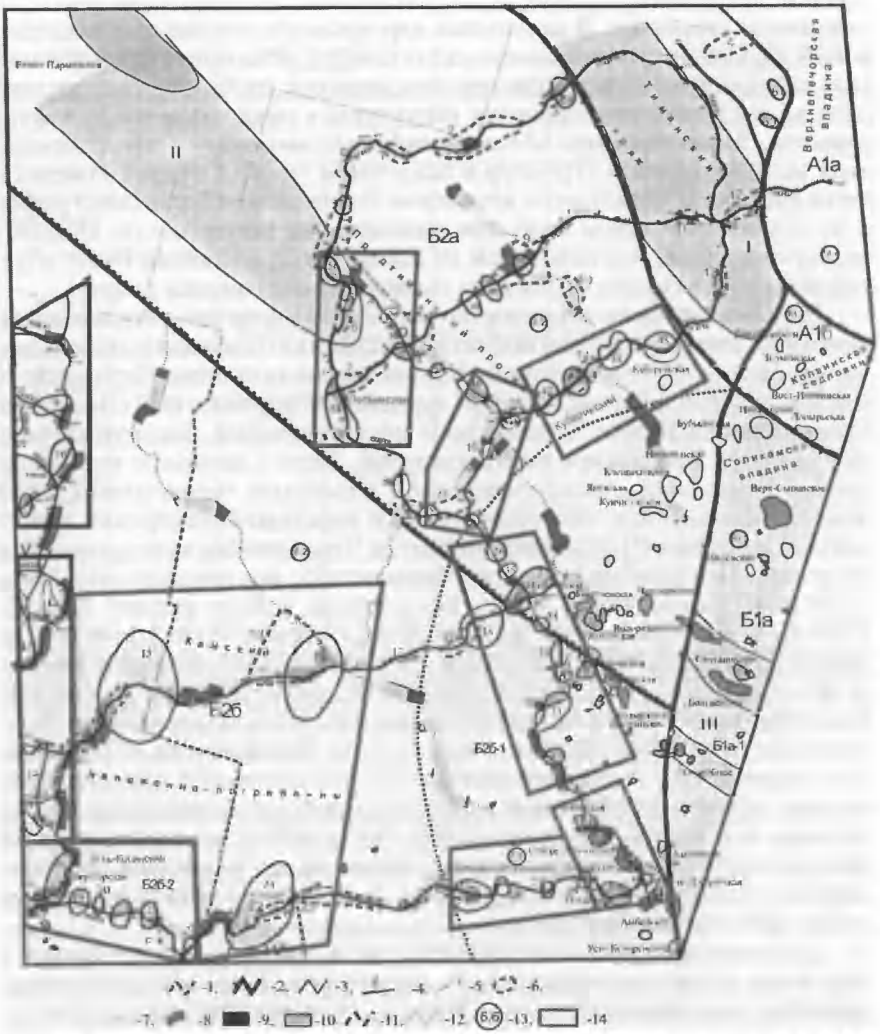
Нефтегазоносные комплексы: I – девонский терригенный; II – верхнедевонско-турнейский карбонатный; III – визейский терригенный; IV – визейско-башкирский карбонатный; V – верейский терригенно-карбонатный; VI – каширско-верхнекаменноугольный карбонатный; VII – нижнепермский терригенно-карбонатный; VIII – рифейский; IX – вендский.

северо-восточном направлении и достигает 5700 м. По форме записи в волновой картине по ОГ $II^{П}$ выделены визейские врезы, которые могут служить каналами миграции углеводородов из нефтематеринских пород, между ОГ $II^{К}$-$I^{П}$ отмечено распространение на площади органогенных построек серпуховского возраста. Вновь выявлено 28 локальных объектов тектонического и тектоно-седиментационного генезиса, подтверждено и уточнено строение 8 структур и 23 приподнятых участков, намеченных предыдущими сейсмическими работами. По данным гравиметрической съемки выделены положительные и отрицательные аномалии гравитационного поля от палеозойской толщи. Положительные аномалии в большинстве случаев связаны с локальными объектами в осадочном чехле. В результате обработки газогеохимической информации выделены 24 аномальных участка с различной степенью контрастности. Комплексная интерпретация материалов газогеохимических, аэрокосмогеологических и геофизических исследований позволила выделить ряд аномальных зон, с определенной степенью условности интерпретируемых как возможное проявление в приповерхностной части разреза вертикальных ореолов рассея-

ния залежей углеводородов, и рассматривать их в качестве нефтеперспективных объектов. В результате аэрокосмогеологических исследований выделены региональные, зональные и локальные прямолинейные линеаменты четырех систем простирания, отобразившие предполагаемые трещинно-разрывные структуры в осадочном чехле и фундаменте. Закартировано 127 ландшафтных аномалий – предполагаемых положительных структур в осадочном чехле. Следует отметить, что в этой зоне появляются артинские (сылвенско-саргинские) рифы, а на Ксенофонтовском вале они выведены на поверхность. Поэтому может оказаться, что некоторые из выделенных аномалий будут обусловлены структурами облекания сылвенско-саргинских рифов.

Перспективность территории связана с нефтегазоносными комплексами с уже доказанной нефтегазоносностью (таблица): эйфельско-нижнефранский терригенный (Крымкорское поднятие Чердынского месторождения), верхнедевонско-турнейский карбонатный (Восточно-Покчинское поднятие Чердынского месторождения, Лесорубное месторождение, Исаневское месторождение, Верх-Сыпанское месторождение, Томиловское месторождение), визейский терригенный комплексе (Люльвинское месторождение) и визейско-башкирский карбонатный комплекс (Чердынское поднятие Чердынского месторождения, Восточно-Покчинское поднятие Чердынского месторождения). Большую роль в строении и нефтегазоносности района играют Камско-Кинельская и Камско-Вятская системы впадин позднедевонско-турнейского палеошельфа, к которым приурочены месторождения нефти и газа, открытые восточнее исследуемой территории. На территории Предтиманского прогиба впервые намечены Ксенофонтовское и Кельтменское, уточнены границы Ныробского, Чердынского и Тимшерского палеоплато. Геохимическая и гидрогеологическая характеристика недр свидетельствуют в пользу благоприятных условий для формирования и сохранности залежей УВ. Возможно существование залежей литолого-стратиграфического типа в полосе выклинивания отложений рифейского, вендского, а также и девонского (как терригенные, так и карбонатные) возраста.

На основании полученных результатов комплексной интерпретации всех геолого-геофизических материалов были рекомендованы объекты для лицензирования: Западно-Долдинский участок площадью 167.7 км^2 с прогнозными ресурсами углеводородов категории $Д_1$лок. 4912.9/1592 тыс. т (геол./извл.); Усть-Косинский участок площадью 258.1 км^2 с прогнозными ресурсами углеводородов категории $Д_1$лок. 9114.6/2953.6 тыс. т (геол./извл.); Лопьинский участок площадью 264.4 км^2 с прогнозными ресурсами углеводородов категории $Д_1$лок. 8080.7/2618.7 тыс. т (геол./извл.); Кубаринский участок площадью 227.8 км^2 с прогнозными ресурсами углеводородов категории $Д_1$лок. 10862.7/3520.1 тыс. т (геол./извл.) и участок – Тимшерский для проведения комплексных зонально-региональных работ. Площадь участка 1300 км^2 (рисунок).



Карта перспектив нефтегазоносности и дальнейших направлений нефтегазопоисковых работ.

1 – административная граница; 2 – границы тектонических элементов; 3 – границы валов и валообразных зон; 4 – сейсмические профили; 5 – линии гравиметрических профилей; 6 – условные контуры аномальных газогеохимических участков и их номер; 7 – предполагаемые приподнятые участки в эффективном слое 0.5–1 км по данным гравиразведки; 8 – предполагаемые приподнятые участки в эффективном слое 1–2 км по данным гравиразведки; 9 – месторождения; 10 – структуры и приподнятые участки; 11 – границы нефтегазоперспективных районов, 12 – границы нефтегазоперспективных зон; 13 – плотности геологические НСР УВ в тыс. т/км^2 (Жуков Ю.А., 2000 г); 14 – объекты для лицензирования: по предыдущим работам (Александров, 2005 г.), по работам 2007 г., участки для продолжения геолого-геофизических работ по предыдущим работам (Захарова, 2006 г.).

Валы: I – Ксенофонтовско-Колвинский; II – Кельтменский, III – Чердынский выступ; IV – Романшорский; V – Кудымкарский.

Следует заметить, что перспективы поисков также могут быть связаны с залежами нефти, имеющими газовые шапки. На границе Камского свода и Предтиманского прогиба открыто Дружинское газонефтяное месторождение (газовая шапка). Следовательно, на исследуемой территории существует покрышка для консервации газовых скоплений.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНЕРТИНИТА В РАЗЛИЧНЫХ ТОЛЩАХ ПЕРМИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

О.С. Процько, Л.А. Анищенко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – procko@geo.komisc.ru

Терригенные толщи нижней и верхней перми характеризуются значительным развитием окисленного органического вещества (ОВ), существенным содержанием инертинитового компонента в составе ОВ.

Углепетрографические, химико-битуминологические и пиролитические исследования показали изменения концентраций витринита от 15 до 86 %, инертинита от 5 до 44 %, водородного индекса от 80 мг УВ/г $C_{орг}$ до 400 мг УВ/г $C_{орг}$ [1, 2].

Изменение компонентного состава концентрированного и рассеянного ОВ зависит от условий седиментогенеза (табл. 1). В толщах перми выявлено ОВ IV, III, III-II типов. К четвертому (IV) типу относится ОВ с высоким содержанием инертинита (более 40 %) и невысоким водородным индексом (HI менее 50 мг УВ/г $C_{орг}$), к III (витринитовому типу) относится ОВ, в компонентном составе преобладает витринит и HI от 100 до 300 мг УВ/г $C_{орг}$. Органическое вещество IV и смешанного IV-III типов распространено в отложениях континентальных и морских фаций.

В терригенных и карбонатно-терригенных толщах накапливалось в основном гумусовое вещество с различным компонентным составом. В морских толщах ОВ IV и IV-III типов накапливалось вследствие переноса водными потоками уже окисленного или окисленного в процессе транспортировки гумусового вещества. В болотных и континентальных фациях инертинит иногда является преобладающим компонентом. В угленосных циклах породы, обогащенные инертным органическим веществом, занимают определенное положение. Большей частью они встречаются в подошве угольных пластов, в межугольных прослоях и иногда в кровле угольного пласта при размыве углисто-глинистых пород. Это явление зафиксировано в разрезе цикла пласта «Мощный» на Воргашорском месторождении, в разрезе интинских отложений р. Кожым и в других разрезах. В подошвенном аргиллите пласта «Мощный» при концентрации органического углерода 0.8 % величина S_2 (0.4 мг УВ/г

Таблица 1

Микрокомпонентный состав углей и РОВ

Фации	Порода	Содержание $C_{орг}$, %	Микрокомпонентный состав по группам, %				
			Витринита	Инертинита	Лейптинита	Альгинита	Сорбомикстинита
Болотные	Аргиллит	23	54	44	2		
	Уголь блестящий	90	86	12	2		
	Уголь матовый	83	79	20	1		
	Уголь полублестящий	56	64	35	1		
Озерные	Аргиллит	15	44	6	5	10	30-40
	Уголь	81	17	5	5-10	40-60	20-40
Мелководно-морские	Аргиллит трансгрессивного этапа	10	36	23	3		38
Морские	Аргиллит		20-15	25-30			50-55

породы) и водородный индекс HI (50 мг УВ/г $C_{орг}$) соответствуют IV типу ОВ.

В болотно-прибрежно-морских угленосных отложениях окраинных зон угленакопления (восточных), где проявляется мелкая цикличность и развиваются высокозольные угли, накапливалось окисленное ОВ. В окраинных восточных зонах угленакопления, приближенных к континентально-аллювиальным областям осадконакопления, зольность углей повышается до 30 %, содержание инертинита достигает 20 %. Более высокая гидрогеологическая активность обстановки осадконакопления способствует активному привносу терригенного материала (кварца, глинистого вещества) и окислению ОВ. Активная гидрогеологическая обстановка угленакопления проявлялась на угольных месторождениях, непосредственно примыкающих к Уральскому кряжу – на Хальмерьюском, силовском, Юньяганском, Воркутском (таблица 2). Углям указанных месторождений свойственны наиболее высокие содержания инертинита.

К западу в зонах устойчивого угленакопления снижается зольность углей, уменьшается количество инертинита, в углях появляются лейптинитовые компоненты. В угленосных циклах появляются озерные глинистые фации с уменьшенным содержанием инертинита.

Широко развиты угли инертинитового состава в интинских отложениях (P_2u) разреза на р. Кожым. Здесь в углях низкой стадии преоб-

Таблица 2

Распределение инертинита в углях пласта $n_{14+13+12+11}$

Месторождения	Мощность угольного пласта, м	Зольность, %	Кварц, %	Витринит, %	Инертинит, %
Хальмерьюское, Силовское	1.1-1.4	19.6-27 8	0.8-2.3	78-83	16-20
Юньягинское, Воркутское	1.5-4	14-20	0.6-1	74-80	13-19
Усинское	1.1-1.6	20-21	20.9	79-81	13-15

разования (R_o 0.48–0.51 %) при содержании $C_{орг}$ в пределах 42–45 % значение водородного индекса не превышает 50 мг УВ/г $C_{орг}$. Встречаются угли с ОВ переходного типа (IV-III) в казанских и татарских отложениях с содержанием инертинита от 25 до 44 %.

В толщах неугленосной морской молассы инертинитовое ОВ встречается в алевролитах и аргиллитах предпляжевых фаций (р. Воркута, обнажения P_1tl). В Воркутском районе в талатинское время происходила последовательная циклическая смена фаций профиля пляж-шельф. В этих отложениях накапливался в основном окисленный органический материал – ОВ четвертого типа ($C_{орг}$ – 1.12, 1.14, 1.15 %; HI – 37, 38, 30 мг УВ/г $C_{орг}$ соответственно). Очень низкие значения водородного индекса (51–77 мг УВ/г $C_{орг}$) выявлены в органическом веществе авандельтовых отложений подводного конуса выноса (P_1bl) и в разрезе р. Кожым [3], где осадконакопление верхнеартинских отложений косьинской свиты (P_1gs) отвечало обстановкам верхней и средней части подводного конуса выноса. В песчаниках и аргиллитах косьинской свиты разреза р. Кожым накапливалось в основном ОВ IV типа с очень низким водородным индексом 34–55 мг УВ/г $C_{орг}$. Анологичные значения водородного индекса ОВ и содержание инертинита до 30–50 % выявлено в мелкозернистых алевролитах и аргиллитах турбидитовых потоков в нижнепермских отложениях разрезах Коротаихи и Пальникшора.

Таким образом, в пермских толщах активного гидрогеологического режима осадконакопления отмечается высокое содержание окисленных компонентов органического вещества.

Литература

1. Атлас пермских углей Печорского бассейна / Куклев В.П., Пичугин И.В., Подмарков А.В. и др. М.: Научный мир, 2000. 232 с.
2. Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральского прогиба. СПб.: Наука, 2004. 214 с.
3. *Салдин В. А.* Новые данные по геологии нижнепермских отложений р. Кожым // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 11–33.

НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА: ФАЦИАЛЬНЫЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Н.Г. Пугачёва[1], Г.Л. Кириллова[2]

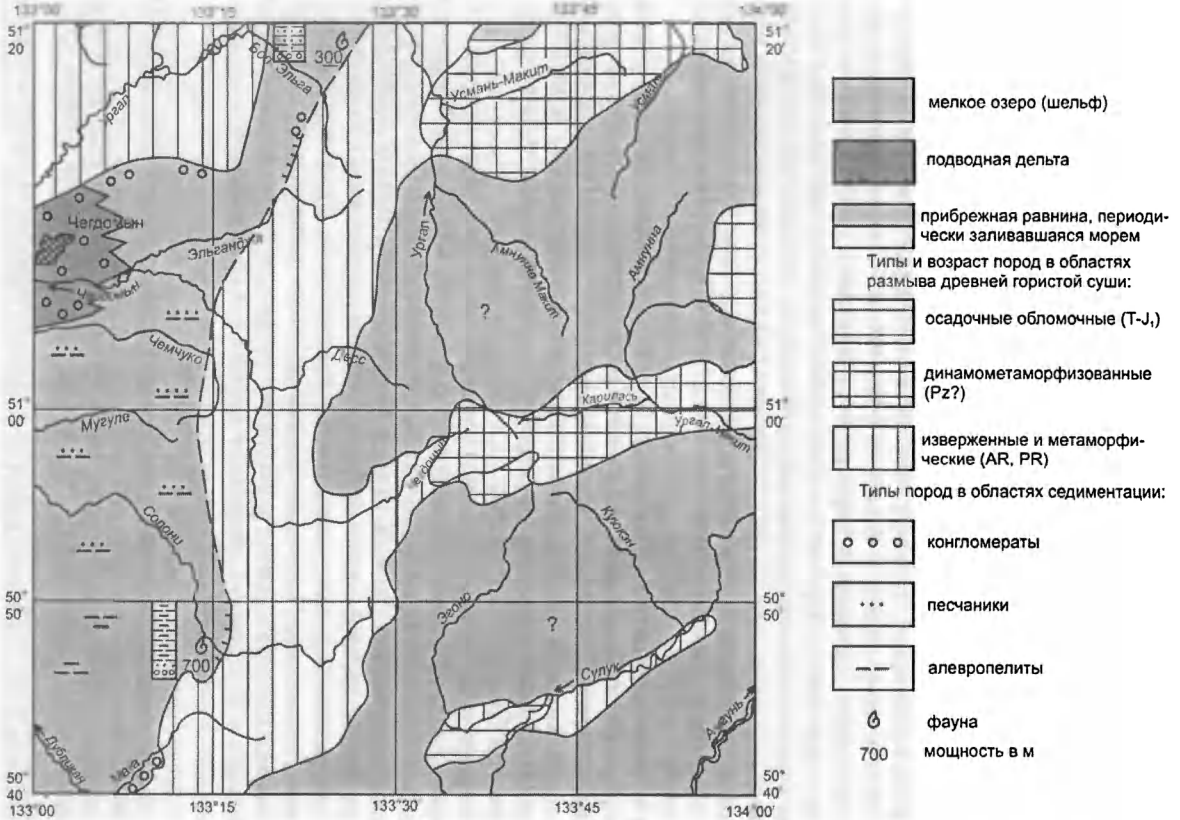
[1]Амурский государственный гуманитарно-педагогический университет, г. Комсомольск-на-Амуре, e-mail – vozhdss@qmail.com
[2]Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – kirillova@itig.as.khb.ru

Литолого-фациальный анализ и палеогеографические реконструкции проведены на восточной окраине Буреинского бассейна (Бб). Здесь недавно завершено среднемасштабное картирование [2], стратиграфическая последовательность юрских отложений надежно обоснована палеонтологическими данными [4], которые недавно уточнены [1]. Мелкомасштабные палеогеографические схемы Бб, наложенного на восточную окраину Буреинского массива, составлены В.Ю. Забродиным [3]. Нами в итоге проведенного литоло-фациального анализа составлены крупномасштабные палеогеографические карты с детальностью до яруса и подъяруса МСШ. Буреинский массив в юре был краем континента и поэтому является наиболее благоприятным объектом для изучения трансгрессий и регрессий, лежащих в основе секвенсстратиграфического анализа.

Низы терригенной юрской последовательности на Дальнем Востоке неизвестны. Отложения синемюра выявлены в единичных тектонических блоках. Более поздняя нижне-среднеюрская последовательность рассчленена на 6 свит.

Большим распространением от Восточного Забайкалья до Охотского моря пользуются отложения плинсбаха-нижнего тоара. На восточной окраине Бб они представлены дешской свитой. Наиболее хорошо изученными и фаунистически охарактеризованными являются разрезы (рисунок) по р. Солони (на юге) и р. Большая Эльга (на севере). Разрез на юге начинается пачкой (60 м) крупнозернистых песчаников с прослоями конгломератов и гравилитов в основании. Выше следует пачка темно-серых алевролитов с редкими слоями песчаников мощностью до 10 м, содержащая фауну аммонитов, брахиопод и редкий растительный детрит. Мощность свиты на юге – 500–700 м. На севере значительно увеличивается доля песчаников при общем уменьшении мощности свиты до 300 м. В валунно-галечных конгломератах в основании свиты преобладает галька пород фундамента: гнейсы, гранитоиды. Кроме того, в алевролитах появляется примесь пирокластики.

Синкальтинская свита (аален-нижний байос) с обильной морской фауной на юге представлена преимущественно алевролитами с редкими прослоями песчаников (900 м), на севере – песчаниками. Та же



Палеогеографическая карта восточной окраины Буреинского массива (нижняя юра, поздний плинсбах, дешское время).

тенденция сохраняется и для эпиканской свиты (верхи нижнего байоса), которая на юге сложена алевропелитами (700 м), а на севере – песчаниками с пачками алевролитов в верхах разреза (1300 м). Эльгинская свита (верхний байос-нижний бат) отличается чётким циклическим чередованием алевропелитовых и песчаных пачек. Мощность ее на юге составляет 1600 м, а на севере – 2200 м. По-прежнему обильна морская фауна аммонитов и двустворок. В верхней части появляются слои кислых туфов и туффитов.

Чаганыйская свита (верхний бат) мощностью 800 м в нижней части представлена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, в верхней – алевролитами. В породах отмечена косая слоистость, углефицированный растительный детрит, редкая фауна аммонитов, двустворок, криноидей. Нижняя подсвита талынжанской свиты (келловей) мощностью 300 м состоит из двух пачек. Нижняя сложена преимущественно зеленовато-серыми песчаниками с текстурами взмучивания, а верхняя – буровато-серыми линзовидно-слоистыми песчаниками с растительным детритом и слюдой на плоскостях наслоения. Пачки разделены слоем с углефицированными корнями растений, пронизывающих породы перпендикулярно плоскостям наслоения. Таким образом, здесь фиксируется смена морской обстановки на континентальную.

На основании изучения состава, мощности пород, текстуры, органических остатков выделены фации, реконструированы обстановки седиментации. В итоге, составлена серия из 6 палеогеографических карт (для каждой свиты), демонстрирующих эволюцию изученной части Бб в ранне-среднеюрское время. Установлено постепенное смещение оси бассейна к западу.

Характер и направленность цикличности в бассейне хорошо согласуется с глобальной кривой эвстатических колебаний Мирового океана. С синемюра до келловея прослеживается глобальное постепенное повышение уровня моря с регрессиями в начале плинсбаха, тоарe, начале аалена и в конце бата. В целом направленность развития Бб – регрессивная, завершающаяся в поздней юре накоплением угленосных отложений. Наблюдаемая цикличность связана также с региональными тектоническими событиями и прежде всего коллизией Буреинского и Восточно-Сибирского блоков и в средней юре.

Литература

1. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
2. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 123 с.
3. *Забродин В.Ю.* Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2007. № 5. С. 77–87.
4. *Сей И.И., Калачёва Е.Д.* Биостратиграфия нижнее- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ НА ПРИМЕРЕ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ГОРИЗОНТА $Ю_1$ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.В. Пустыльникова

ФГУП «СНИИГГиМС»,
г. Новосибирск, e-mail - Pustylnikova@.rambler.ru

Район исследований расположен в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты; включает в себя юго-восточный склон Александровского свода, восточный склон Средневасюганского мегавала и прилегающую к ним западную часть Усть-Тымской впадины, административно входит в состав Томской области. Региональные исследования васюганского горизонта по латерали в пределах Томской области отмечают его фациальную изменчивость, сложная конфигурация границ фациальных зон не всегда наследует контуры тектонических структур, в данном случае район работ представляет интерес тем, что приурочен к зоне сочленения положительных и отрицательных структур первого порядка.

Объектом исследования являются продуктивные пласты горизонта $Ю_1$ васюганской свиты: $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, $Ю_1^3$ и $Ю_1^4$. В данной работе автором показан пример использования результатов литологических исследований (гранулометрический анализ, анализ вещественного состава пород, количественный и вещественный состав цемента, анализ аутигенных минералов и др.) при фациальных реконструкциях и восстановлении условий осадконакопления.

При изучении литологических особенностей пород васюганской свиты в настоящей работе были использованы данные макроописаний керна скважин, микроскопического описания пород в шлифах лаборатории литологии СНИИГГиМС и многочисленные фондовые материалы по петрографии и минералогии. Автором проанализирован следующий фактический материал: данные стандартного и радиоактивного каротажа по 147 скважинам, описания керна по 142 скважинам, описания шлифов по 86 скважинам, в сумме около семисот шестидесяти шлифов.

В настоящей работе результаты *гранулометрического анализа* (в процентном соотношении по пяти фракциям) отражены на круговых диаграммах. Построены схематические *карты гранулометрического состава* песчано-алевритовых пород. Обобщение полученных результатов показано выделением зон различного гранулометрического состава пород. Поскольку все породы преимущественно одной-двух гранулометрических размерностей: мелко- или средне-мелкозернистые песчаники, отличающиеся лишь количеством алевритовой примеси, то именно количество данной примеси и определило различную зональность. При изучении *вещественного состава* пород использовал-

ся количественный подсчет *обломочной* и *цементирующей* частей. При анализе петрографического состава пород использовалась классификация песчано-алевритовых пород, предложенная В.Д. Шутовым [1]. В основу треугольной классификационной диаграммы положен признак компонентного состава породы, который наиболее полно отражает главнейшую черту происхождения породы – источник сноса и петрографический состав питающих провинций, условия формирования песчаных пород (фациально-тектонические и климатические обстановки), а также позволяет по ряду особенностей состава судить об эволюции обломочного материала в зоне осадкообразования. Кроме основных компонентов (зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород) и их качественных характеристик, в шлифах изучались состав и количество *акцессорных*, *аутигенных* минералов, различных *включений*, *органического материала*, имеющих особое генетическое значение. При изучении *цементирующей части* породы классификация цементов производилась по ряду признаков: по составу, количеству и распределению в породе, равномерности заполнения пространства, взаимоотношениям с обломочными зернами и времени образования. Для анализа цементирующей части пород автором были построены *диаграммы* и *карты количественного и вещественного состава цементов*, обобщение полученных результатов показано выделением зон различного вещественного состава цементов.

Для реконструкций условий формирования продуктивных пластов применялась наиболее распространенная и хорошо разработанная в нефтяной геологии методика комплексного литофациального анализа, проводимая на основе интерпретации каротажных диаграмм, использования электрометрических моделей фаций; данных макроописаний кернового материала, а также многочисленных данных микроскопического изучения пород в шлифах, описанных выше.

Интересные литологические закономерности были выявлены как на отдельных срезах, так и по разрезу. Например, при анализе карт гранулометрического состава (пласт $Ю_1^3$) увеличение гранулометрического уровня осадков на отдельных площадях (локальных поднятиях) – Мыльджинской, Чкаловской и других происходит в направлении с юго-востока на северо-запад, что вполне может быть связано с направлением приливно-отливных течений, морских волн и перемещениями береговой линии. Следует отметить, что распределение гранулометрических и фациальных зон в каждом из пластов не всегда совпадает, что объясняется изменением гранулометрии осадков в одной отдельно взятой фации от центра к периферии, и, наоборот, осадки одного гранулометрического уровня могут принадлежать различным фациям. Тем более что один из литологических признаков (в данном случае – гранулометрический состав) не может характеризовать фацию в целом. На картах вещественного и количественного состава цементов хорошо прослеживаются зоны сидеритового и пиритового заражения соответствующие пониженным уровням гидродинамичес-

кого режима, отсутствию аэрации, застойным обстановкам в период диагенеза. Малое содержание первичного глинистого цемента, напротив, говорит о хорошей отсортированности осадка, повышенной гидродинамической активности в среде осадконакопления. Наличие глауконита в цементе – прибрежно-морском и мелководно-морском генезисе осадков.

В результате литофациального анализа автором построены *схематические карты фаций* на время накопления пластов $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, $Ю_1^3$ и $Ю_1^4$. В пласте $Ю_1^4$ на выступе Александровского свода, в районе Чебачьей площади, гранулометрический состав песчаников средне-мелкозернистый с минимальным содержанием глинистого цемента соответствует фациям русел, на восточном склоне свода распространены алевритовые породы фаций регрессивных баров и лагун, маршей и дельт, как и в северной части Усть-Тымской впадины. Центральная часть Усть-Тымской впадины характеризуется постепенным уменьшением гранулометрического состава песчаников в северо-западном направлении от средне-мелкозернистых до алевритовых и представлена фациями конусов выноса дельт, формирующих бары регрессивного и трансгрессивного типов. Средневасюганский мегавал также характеризуется постепенным уменьшением гранулометрического состава в северо-западном направлении на отдельных площадях, с развитием дельтовых фаций, устьевых и регрессивных баров. Характерно развитие сидерита в фациях регрессивных баров. Отложения, характеризующиеся песчано-алевритовым составом и небольшой мощностью, как правило, принадлежат фациям пляжей прибрежно-морского комплекса. В пласте $Ю_1^3$ отмечается значительное повышение гранулометрического уровня осадков по всему району исследования. Расширение зоны средне-мелкозернистых песчаников, сужение зон алевритовых пород в центральной и северной частях района исследования может означать падение уровня моря (его регрессию), увеличение привноса терригенного материала. Отмечается увеличение площади развития фации наземной дельты в северной части Александровского свода, в северной и центральной частях Усть-Тымской впадины и в центральной части Средневасюганского мегавала. В центральной части района исследования отмечается расширение площадей фаций конусов выноса дельтовых проток. Пласт $Ю_1^2$ отличается резким падением гранулометрического уровня осадков, расширением зон с преимущественным содержанием алевритовых фракций, здесь песчаные зоны сохранились лишь на локальных участках; отмечается значительное увеличение глинистой составляющей в цементе, что скорее всего связано с трансгрессией моря, некоторой стабилизацией тектонического режима, общим снижением гидродинамического уровня и уменьшением привноса терригенного материала. Наземные дельтовые фации переходят в подводные в северной части территории; на оставшейся территории сокращаются площади развития баров, увеличиваются площади развития мелководно-морских фаций. В пласте $Ю_1^1$ продолжается тен-

денция трансгрессии моря, увеличения площадей развития мелководно-морских фаций, лишь на отдельных участках отмечаются песчаники средне-мелкозернистые, принадлежащие фациям устьевых баров, пляжей и гребней штормовых течений: в районе Александровского свода, на Вартовской площади в северной части Усть-Тымской впадины и в северной части Средневасюганского мегавала.

Литература

1. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

ИЗОТОПИЯ $C_{карб}$ КОНКРЕЦИОННЫХ КАРБОНАТОВ В НЕКОТОРЫХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩАХ УРАЛА

А.Т. Расулов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – rasulov@igg.uran.ru

Исходным материалом явились конкреционные карбонаты из распространенных на Урале угленосных толщ перми, триаса и юры. Пермские конкреции были изучены по разрезам Печорского бассейна, триасовые – челябинской серии, юрские – Северо-Сосьвинской и Кызылтальской депрессий. Пермские конкреции вмещают отложения пассивных гидродинамических обстановок типа морского прибрежного мелководья, триасовые – озерных, озерно-болотных и пойменно-болотных, юрские – прибрежно-морских, озерных и болотных фаций.

Согласно полученным результатам, величина значений $\delta^{13}C_{карб}$ в конкрециях колеблется в интервале – 10.5 – +19.9 ‰ PDB. Число обогащенных ^{13}C образцов явно преобладает, и распределены они по разрезам неравномерно. Аномально-тяжелые значения $\delta^{13}C_{карб}$ демонстрируют конкреции, приуроченные к отложениям с повышенной угленосности и пассивным, судя по текстурным и структурным признакам, гидродинамическим режимам седиментации. Конкреции из отложений Печорского бассейна по изотопам кислорода значительно легче, чем нормальные морские карбонаты. Существенное обеднение ^{18}O демонстрируют стяжения, встречающиеся в угленосной толще триаса, местами и юры.

Ранее [1] обогащение конкреционных карбонатов ^{13}C считалось следствием разбавления равновесной с ними изотопно-легкой исходной углекислоты, неорганическим диоксидом углерода, выделяющимся при растворении карбонатных зерен свежевыпавших осадков. Образование аномально-тяжелых по изотопам углерода конкреционных карбонатов таким путем представляется нереальным, хотя они тогда еще и не были известными. Позднее было обращено внимание на присутствие в самих конкрециях известковых ракушек без признаков ра-

створения и с первичным изотопным составом углерода [2–5], что указывает на сомнительность участия карбонатного углекислого газа в осаждении конкреций, следовательно, и в определении в них колебания изотопных отношений углерода.

В настоящее время колебание изотопного состава углерода конкреционных карбонатов объясняется в терминах модели эпигенетического преобразования ОВ. В ее основе лежит демонстрируемая иловыми растворами современных морей и океанов стратификация по изотопному составу углерода CO_2, что было обнаружено при выполнении работ по проекту глубоководного бурения [8, 9]. Причину ее проявления объясняют выделением CO_2 в результате разложения ОВ различными биохимическими реакциями, занимающими отдельные интервалы глубин ниже поверхности раздела вода–дно. В соответствии с этой моделью изотопным составом углерода конкреционных карбонатов управляет скорость постседиментационного погружения вмещающих их осадков на глубину [10]. Замедленное захоронение осадков приводит к осаждению в них обедненных, ускоренное – обогащенных $^{13}C_{карб}$ конкреций. Отсюда для угленосных толщ может быть прогнозирован интенсивный темп накопления. Но это не так, по общепринятому мнению они формируются в водоемах с медленным погружением дна, создающим благоприятные палеогеографические и фациальные условия для торфонакопления и сохранения торфяников от эрозии.

Впрочем, отложения, вмещающие и обедненные ^{13}Скарб конкреции, отнюдь не демонстрируют признаки низкой скорости седиментации. Единственное макроскопическое различие между отложениями, представленными изотопно-тяжелыми и изотопно-легкими конкрециями, заключается в содержании ОВ: обогащенные $^{13}C_{карб}$ конкреции тяготеют к интервалам высокой концентрации ОВ. Это явление носит глобальный характер, и оно наводит на мысль о том, что возможно выделение изотопно-тяжелой углекислоты для конкрециеобразования происходило по излагаемому ниже механизму, используемому при объяснении причин обогащения $^{13}C_{карб}$ первично-осадочных карбонатов докембрия.

Синтез ОВ в водоемах осуществляют биопродуценты путем извлечения легкого углерода из растворенной в придонных водах углекислоты, которая при этом испытывает обогащение ^{13}С до тех пор, пока находится в аноксидной обстановке и не имеет связи с углеродным резервуаром экзосферы. Такие условия возможны в бассейнах, застойных или пассивных в отношении круговорота водных масс. В случае же апвелинга произойдет поток окислителя к донным отложениям, что приведет к окислению ОВ и выделению в среду изотопно-легкой углекислоты. Распространение углекислоты, истощенной легким изотопом углерода, известно в современных торфяниках [7] и допускается для придонных вод бассейнов геологического прошлого вод [6]. В таких бассейнах благоприятная обстановка для формирования обогащенных $^{13}C_{карб}$ конкреций имеется прямо на дне, и поэтому отпадает необходи-

мость ее поиска где-то под поверхностью дна. Предложенный механизм не предполагает существования связи вещественного и изотопного состава конкреционных карбонатов с процессами диагенеза вмещающих их осадков.

Литература

1. *Галимов Э.М., Гирин Ю.П.* Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций // Геохимия. 1968. № 2. С. 228–233.
2. *Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Сулержицкий Л.Д., Волков И.И.* Об источниках углерода и возрасте диагенетических карбонатных конкреций Калифорнийского залива //Литология и полезн. ископаемые. 1979. № 11. С. 23–29.
3. *Найдин Д.П., Тейс Р.В.*, Киселевский М.А. Изотопы кислорода конкреций и заключенных в них органогенных карбонатов (верхний мел бассейна р. Пясины, Западный Таймыр) // Вестник МГУ. Серия геол. 1978. № 1. С. 22–33.
4. *Покровский Б.Г.* Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) по изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88–97.
5. *Bellmann H.J., Pilot J., Rosler H.I.* Untersuchungen zur Petro-graphie unGenese von Karbonatkonkretionen inbraunkohlen-fuhrenden Oligozander Leipziger Buch // Z. Angew. Geol. 1977. V. 23. P. 334–341.
6. *Brandon C.B., Anderson T.F., Lohmann K.C.* Unusual carbon and oxygen isotopic ratios of ostracodal calcite from last interglacial (Sangamon episode) lacustrine sediment in Raymond Basin,Illinois, USA // J. Paleolimnology. 1997. V. 17. P. 421–435.
7. *Charman D.J., Aravena R., Bryant Ch.L., Harkness D.D.* Carbon isotopes in peat, DOS CO_2, and CH_4 in a Holocene peatland on Dartmoor, southwest England // Geology. 1999. V. 27. № 6. P. 539–542.
8. *Claypool G.E., Kaplan I.R.* The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. 1974. P. 97–139.
9. *Irvin H., Curtis C.D., Coleman M.* Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic rich sediments // Nature. 1977. V. 269. № 2. P. 209–213.
10. *Mozley P.S., Burns S.J.* Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview // J. Sedimentary Petrology. 1991. V. 63. № 1. P. 73–83.

РАСЧЕТ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ФОСФОРИТОВ ДЛЯ ФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ХИМИЧЕСКИМ АНАЛИЗАМ (программа MINLITH)

О.М. Розен[1], А.А. Аббясов[1], Г.Н. Батурин[2], Т.В. Литвинова[1]

[1]Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail – roseno@ilran.ru
[2]Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – gbatur@ocean.ru

Для исследования седиментогенеза и фациальных реконструкций накопления фосфоритов необходимы количественно-минеральные данные, которые можно получить с помощью программы MINLITH.

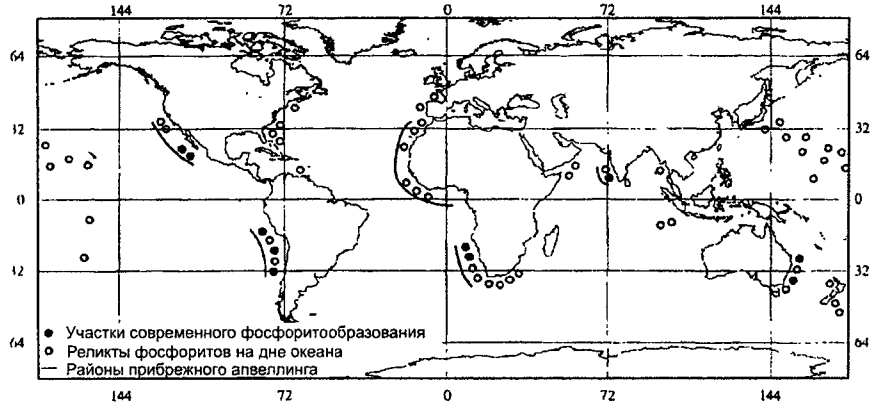


Рис. 1. Современные фосфоритовые формации, реликты фосфоритов на дне океана, зоны прибрежного апвеллинга [1, 4].

Фундаментальную задачу представляет сопоставление минеральных составов современных фосфатов океана и более древних фосфоритов. Прямое определение количественно-минерального состава фосфатных отложений мало достоверно и крайне дорого. Статистические исследования нормативно-минерального состава можно провести с помощью расчета по указанной программе. Химические реакции фотосинтеза и обратного процесса – дыхания, для морского планктона описываются следующим упрощенным обратимым уравнением [4], включающим также и первичное накопление фосфатов:

$$106CO_2 + 16HNO_3 + 2H_2SO_4 + H_3PO_4 + 120H_2O - C_{106}H_{263}O_{110}N_{16}S_2P + 141O_2$$

Открываются возможности интерпретации петрохимических данных по фосфатным отложениям на минеральной основе. Иными словами, можно сопоставить молодые фосфоритовые отложения (рис. 1) с палеотипными. Это позволит проверить значимость актуалистических моделей для фациальных реконструкций фосфатных отложений. MINLITH – это универсальный метод, применимый для большинства типов осадочных отложений, прошедших глубокий диагенез, основанный на вычислении содержаний ограниченного набора нормативных минералов определенного состава по данным валового химического анализа, независимо от интенсивности диагенеза или метаморфизма. Ошибка вычисления для всех расчетных минералов, включая фосфат, находится в пределах 5–15 % [7].

Все разнообразие фосфатных минералов фосфоритов (таблица) выражено в наиболее вероятной формуле замещений в осадочном фосфате, франколите, представленной в следующем виде: $Ca_{10-a-b}Na_aMg_b(PO_4)_{6-x}(CO_3)_{x-y-z}(CO_3F)_y(SO_4)_zF_2$ [3]. В программе MINLITH использована формула фторапатита, которая для расчета содержаний в мас. %, выражена как $3CaO*P_2O_5+1/3(CaF_2)$. Поэтому перед использо-

Возможные замещения в структуре апатита и установленные минеральные фазы

Замещения [6]		Минеральные фазы [5]	
Конституционный ион	Замещающий ион	Фосфатный минерал	Формула
Ca^{2+}	Na^{+}, K^{+}, Ag^{+}	Фторапатит	$Ca_{10}F_2(PO_4)_6$
	Sr^{2+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}, Zn^{2+}, Cd^{2+}, Ba^{2+}	Франколит	$Ca_{10}F_2(PO_4, CO_3)_6$
	Sc^{3+}, Y^{3+}, $РЗЭ^{3+}$, Bi^{3+}	Гидроксилапатит	$Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$
	U^{4+}	Хлорапатит	$Ca_{10}Cl_2(PO_4)_6$
PO_4^{3-}	CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, $Cr_2O_4^{2-}$ AsO_4^{3-}, VO_4^{3-}, CO_3 F^{3-}, CO_3, OH^{3-}	Даллит	$Ca_{10}(OH)_2(PO_4, CO_3)_6$
		Вилькеит	$Ca_{10}(O, OH, F)_2(SiO_4, PO_4, SO_4)_6$
	SiO_4^{4-}		
F^{1-}	OH^{1-}, Cl^{1-}, Br^{1-}		
	O^{2-}		

ванием расчетов для фациальных построений было проведено прямое сопоставление MINLITH-нормативных минеральных составов с прямыми определениями содержаний минералов [2] (рис. 2). Коэффициент корреляции между модальными и нормативными значениями содержаний минералов в фосфоритах $r = 0.937$.

Очевидна достаточная применимость программы MINLITH для изучения минерального состава фосфоритов с целью выявления петрохимических вариаций в пространстве и во времени и анализа седиментогенеза и фациальных реконструкций фосфоритовых бассейнов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00329.

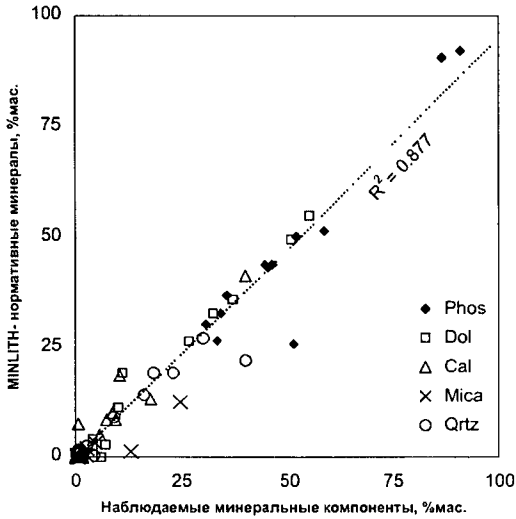


Рис. 2. Соотношение наблюдаемого и расчетного минеральных составов для афанитовых фосфоритов. Наблюдаемые составы – по данным [2]: Phos, Dol, Cal, Mica, Qtz, соответственно фосфат (рассчитан апатит), доломит, кальцит, слюда (рассчитаны иллит+монтмориллонит), кварц.

Литература

1. *Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. *Красильникова Н.А., Пауль Р.К., Георгиевский А.Ф.* Литологические типы фосфоритов СССР. Обзор. инф. Сер. «Горнохимическая промышленность». М.: НИИТЭХИМ, 1984. 41 с.
3. *Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y. et al.* Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns // Eclogae geologicae Helvetiae. 1994. V. 87. № 3. P. 643–700.
4. *Föllmi K.B.* The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits // Earth-Sci. Rev. 1996. V. 40. P. 52–124.
5. *Frye K.* The encyclopedia of mineralogy. Hutchinson Ross Publishing Comp. Stroudsburg, Penn. USA. 1981. 497 p.
6. *Nathan Y.* The Mineralogy and Geochemistry of Phosphorites (Chapter 8) // J.O. Nagu, P.B. Moore (Eds). Phosphorite minerals. Elsevier. Tokyo. 1984. P. 275–291.
7. *Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C.* MINLITH – an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses // Computers and Geosciences. 2004. V. 30. № 6. P. 647–661.

НОВЫЕ U-PB SHRIMP II ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНИТОВ АЙСКОЙ СВИТЫ БУРЗЯНСКОЙ СЕРИИ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ РИФЕЯ

Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – ronkin@r66.ru

Внедрение в практику отечественной геохронологии современных методов исследования (single grain ID-TIMS, «in situ» SHRIMP и др.) привело к появлению как принципиально новых данных, так и к переоценке ранее существовавших представлений об изотопном возрасте многих эталонных объектов. Не является исключением в этом отношении и стратотипический разрез рифея Башкирского мегантиклинория, для которого на основе U-Pb данных в последние годы оказалось возможным существенно уточнить изотопный возраст границы нижнего и среднего рифея [10], а также показать иные, нежели ранее представляемые, масштаб и структуру так называемого «машакского рифтогенного события» [9, 11]. Полученные нами новые данные и анализ ранее опубликованных материалов [2] по базальтам айской свиты основания бурзянской серии нижнего рифея дают возможность вновь обратиться к рассмотрению роли «машакского рифтогенного события» в геологической истории рифея Южного Урала.

В стратотипе рифея основные и кислые магматические породы, являющиеся реперными объектами для определения возраста границ крупных осадочных последовательностей, локализованы на двух уров-

нях. Это, во-первых, айская свита, рассматривающаяся как базальные уровни бурзянской серии нижнего рифея, и, во-вторых, машакская свита, залегающая в основании юрматинской серии среднего рифея [14]. Айская свита с размывом и угловым несогласием залегает на породах древнейшего на Урале тараташского полиметаморфического комплекса [12]. В составе айской свиты выделяется два крупных литостратиграфических подразделения [6]. Нижнее подразделение (2000–2500 м) сложено разнозернистыми терригенными породами, которым подчинены низкоуглеродистые глинистые сланцы, а также покровы трахибазальтов и их туфов (0–300 м). Верхнее подразделение (около 1000 м) представлено низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, глинистых доломитов и мергелей. По представлениям [1, 7], айская свита согласно (через пачку переслаивания низкоуглеродистых глинистых и мергельных сланцев) перекрывается карбонатными породами саткинской свиты бурзянской серии, однако детальные послойные описания разрезов этой пачки в названных работах отсутствуют, нет их и в капитальной монографии [14]. В то же время в литературе есть указания на то, что «*... контакты верхних горизонтов айской свиты с карбонатными толщами вышележащей саткинской свиты большей частью тектонические*» и более того – «*На участках, где ранее М.И. Гаранем ... описывались постепенные переходы между айскими и саткинскими отложениями, также установлены дизъюнктивные нарушения*» [8]. Исходя из сказанного, В.П. Парначев и П.Н. Швецов осторожно написали, что породы саткинской свиты на крыльях Тараташского антиклинория залегают «структурно выше» отложений айского уровня.

В середине 1970-х гг., на основе интерпретации данных о K-Ar возрасте вулканитов низов айской свиты, В.И. Ленных и В.И. Петров [5] считали возможным отнести всю или часть айской свиты к венду. Близкие представления были высказаны в [15, 16], однако на протяжении уже более 20 лет U-Pb возраст (классический метод) цирконов из дацитовых порфиритов нижней части айской свиты принимается равным 1615 ± 45 млн лет [2, 7], что «контролирует сверху» изотопный возраст нижней границы рифея [13, 14].

В последние годы, благодаря хемостратиграфическим исследованиям, получены новые, рассматривающиеся как «методически надежные» данные о возрасте карбонатных пород саткинской и бакальской свит. Для известняков казымовской пачки саткинской свиты Pb-Pb возраст составил 1550 ± 30 млн лет [4], тогда как для пород березовской пачки бакальской свиты – 1550 ± 30 млн лет [3]. Это в целом согласуется с традиционными представлениями о стратиграфической последовательности свит бурзянской серии, а также с датировками магматических пород, присутствующих в разрезах машакской свиты (U-Pb SHRIMP-II возраст цирконов из дацитов свиты составляет 1370 ± 16 млн лет [10]). Вместе с тем, обращаясь к U-Pb цифре 1615 ± 45 млн лет [2, 7], следует отметить, что обработка сопутствующей ей аналитики с помощью со-

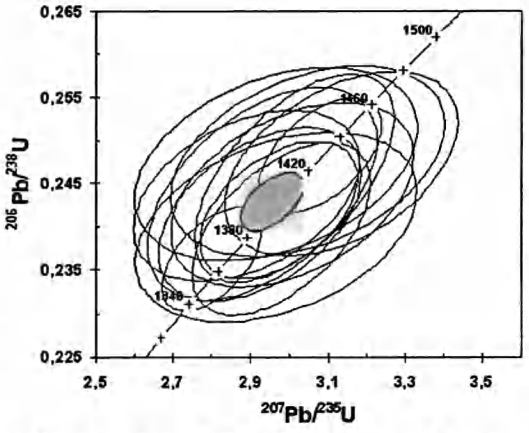


Диаграмма Ahrens–Wetherill для цирконов вулканитов айской свиты. Приведенные погрешности соответствуют ±1σ. Затененный эллипс, рассчитанный с помощью алгоритма [19] определяет конкордантный возраст 1400 ± 10 млн лет (±2σ).

временных алгоритмов [19] ставит под сомнение обоснованность данного возраста. Аналогичные замечания справедливы и для Rb-Sr систематики, приведенной в этих же работах [2, 7], что собственно и послужило основанием для постановки наших исследований.

Нами изучены цирконы, выделенные из вулканитов айской свиты, с помощью CLC (cathodoluminescence control) U-Pb SHRIMP-II метода. Результаты датирования отображены на графике с конкордией (рисунок), где в координатах $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ нанесены 13 фигуративных точек, обладающих дискордантностью от -5 до +13. Содержания урана и тория в исследованных кратерах кристаллов варьируют в интервалах 42–321 и 53–557 г/т соответственно, тем не менее это позволяет вычислить конкордантный возраст 1400 ± 10 млн лет (±2σ, неопределенность определения постоянной распада включена), характеризующийся величинами MSWD (конкорд.) = 0.63 и высокой вероятностью соответствия (конкорд.) = 0.43. Показательно, что обработка аналитического материала, приведенного в работах [2, 7], с помощью алгоритмов К. Людвига [19], также уверенно выявляет аналогичный возраст в пределах наблюдаемых аналитических погрешностей.

Таким образом, данные CLC U-Pb SHRIMP-II в сочетании с рекалькулированными (U-Pb классический метод) позволяют сделать следующие выводы.

Новыми данными, как и ранее опубликованными [2, 7], не подтверждается раннерифейский возраст вулканитов айской свиты. Это не значит, вероятно, что абсолютный возраст названного подразделения бурзянской серии ставится под сомнение, поскольку многочисленные геологические факты утверждают обратное, однако объективных цифр свидетельствующих о том, что изотопный возраст обсуждаемого объекта соответствует 1610 млн лет, на сегодня нет, а это предполагает необходимость проведения дальнейших изотопных изысканий на современных методологической и аналитической основах.

На базе имеющихся на сегодня изотопных данных, можно утверждать, что «машакское рифтогенное событие» с возрастом ~ 1400 млн лет [11] имеет гораздо большие масштабы, нежели это представлялось ранее.

В свете приведенных нами новых материалов одной из важнейших современных проблем геологии верхнего докембрия стратотипической местности является проблема конструкции всех трех стратонов рифея – бурзяния, юрматиния и каратавия. Если для последнего в настоящее время есть достаточно надежная последовательность изотопных датировок, полученных разными методами, и существует относительная ясность в понимании геологических соотношений разноранговых литостратиграфических подразделений (свит и подсвит), то для бурзяния ситуация далека от идеальной, а для юрматиния надежно датированы только вулканиты базальных уровней (машакская свита) и между временем формирования терминальных отложений юрматиния и базальных уровней каратавия рядом авторов (А.В. Маслов и др.) допускается существование перерыва длительностью почти в 150–200 млн лет. Решение этой проблемы видится нам в комплексном подходе, возможно в рамках специальной программы или подпрограммы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН.

Оценивая сложившуюся ситуацию, авторы солидарны с решением Международной подкомиссии по стратиграфии докембрия и Международной стратиграфической комиссии, которые пришли к выводу, что ранее созданная Общая хронометрическая шкала докембрия должна быть заменена вновь созданной «естественной» хроностратиграфической шкалой [17, 18]. Последняя же должна базироваться на анализе *последовательностей горных пород*, а границы подразделений должны определяться геологическими событиями и/или кардинальными изменениями в стратиграфической летописи планеты.

Обсуждение ряда положений настоящей работы выполнено совместно с А.В. Масловым.

Литература

1. *Гарань М.И.* Верхний докембрий (рифей): Стратиграфия // Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 149–200.
2. *Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И.* Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.
3. *Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др.* Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb-возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
4. *Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткиской свиты (нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. В печати.
5. *Ленных В.И., Петров В.И.* Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–43.
6. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, ми-

нерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Том I. 351 с.
7. Нижний рифей Южного Урала / Отв. ред. М.А. Семихатов. М.: Наука, 1989. 208 с.
8. *Парначев В.П., Швецов П.Н.* Новые данные о строении айской свиты стратотипа рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 131–136.
9. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И., Лепихина О.П.* «In situ» U-Pb SHRIMP-II датирование цирконов гранитов-рапакиви Бердяушского массива (Южный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГУ, 2007. С. 113–121.
10. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др.* Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–378.
11. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др.* «Машакское рифтогенное событие» рифея типовой области (Южный Урал): новые изотопно-геохронологические рамки // Материалы XI международной конференции «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере». Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 305–307.
12. *Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Маслов А. В. и др.* «Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 5. С. 651–657.
13. *Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.
14. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.
15. *Чайка В.М.* Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра, 1966. С. 200–215.
16. *Якобсон К.Э., Казак А.П., Кукушкин А.И.* О возрасте айской свиты Южного Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 4. С. 190–192.
17. A Geologic Time Scale 2004. Edited by Felix M. Gradstein. CRC Press LLC. Boca Raton. Florida. 241 p.
18. *Bleeker W.* Towards a «natural» time scale for the Precambrian – a proposal // Lethaia. 2004. V. 37. P. 219–222.
19. *Ludwig K.R.* Isoplot/Ex ver. 2.49. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2001. № 1a. 55 p.

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ТРАНСГРЕССИРУЮЩИХ БАССЕЙНАХ

Д.А. Рубан

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, e-mail – ruban-d@mail.ru, ruban-d@rambler.ru

Соленакопление в осадочных бассейнах традиционно принято связывать с регрессивными фазами в развитии последних. Вместе с тем, исследования последних лет заставляют обратить внимание на тот факт,

что эвапориты в некоторых случаях связаны с трансгрессивно залегающими отложениями [1, 2].

Для объяснения соленакопления в условиях трансгрессии необходимо прежде всего провести четкое разграничение между циклами трансгрессий-регрессий и углублений-обмелений. Первые из них определяются динамикой береговой линии, тогда как вторые – изменением глубины (максимальной или средней) осадочного бассейна. Соответственно, циклы, устанавливаемые в единичных разрезах, могут отражать лишь углубления и обмеления, тогда как для интерпретации трансгрессий и регрессий необходим пространственный анализ осадочных комплексов. В некоторых случаях трансгрессии могут происходить одновременно с углублением, а регрессии – одновременно с обмелением, однако это не следует рассматривать как правило.

В настоящее время предложено несколько моделей соленакопления [3]. Основными факторами называются аридизация климата, а также изоляция бассейна, которая тем не менее может быть лишь частичной. Дискутируются также механизмы образования эвапоритов в мелководных и глубоководных бассейнах. Предположим, что у нас имеется некоторый осадочный бассейн, расположенный в области с аридным климатом. Если он является мелководным, то накопление эвапоритов будет происходить в отдельных лагунах, иногда имеющих достаточно большие размеры. Если при этом бассейн быстро заполняется осадочным материалом и/или его дно испытывает поднятие, то область осадконакопления, в т.ч. и эвапоритообразования, имеет тенденцию к расширению, т.е. будет иметь место трансгрессия. Если этот условный бассейн является глубоководным, то соленакопление будет происходить на его дне и/или у подножий склонов из тяжелых рассолов. Те же самые факторы, что и в предыдущем случае, могут способствовать трансгрессии такого бассейна. Таким образом, условия трансгрессии не являются видимым препятствием для эвапоритообразования. Более того, распространение морского бассейна на прилегающую территорию при достаточной аридности климата может привести к инициации соленакопления в силу ухудшения циркуляции в таком бассейне.

Можно привести, по крайней мере, два примера, когда соленакопление происходило в трансгрессирующих бассейнах. Масштабное накопление эвапоритов (гипсов и каменной соли) имело место в кимериджском и титонском веках в пределах бассейна Большого Кавказа. Анализ распространения морских фаций данного временного интервала показал, что указанные выше отложения начали формироваться во время пика трансгрессии, который был достигнут в среднем-позднем кимеридже, за чем последовала регрессия [1]. Аналогично, ангидриты Бурано накапливались в карнийском-норийском веках в Северных Апеннинах вскоре после начала трансгрессии [2]. В обоих случаях соленакопление происходило в мелководных условиях, а его завершение было связано с гумидизацией климата. Более того, в обоих

случаях речь идет о бассейнах, сохранявших устойчивую связь с расположенными рядом океанами, будучи лишь частично отграниченными от последних.

Литература

1. *Ruban D.A.* Jurassic transgressions and regressions in the Caucasus (northern Neotethys Ocean) and their influences on the marine biodiversity // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2007. V. 251. P. 422–436.
2. *Ciarapica G., Passeri L.* Late Triassic and Early Jurassic sedimentary evolution of the Northern Apennines: an overview // Boll. Soc. Geol. It. 2005. V. 124. P. 189–201.
3. *Boggs S.* Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Upper Saddle River: Pearson Prentice Hall, 2006. 662 p.
4. *Warren J.K.* Evaporites – Sediments, Resources and Hyndrocarbons. Dordrecht: Springer, 2006. 1035 p.

РУДОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Г.В. Роганов

Центр региональных геологических исследований
ФГУП «Дальгеофизика»,
г. Хабаровск, e-mail – groganow@mail.redcom.ru

Верхний докембрий и кембрий рассматриваемой территории представлен разнообразными по составу и условиям формирования сложно дислоцированными (фрагментированными) геологическими комплексами, формирующими два типа рудоносных осадочных бассейнов (ОБ). К первому типу относятся Приаргунский, Малохинганский и Ханкайский бассейны, приуроченные к погруженным окраинам Северо-Китайского континентального блока, ко второму – Удско-Шантарский, размещающийся в восточной части Монголо-Охотской системы рифтов красноморского типа, разделявшей Северо-Китайский и Сибирский палеоконтиненты.

Окраинно-континентальные ОБ заложены на ранне- и среднедокембрийском кристаллическом основании, обнажающемся в Аргунском, Гонжинском, Мамынском, Хингано-Туранском, Ханкайском и других выступах. Их стратиграфические разрезы сходны с разрезами перикратонных прогибов Сибирской платформы. Они включают отложения верхнего рифея (?), венда и нижнего кембрия, представленные доломитами, доломитовыми известняками, известняками, нередко битуминозными, песчаниками, алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Осадконакопление протекало в условиях теплого, возможно аридного климата, способствовавшего развитию на мелководных участках шельфа известковых биогермов и биостром, формированию промышленных залежей магнезитов стратиформного

типа (Шилка-Газимурская подзона Приаргунского ОБ, Малохинганский ОБ), которые в экзоконтактах палеозойских интрузивных массивов часто превращены в бруситы. Карбонатные толщи, являющиеся практически неограниченными источниками сырья для действующих цементных заводов, нередко вмещают линзы карбонатных брекчиевых и микрослойковых афанитовых фосфоритов, возможность использования которых для производства комплексных удобрений, способствующих эффективному окультуриванию кислых почв Приамурья, доказана полевыми агрохимическими опытами [5]. В Малохинганском ОБ и Кабаргинской подзоне Ханкайского ОБ на нескольких стратиграфических уровнях (над и под известняковыми толщами) выявлены пачки пестроцветных кремнистых и кремнисто-глинистых пород с пластами железных и марганцевых руд гидротермально-осадочного типа, образующих достаточно крупные по запасам месторождения [1]. В некоторых телах железных руд Малого Хингана обнаружены повышенные концентрации Ni и Co, достигающие в сумме 1 %, а также золото. В Приаргунском ОБ в спонголитах нижнекембрийской быстринской свиты установлены прослои микрозернистых фосфоритов, подобных южнокитайским и каратауским [2]. Пестрые по составу толщи терригенных, кремнисто-глинистых, кремнистых и карбонатных пород, известные во всех ОБ, содержат пласты и пачки высокоуглеродистых пород (до 20 % Сорг.) с повышенными концентрациями МПГ, ванадия, хрома, урана, молибдена, серебра и галлия [3]. В зонах динамотермального метаморфизма тонкодисперсное углеродистое вещество превращено в графит, иногда образующий промышленные месторождения.

Удско-Шантарский ОБ сформировался, по-видимому, на симатическом основании, обнажившемся в зоне межконтинентального раздвига [4]. В стратиграфическом разрезе ОБ присутствуют образования всех трех отделов кембрия. Они представлены различно окрашенными яшмами и кремнисто-глинистыми породами, среди которых обособляются крупные пласто- и линзообразные тела известняков, доломитов, их окремненных разновидностей – микрокварцитов, спилитов, толеитовых и щелочных оливиновых базальтов, трахибазальтов, их туфов, а также относительно выдержанная по простиранию толща песчаников с прослоями алевролитов. Разрезы, представленные спилито-яшмовыми породными ассоциациями, часто содержат прослои руд гидротермально-осадочного происхождения – железных (магнетит-гематитовых, магнетит-лептохлоритовых, гематитовых) или марганцевых (браунитовых, гаусманитовых, гаусманит-родохрозит-родонитовых, родохрозит-родонитовых), иногда группирующиеся в протяженные рудные горизонты. Наиболее перспективным рудным объектом является Ир-Нимийское марганцеворудное месторождение. С карбонатными породами и микрокварцитами ассоциируются многочисленные проявления и малые по запасам месторождения брекчиевых и прожилково-брекчиевых фосфоритов, формировавшихся на вершинах

и склонах подводных поднятий. Основные черты минерагении кембрийского Удско-Шантарского ОБ были унаследованы последующими этапами его эволюции. Максимум железонакопления зафиксирован в вулканогенно-кремнистых разрезах нижнего девона, вмещающих крупные по запасам железорудные месторождения, заключительные стадии рудогенеза – в яшмах нижнего карбона. Железные руды среднего девона – нижнего карбона отличаются от руд кембрия и нижнего девона высокой марганцовистостью.

Рассмотренные ОБ характеризуются высоким, еще не в полной мере исследованным и вовлеченным в хозяйственный оборот минерально-сырьевым потенциалом. Каждый ОБ является объектом, благоприятным для изучения условий осадочного и гидротермально-осадочного рудообразования в геологическом прошлом.

Литература

1. *Кулиш Е.А., Кулиш Л.И., Меркурьев К.М., Панских Е.А.* Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.
2. *Романов Г.В., Нагорный В.А.* Микрозернистые фосфориты в нижнем кембрии Приаргунья // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири. Тезисы докладов научно-практической конференции. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 57–58.
3. *Романов Г.В., Нагорный В.А.* Углеродистые породы верхнего докембрия и кембрия Буреинского массива // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 121–124.
4. *Романов Г.В., Соболев Л.П., Мельник С.Я, Балданов Г.Б.* Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн. Новосибирск, Наука, 1986. 167 с.
5. *Романов Г.В., Варфоломеева Е.К., Воробьев О.Е. и др.* Фосфатное сырье для агропромышленного комплекса Дальнего Востока России. Хабаровск: Приамурское географическое общество, 1999. 118 с.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕГО САРМАТА ТАМАНСКОГО ПРОГИБА

Ю.В. Ростовцева

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – rostovtseva@list.ru

Среднесарматские отложения Таманского прогиба накапливались в мелководных и относительно глубоководных обстановках шельфа. В начале среднего сармата (новомосковское время) в рассматриваемой части Эвксино-Каспийского водоема преобладал терригенный режим седиментации, формировались преимущественно глинистые осадки. Первая половина среднего сармата, по условиям осадконакопления, была во многом близка к раннесарматскому времени [1, 2]. Этим, по мнению большинства исследователей, во многом объясняется сходство литологического строения отложений нижней части

среднего и нижнего сармата исследуемого района. В восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове глины осаждались в относительно глубоководных условиях (примерно около 50–75 м), соответствующих, скорее всего, обстановкам шельфовой впадины и окаймляющих ее пологих подводных склонов. В этой области бассейна существовало сообщество моллюсков с Cryptomactra pesanseris [1, 2]. Присутствовали как бентосные, так и планктонные формы диатомовых водорослей (виды родов Nitzschia Hass, Grammatophora Ehr., Actinocyclus Ehr. и др., определения диатомей Т.Ф. Козыренко). На илистых грунтах местами обитали кремневые губки. В конце первой половины среднего сармата возникли благоприятные условия для роста мелких серпулово-микробиальных биогермов. Их развитие было связано с уменьшением влияния на осадконакопление терригенной седиментации. Основу биогермов составляли микробиальные, илистые и микрожелвачковые (отчасти онколитовые) скопления известковых осадков, содержащие массовые поселения двустворчатых моллюсков (в основном Cryptomactra pesanseris), образующие крупные друзы. Среди других видов организмов могли присутствовать гастроподы, фораминиферы, черви. Наиболее богатый комплекс макрофауны в этих биогермах отмечен на Керчи (м. Коп-Такыл). Биогермы, формирующиеся в более глубоководных условиях, характеризовались менее разнообразными составами моллюсков, отсутствием или незначительным содержанием трубочек червей, фораминифер (г. Зеленского). По наличию в рассматриваемых серпулово-микробиальных образованиях онколитоподобных зерен предполагается, что рост этих карбонатных построек мог происходить при действии слабых донных течений. Подобные сооружения отчасти сходны с образованиями типа «иловых холмов», называемыми агглютигермами.

С усилением общего обмеления бассейна, по-видимому, было связано установленное в кровле отложений нижней части среднего сармата в разрезах м. Коп-Такыл и г. Зеленского заметное увеличение количества песчано-алевритовой терригенной примеси.

В центральных и западных частях Керченского полуострова глины откладывались в пределах шельфовой равнины открытого мелководья, на глубинах порядка 30–50 м. Согласно Колесникову, здесь обитала типичная среднесарматская фауна моллюсков. И.М. Баргом и Ю.Д. Степаняком (2003) в указанных глинах были отмечены Obsoletiforma ex. gr. ustjurtense, Venerupis vitaliana, Mactra vitaliana (пос. Ленинское). Иловая седиментация в этой части водоема сопровождалась периодическим накоплением прослоев песчаного материала, возможно имеющих штормовое или флювиальное происхождение. Описываемые осадки в северо-западном направлении (в краевых частях бассейна) сменяются одновозрастными песчаными и детритовыми, известковыми отложениями, образованными в зоне волнения [2], восточнее замещаются вышеописанными глинами «криптомактровых» слоев.

В это время, согласно Л.А. Невесской с соавторами [1], в рассматриваемой части бассейна на границе относительно мелководной и глубоководной зон, на отдельных подводных поднятиях могли формироваться мшанково-водорослевые биогермы.

Во второй половине среднего сармата (днепропетровско-васильевское время) более интенсивно проявилось карбонатонакопление. Усиление карбонатного режима седиментации происходило на фоне значительного расширения мелководных областей, заметного смещения фаций. Такое существенное изменение условий осадконакопления, по мнению В.П. Колесникова [2], было связано с действием орогенических процессов, проявившихся в эту эпоху.

В восточной части Керченского полуострова и на Таманском полуострове существовавшие ранее условия нижней сублиторали сменились более мелководными обстановками седиментации, отвечающими нижней части верхней сублиторали (30–50 м) и характеризующимися развитием обильного и разнообразного комплекса бентосных диатомей. В составе кремневой бентосной флоры установлено присутствие донных видов, обрастателей и форм живущих свободно среди обрастаний (Achnanthes baldjikii (Bright.) Grun. var. baldjikii, Synedra fasciculate (Ag.) Kütz., Opephora marina (Greg.) Petit и др., определения диатомей Т.Ф. Козыренко). Освещенность вод была достаточной для произрастания различных видов фитобентоса. В основании отложений верхней части среднего сармата отмечается высокое содержание морских видов диатомей (Achnanthes baldjikii (Bright.) Grun. var. baldjikii, Mastologia baldjikiana Grun., Campylodiscus decorus Bréb. и др., определения диатомей Т.Ф. Козыренко, разрез г. Зеленского, п. Приазовский).

Уменьшение глубин вод в этой части бассейна сопровождалось проградацией подводного склона, прилегающего со стороны Керченского полуострова к впадине шельфа, развитой в пределах Таманского полуострова.

На подводных склонах и в неглубокой впадине шельфа накапливались известково-глинистые осадки. Широкое распространение получили микробиальные отложения. При низких скоростях терригенной седиментации возникли благоприятные условия для формирования бактериально-водорослевых покровов, с преобладанием в их составе, скорее всего, разных сообществ цианобактерий. Развитие бактериально-водорослевых покровов периодически нарушалось усилением привноса терригенного материала и более интенсивным накоплением глин, а также штормовым взмучиванием осадков и биотурбацией. В начале второй половины среднего сармата в верхней части подводных склонов образовывались глинисто-известковые осадки, представленные отложениями внешних шлейфов мшанково-водорослевых биогермов и онколитово-ракушняковых банок. Существовали многочисленные поселения кремневых губок. Карбонатные осадки были представлены различными литологическими типами. Фауна моллюсков отличалась достаточным разнообразием форм [1]. К концу среднего сармата отмечается

обеднение комплекса моллюсков [1, 2] и широкое развитие копрогенных известковых отложений. По мнению Л.С. Белокрыса (1976), изменения, происходившие в это время в рассматриваемом бассейне, были связаны с начавшейся аридизацией климата и последующим осолонением вод. Большая часть исследователей считает, что в конце сарматского века происходило заметное опреснение Эвксино-Каспийского водоема [1, 2]. Преобладание солоноватоводных видов диатомей (Nitzschia epithemioides Grun. и др., определения Т.Ф. Козыренко, «белесая пачка» разрез г. Зеленского), установленное в кровле отложений среднего сармата в одном из прослоев глин, свидетельствует, скорее всего, о понижение солености вод существовавшего в это время бассейна.

Во второй половине среднего сармата в центральных и западных частях Керченского полуострова в обстановках подвижного мелководья (в основном до 30 м) формировались биогермные и песчано-известковые отложения. В переходных условиях, на границе различных зон шельфа, располагающихся выше и ниже базиса действия обычных волн, существовали мшанково-водорослевые биогермы. Их развитие происходило при солености вод достаточной для обитания багряных водорослей. К середине второй половины среднего сармата рост мшанково-водорослевых биогермов прекратился [1], по-видимому из-за изменения солености вод, заметного опреснения водоема. Внутри мелководной зоны местами были распространены мелкие водорослево-нубекуляриевые биогермы. В пределах мелководных отмелей в наиболее подвижных гидродинамических условиях накапливались песчаные осадки, в обстановках со средней подвижностью вод формировались известковые детритовые отложения. В этой части бассейна в целом преобладала волновая аккумуляция.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00795.

Литература

1. *Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др.* История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.
2. Стратиграфия СССР. Т. XII. Неоген СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 256–313.

НЕОГЕНОВЫЕ РЕЧНЫЕ ПАЛЕОДОЛИНЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА И ИХ СВЯЗЬ С РАЗМЕЩЕНИЕМ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Е.В. Рубцова

Московский государственный университет,
г Москва, e-mail – chelsea-9@yandex.ru

Сокращение фонда традиционных структурных ловушек (антиклинальных поднятий) на Северо-Черноморском шельфе и в Предкавказье обусловило необходимость поиска углеводородных ловушек дру-

тих типов, в частности литологических и стратиграфических. В настоящее время наиболее перспективными представляются ловушки, сформировавшиеся в русловых терригенных отложениях погребенных речных палеодолин. Речные отложения, выполняющие палеодолины, представлены в основном песчаниками и алевролитами. Эти породы за счет повышенной пористости являются хорошими коллекторами.

Именно в русловых отложениях чокрака в 90-х годах прошлого столетия в Западном Предкавказье был открыт ряд нефтяных и газовых месторождений, в том числе Сладковское [4] – наиболее значительное из найденных за последние десятилетия в этом регионе. Его площадь расположена в зоне формирования чокракских дельтовых отложений, накапливавшихся в пределах относительно узкой продольной впадины вдоль северного борта Западно-Кубанского прогиба.

Помимо Сладковской, наиболее достоверно установленными и протяженными среди палеорек Западного Предкавказья являются Буруктунская (миоценовая) и Каневская (плиоценовая) палеодолины [3]. Буруктунский каньон представляет собой единую систему погребенных долин, которые прослежены более чем на 150 км от Ергининского плато до долины Маныча. Возраст палеовреза определяется стратиграфическим положением и преобладающей в отложениях микрофауной как поздний сармат–средний мэотис. Каневская палеодолина древнего Дона киммерийского возраста установлена в полосе шириной до 10 км и более, простирающейся на 180 км с северо-востока от ст. Лениградской на юго-запад через ст. Каневскую до г. Приморско-Ахтарска. Небольшая погребенная речная долина меридионального направления, предположительно акчагыльского времени, была установлена по линии ст. Темижбек-ская – пос. Белая Глина и является, вероятно, одним из рукавов палео-Дона.

Отложения палеорек имеют весьма широкое распространение и в пределах Центрального Предкавказья. Наиболее древний установленный участок миоценовой аллювиальной палеоравнины расположен в окрестностях ст.Беломечетской Кочубеевского района. Здесь река Кубань разрезает песчанистые отложения древнего чокракского моря, покрывавшего 15–16 млн лет назад территорию Северного Кавказа. В 3 км к юго-западу от г. Ставрополя, в Косякинском карьере, вскрыты дельтовые отложения, остатки фауны в которых датированы мэотис-ом-понтом [5]. По северо-западному обрамлению Ставропольского поднятия, в районе г. Новоалександровска и ст. Расшеватской, сохранились фрагменты речных палеодолин, в отложениях которых найдены остатки млекопитающих, предположительно акчагыльского возраста [5]. В Новом карьере, близ г. Георгиевска, на правом берегу р. Кумы, вскрыты отложения дельтового комплекса, фаунистические находки в котором указывают на его акчагыльско-апшеронский возраст [5].

На территории Горного Крыма в неогене также существовала развитая аллювиальная система. На мысе Фиолент в миоценовых отложениях нами был установлен и изучен фрагмент палеоканьона шириной око-

ло 100 м и глубиной до 20 м. Его южный борт сложен фацией грубо-среднезернистых песчанистых известняков и известковистых песчаников. Северный борт заполнен фацией средне- и мелкогалечных конгломератов. Центральную часть каньона выполняет фация мелкогалечных конгломератов и гравелитов с маломощными линзами песчаников. Отложения содержат остатки фауны (*Cerithium catleyae Baily*; обломки *Hexacoralla*; *Helicidae* и др., определения И.А. Гончаровой, ПИН РАН), указывающие на принадлежность данных отложений к нижнему чокраку (зюкским слоям). При микроскопическом изучении было установлено, что отложения палеоканьона имеют слабую цементацию по сравнению с вмещающими породами либо вовсе не сцементированы. Повышенной пористостью и проницаемостью этих пород обусловлены их хорошие коллекторские свойства. Отложения палеореки перекрываются известняками предположительно караганского и сарматского возраста, образующими здесь бронирующую поверхность.

Геофизические исследования последних лет показали, что в осадочном чехле северо-восточной части Черноморской котловины также широко развиты захороненные палеодолины [1, 2]. Это позволяет предполагать существование месторождений УВ и в осадочном чехле Черноморской впадины.

В пределах погребенного вала Шатского палеоврезы были установлены по материалам сейсмопрофилирования. В настоящее время район вала Шатского остается еще неразбуренным, поэтому возраст сейсмокомплексов определен в некоторой степени условно, на основе анализа и сопоставления региональных геологических данных. Использовались данные бурения скважин вокруг Черного моря, а также метод событийной сейсмостратиграфии. Нами были выделены две крупные системы врезов, первая из которых условно приурочена к чокрак-караганскому времени, а вторая – к мэотическому и понтическому векам. Генеральное направление течения рек на территории поднятия Шатского было с СВ на ЮЗ, хотя вероятно, что все они либо часть их являлись притоками крупной палеореки, огибавшей поднятие вдоль линии современного Туапсинского прогиба. Вопрос о палеогеографических условиях, в которых происходило формирование и развитие данных речных систем, является дискуссионным. На основании эрозионного характера поверхностей неогеновых отложений, а также расположения главного русла – вдоль оси Туапсинского прогиба, – мы предполагаем, что вдоль южного склона Западного Кавказа – так же, как и вдоль северного, – в чокрак-караганское время существовала прибрежная аллювиальная равнина, которая позднее была перекрыта и «запечатана» конкско-сарматской трансгрессией. В мэотисе-понте примерно на том же месте образовалась новая речная палеосистема, хотя и со сравнительно менее глубокими врезами. Возможно, что речная система здесь существовала и в плиоцене, однако по имеющимся данным достоверно установить это невозможно.

Анализ фондовых и опубликованных данных, а также материалы полевых наблюдений позволяют сделать следующие выводы.

Палеоканьоны в неогеновых отложениях Восточно-Черноморского региона имеют широкое площадное и стратиграфическое распространение. Погребенные речные долины установлены на территории Горного Крыма, Западного Предкавказья и на вале Шатского в Черном море. По возрасту палеоканьоны разделяются (условно) на две группы: чокрак-караганские и мэотическо-понтийские.

Неогеновые речные палеосистемы региона в целом развивались в сходных условиях в одно и то же время. В неогеновое время в области вала Шатского и в Горном Крыму, как и в Западном Предкавказье, существовали прибрежные аллювиальные равнины; палеореки стекали с растущего горного сооружения Большого Кавказа.

Район вала Шатского в Черном море является перспективной областью для поиска месторождения углеводродного сырья. В его пределах выявлены среднемиоценовые системы каньонов, морфология которых позволяет предполагать их речное происхождение, по аналогии с уже известными палеодолинами Западного Предкавказья. Именно с этими отложениях связаны многие нефтегазовые месторождения в Западном Предкавказье.

Литература

1. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическая история Восточно-Черноморского региона и перспективы его нефтегазового потенциала // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 5. С. 3–14.
2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 1–4.
3. *Белуженко Е.В.* Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 24 с.
4. *Воскресенский И.А., Автономова Л.П., Камбарли С.Э. и др.* Отчет по теме: «Картирование клиноформ чокракских отложений на Сладковско-Морозовской площади по данным сейсморазведки и бурения с целью установления закономерностей размещения коллекторов и залежей УВ. Краснодар: ЗАО «Кубаньгеосервис», 1999. 316 с.
5. *Гниловской В.Г.* Занимательное краеведение. Ставрополь: Ставропольское книжное издательство, 1974. 432 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУБЦОВСКОЙ СВИТЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ АЛТАЯ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»,
с. Малоенисейское, e-mail – gapse@mail.biysk.ru

В 2005–2006 гг. на водораздельной равнине с абсолютными отметками 225–300 м, расположенной между низовьями Алейской и Барна-

ульской древних ложбин стока и ограниченной с востока и юга российско-казахстанской границей, среднемиоценовые отложения рубцовской свиты мощностью от 12–24 м до 40–58 м, представленные озерными и делювиально-озерными фациями, вскрыли 30 картировочных скважин. Они залегают на корах выветривания и породах фундамента и перекрываются верхнемиоценовыми отложениями павлодарской свиты, контакт с которыми согласный и постепенный, а местами резкий с локальными размывами.

Рубцовская свита в основном представлена озерными зеленовато-серыми глинами, очень плотными, тонкодисперсными, восковидными, монтмориллонитовыми, массивными, неслоистыми, мылкими и жирными на ощупь. В них равномерно рассеяны черные лимонит-псиломелановые стяжения диаметром до 7 мм, а их содержания достигают 1–5 %.

По всему разрезу наблюдаются многочисленные выделения гипса в виде прозрачных кристаллов размером до 5 см, друз диаметром 3–10 см и горизонтальных прослоев мощностью от 0.5 до 25 см. Иногда встречаются слойки гипса под углом 10° к вертикальной оси керна, по-видимому выполняющие трещины усыхания. Содержания гипса составляют 10–30 %. В нем отмечаются очень низкие содержания лишь некоторых элементов (%) – Cu (0.0002), Pb (0.0004), Ba (0.01), Ti (0.05), Cr (0.0005), B (0.0002) и несколько повышенные – Sr (0.03), Au (0.004 г/т). Иногда по разрезу встречаются зеленовато-белые прослои мергелистых глин и мергелей, а также прослои пестроцветных и красно-бурых гипсоносных глин. По многим скважинам в этих глинах наблюдаются разрывные нарушения в виде зеркал скольжения с четко выраженной штриховкой под углом 25–40° к вертикальной оси керна.

В понижениях погребенного палеорельефа фундамента нижняя часть свиты представлена делювиально-озерными, жирными, пестроцветными (зеленоватыми с многочисленными пятнами и полосами ожелезнения желтого, бурого, бордового и красного цвета) глинами, имеющими мраморовидный облик. Это пятнисто-полосчатое ожелезнение свидетельствует о гидроморфном характере и частой смене окислительного и восстановительного режимов осадконакопления. В данном районе эти пестроцветные глины в низах рубцовской свиты ранее выделяли, как верхнеолигоценовые отложения чаграйской или знаменской свит, а их пестроцветность объясняли химическим выветриванием, то есть образованием неоэлювия.

В основании этих пестроцветных глин, наряду с железо-марганцевыми стяжениями, иногда в количестве до 5–20 % содержатся очень крепкие глинисто-кремнистые конкреции шарообразной формы диаметром 0.5–3 см. Они вымыты и переотложены из подстилающих кор выветривания и внешне очень похожи на хорошо окатанную речную гальку. В этих конкрециях отмечаются повышенные содержания SiO_2 (71.73 %), Fe_2O_3 (16.85 %), Zn (0.02 %), Mn (0.1 %), V (0.01 %), As (0.005 %) и резко пониженные – остальных микроэлементов и поро-

лообразующих окислов. Визуально эти пестроцветные пачки похожи на современные гидроморфные почвы переменно-влажных саванн. Вверх по разрезу они постепенно замещаются зеленовато-серыми озерными гипсоносными глинами.

По данным рентгено-структурных анализов, и пестроцветные делювиально-озерные и зеленовато-серые озерные гипсоносные глины рубцовской свиты монтмориллонитовые с кварцем, примесью полевых шпатов, кальцита и гипса, что говорит об их образовании в щелочной среде в условиях теплого семиаридного климата. В отдельных интервалах в них присутствуют смешанно-слойные гидрослюда-монтмориллонит, что указывает на периодически повышенное увлажнение климата во время накопления этих прослоев. В то же время все исследователи отмечают, что глины чаграйской и знаменской свит имеют каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый состав.

Карбонатность рубцовских глин по разрезу (в разных интервалах) изменяется от 1.6 до 13.6 %. Они имеют и близкий химический состав (%): SiO_2 – 51.81–57.34, TiO_2 – 0.63–1.03, Al_2O_3 – 13.09–18.28, Fe_2O_3 – 6.46–7.88, FeO – 0.25–0.37, MgO – 2.12–3.19, CaO – 2.07–8.06, MnO – 0.09–0.16, P_2O_5 – 0.12–0.17, K_2O – 1.6–2.86, Na_2O – 0.60–1.09, SO_3 – 0.25–0.40, CO_2 – 2.94–4.80, ппп – 7.52–11.09. Редкие прослои мергелей состоят в основном из кальцита с примесью гидрослюды, кварца и органики, а их химический состав (%): SiO_2 – 17.59, TiO_2 – 0.23, Al_2O_3 – 6.64, Fe_2O_3 – 2.82, MgO – 1.45, CaO – 36.96, K_2O – 1.6, Na_2O – 0.27, ппп – 30.23. Для глин рубцовской свиты повсеместно характерны повышенные содержания Mn (0.06–0.6 %), Zn (0.005–0.05 %), V (0.006–0.01 %), B (0.005–0.006 %), Sr (0.01–0.1 %), пониженные – Ga (0.002–0.0008 %), а золота – 0.002–0.01 г/т. Иногда в гипсоносных озерных глинах отмечаются повышенные содержания Cu (0.02 %), As (0.003 %), Ba (0.08–1 %).

Фактический материал, изложенный выше, свидетельствует, что глины рубцовской свиты накапливались в мелководных солоноватых бассейнах в обстановке щелочной среды, при высоком испарении, повышенном содержании в растворе железа и магния, и умеренно теплого семиаридного климата с положительными зимними температурами и ярко выраженными сухими и влажными сезонами. В этих условиях диагенетические (аутигенные) изменения глинистых минералов идут в направлении монтмориллонитизации.

В сухие сезоны, вероятно, почти все озера пересыхали, и на их днищах формировались солончаки и такыры, разбивавшие поверхность трещинами усыхания. Во влажные сезоны озера вновь наполнялись водой. На протяжении среднего миоцена климат не оставался постоянным, он постепенно становился все более засушливым. Нарастающая аридизация климата неоднократно прерывалась периодами повышенного увлажнения (интервалы без гипса, с наличием смешанно-слойных гидрослюды-монтмориллонита и очень низким содержанием карбонатов). Установить количество и продолжительность таких периодов в настоящее время не представляется возможным.

Рассматриваемая территория в среднем миоцене представляла собой низменную аккумулятивную равнину, покрытую густой сетью небольших мелководных солоноватых озер лагунно-лиманного типа, которые не были постоянными. На низменной равнине в условиях затрудненного стока даже небольшие колебания климата приводили к тому, что эти озера часто пересыхали (трещины усыхания, заполненные гипсом) и мигрировали. Они меняли свои плановые очертания и положение, сливаясь вместе и распадаясь на отдельные водоемы.

В условиях длительного и устойчивого опускания территории межозерные поверхности постоянно изменялись. В результате озерный седиментогенез, очевидно, сменялся галогенным формированием гидроморфных лугово-солончаковых и солончаковых почв, на которых развивались саванно-степные ландшафты, так же, как и на прилегающих равнинах Казахстана. В свою очередь эти процессы педогенеза часто прерывались частичным размывом и озерным осадконакоплением.

Таким образом, озерные и делювиально-озерные глины рубцовской свиты, по нашему мнению, существенно преобразованы наложенными процессами почвообразования, что и определяет их внешний облик.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОЗДНЕВЮРМСКОГО ЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ КОКСЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Г.Г. Русанов[1], **А.Н. Рудой**[2]

[1]ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское, e-mail – gapse@mail.biysk ru
[2]Томский государственный университет, г. Томск, e-mail – ran@mail.tomsknet.ru

В бассейне верхней Коксы (левый крупный приток р. Катунь) образования поздневюрмского ледникового комплекса, сохранившиеся крупными фрагментами, представлены ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. Нами в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200000 они впервые достоверно установлены не только во всех долинах, но и на многих водоразделах в интервале абсолютных высот 1100–1700 м, а также в Абайской котловине, где, вероятно, полностью выполняют ее днище.

В 0.7 км ниже с. Сугаш к левому борту Абайской котловины (высота 1140 м) прислонена толща основной морены, вскрытая карьером на глубину до 10 м. Сложена она дресвой, щебнем с мелкими многочисленными глыбками в плотном желтоватом песчано-алевритовом заполнителе, с четко выраженной параллельной слоеватостью, с линзами желтоватых озерных глинисто-алевритовых мелкозернистых песков мощностью от 0.05 до 1 м и протяженностью в десятки метров. В этой морене ориентировка обломков свидетельствует о движении льда вниз

по долине р. Абай. В ее основании обнаружены единичные ископаемые остатки бизона и шерстистого носорога.

В 5 км ниже, в центре котловины, на левом берегу р. Абай (высота 1110 м), в обнажении высотой 5–6 м частично вскрыта донная морена. Отложения этой фации представлены дресвяно-щебнистым и плохо окатанным гравийно-галечным материалом в плотном желтовато-белесом песчано-алевритовом заполнителе с большим количеством мелких глыб и плохо окатанных валунчиков, а также с хорошо окатанными шарообразными гальками кварца размером до 5 см. В этой морене отмечается слабо выраженная слоеватость, подчеркиваемая тонкими (2–20 см) линзами песка и гравийных галечников протяженностью в первые метры. В кровле обнажения до глубины 1.5–2 м наблюдаются многочисленные линзы желтовато-белесых алевропелитов мощностью 0.4–1.5 м и протяженностью до 30 м, содержащие хаотично залегающие обломки. По простиранию края этих линз резко срезаются («рваные горизонты»), нередко со значительными смещениями. Вся толща этой морены вместе с линзами дислоцирована в пологие складки. В этой толщи обнаружены зуб лошади и крупный фрагмент черепа бизона, датированный по ^{14}C в 18590 ± 345 лет (СОАН-6612).

Отложения донной морены вскрыты карьером до глубины 4 м и на Каргайском перевале (1664 м), высота которого над долиной р. Коксы 544 м, а над долиной р. Хайдун 317 м. В ней встречаются редкие мелкие хорошо окатанные эрратические валуны риолитов из верховий реки Хайдун. На склонах этого перевала часто встречаются крупные (до 1 м) глыбы, представляющие собой типичные ледогранники с притупленными ребрами и сглаженными углами, придающими им слабо окатанный облик, а иногда и с отдельными штрихованными фасетами.

Еще в 4 км ниже по долине Абая, в карьере, у левого борта (высота 1120 м), на глубину до 10 м вскрыта флювиогляциальная фация ледникового комплекса. Она представлена рыхлыми сыпучими мелковалунно-гравийно-галечными образованиями желтоватого и светло-серого цвета с разнозернистым песком в заполнителе, с выраженной субгоризонтальной параллельной тонкослоистой (0.1–0.5 м) текстурой. Обломки в основном средней окатанности изометричной и удлиненной формы. Уплощенные и удлиненные обломки имеют типично водную черепитчатую укладку.

Подобные флювиогляциальные образования вскрыты карьером на левом берегу р. Коксы, в 3 км к северу от с. Банного. В низовьях долины р Банной (высота 1100 м) ее плоское днище перекрыто флювиогляциальным зандром видимой мощностью до 4 м, сложенным хорошо окатанным гравийным галечником с примесью мелких валунов и крупнозернистым песком в заполнителе. В 1.4 км ниже устья р. Сузар (высота 1120 м) в обнажении на левом берегу Коксы под толщей голоценового аллювия вскрыта размытая кровля флювиогляциальных галечников, в которых обнаружены обломки костей и фрагменты челюстей

благородного и гигантского оленей и бизона. ^{14}C возраст челюсти бизона определен в 12090 ± 120 лет (СОАН-6615).

Вниз по долине Абая флювиогляциальные отложения фациально замещаются и перекрываются озерно-ледниковыми отложениями, разрез которых на глубину до 6.5 м вскрыт карьером у нижней окраины с. Абай. В этом разрезе выделяются три пачки. Верхняя пачка мощностью 3 м – массивные горизонтальнослоистые плотные желтоватые мелкозернистые слабо глинистые полимиктовые пески с включениями хаотично залегающих щебнистых обломков базальтов, с редкими тонкими (3–5 см) линзовидными прослоями, насыщенными дресвой и щебнем. Средняя пачка мощностью 0.6 м – глина тонкопесчанистая, плотная, насыщенная дресвой и щебнем базальтов. Нижняя (видимой мощностью 3 м) – желтоватые алевритистые тонкогоризонтальнослоистые глины с включениями щебнистых обломков базальтов.

У правого борта долины Коксы, выше с. Банного (высота 1100 м), озерно-ледниковые отложения вскрыты карьером на глубину до 4 м. Они представлены плотными желтоватыми алевритистыми глинами с неясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и желтовато-серыми глинистыми средне-мелкозернистыми песками. В состав глинистой фракции входят гидромусковит, кварц, хлорит, полевой шпат и кальцит. В этих отложениях часто встречаются хаотично ориентированные мелкие щебень и дресва с борта долины; окатанные эрратические гальки (дропстоуны) размером 2–7 см из осевой части хр. Холзун.

Период деградации оледенения, соответствовавшего описанным фациям, и многолетней мерзлоты сопровождался интенсивным развитием селевых потоков из боковых логов. В Абайской котловине, между селами Абай и Амур, озерно-ледниковые отложения с размывом перекрыты толщей селевых отложений, в которых обнаружена челюсть лошади, датируемая по ^{14}C в 11920 ± 210 лет (СОАН-6613). В долинах рр. Кокса и Карагай широко развиты мощные (> 10 м) толщи селевых отложений, содержащих эрратические валуны и гальки из осевой части хр. Холзун, попавших в них в результате размыва и переотложения образований ледникового комплекса. В долине Коксы их ^{14}C возраст определен в 11240 ± 160 лет (СОАН-6614).

Впервые в Горном Алтае в ледниковых и флювиогляциальных отложениях обнаружены остатки млекопитающих мамонтового комплекса, что, по заключению А.В. Шпанского, позволяет датировать вмещающие отложения поздним плейстоценом. Впервые в Горном Алтае ^{14}C методом датированы отложения донной морены максимума последнего (поздневюрмского) оледенения, а также флювиогляциальные образования времени его деградации.

Таким образом, в максимум последнего оледенения долины верхней Коксы и ее притоков были полностью заняты ледниками, которые во многих местах перетекали через водоразделы. Ледник заполнял и всю Абайскую котловину, спускаясь до высоты не менее 1100 м. Перед его языком на первых стадиях деградации формировался флювиог-

ляциальный зандр, а нижнюю часть впадины занимало ледниково-подпрудное озеро, образовавшееся в результате подпруживания котловины и долины верхней Коксы мощными ледниками, спускавшимися с Терректинского хребта. Размеры озера прогрессивно увеличивались согласно с уменьшением размеров питавших это озеро ледников. Абайское озеро систематически прорывалось, и у края деградировавших ледников, до того контактировавших с водоемом, формировались зандры. Во время очередных заполнений озера его уровень и площадь увеличивались, занимая, вслед за отступавшими ледниками, не только всю котловину, но и долину верхней Коксы, и низовья долин ее притоков до высоты не ниже 1300 м. После окончательного спуска озера интенсивное развитие получили селевые потоки, частично размывшие и перекрывшие отложения ледникового комплекса (около 11 тыс. л. н.).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ПРИУРАЛЬСКАЯ НГО)

В.И. Русский[1], В.Г. Криночкин[2], Ю.Н. Федоров[2], С.А. Коротков[1]

[1]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, e-mail – igg.lggi@ursmu.ru
[2]ТФ ООО «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень, e-mail – FedorovYN@tmn.lukoil.com

По мере истощения запасов углеводородов (УВ) в высоко залегающих горизонтах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНГП) у геологов возрастает интерес к более глубоко расположенным нефтегазоносным комплексам, одним из которых являются коры выветривания (КВ) доюрских пород. Наиболее изученными в ЗСНГП являются КВ Приуральской НГО (ПНГО), по составу и строению которых нами получены новые данные [5]. В соответствии с возрастом перекрывающих осадочных пород (тюменская свита средней юры) и самых молодых подвергавшихся выветриванию образований (триасовые вулканиты, Федоров и др., 2004) возраст рассматриваемых КВ – раннемезозойский (T_3–J_1). По морфологическим признакам, как отмечали и предыдущие исследователи [1, 4], установлены площадные и линейно-трещинные (связанные с дизъюнктивами в фундаменте) КВ. Рассмотренные нами профили КВ, главным образом по породам основного состава, относятся к неполному типу.

По преобладающим геохимическим процессам и минеральному составу в них различаются зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и неполного гидролиза. В изученных нами остаточных КВ выделены геохимические профили, среди которых преобладает гидрослюдисто-каолинитовый. Особенностью КВ этого региона является присутствие в продуктах выветривания наложенной минерализации:

сидерита, пирита, меньше – лептохлорита (типа шамозита), замещающих минералы остаточной КВ и образовавшихся благодаря инфильтрации застойных вод в уже сформировавшийся элювий. Зона дезинтеграции присутствует повсеместно и имеет вскрытую мощность до 33 м. Гипергенные минералы имеют подчиненное значение, развиваясь главным образом вдоль системы трещин в породах, сохраняющих первичные структурные и текстурные особенности. В нижней части зоны это тонкие прожилки кальцита, в верхней – проявляются признаки выветривания плагиоклазов (прожилки гидрослюды, агрегаты халцедона), темноцветных (развитие гидрохлорита) и рудных (гидроксиды железа) минералов. Зона выщелачивания имеет мощность до 41 м. Первичные структурные и текстурные признаки пород здесь ослабевают. КВ нижней части зоны имеют наиболее сложный в основном каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовый, каолинит-гидрослюдистый, реже – гидрослюдисто-каолинитовый состав. Количество монтмориллонита, образующегося при выветривании темноцветных минералов, достигает 20–25 %, а гидрослюды и каолинита, замещающих плагиоклазы, до 40 %. В этой подзоне сохраняются минералы материнских пород: плагиоклазы – до 40–45 %, пироксены – до 15 %, хлорит – до 8 %. Из второстепенных минералов выветривания присутствует кальцит – до 12 %. Появляются наложенные минералы – сидерит и пирит, для которых характерно неравномерное распределение (сидерита до 80 %). В верхних частях зоны выщелачивания в составе КВ уже преобладает каолинит – до 65–70 %, при постоянном присутствии гидрослюды и кварца. В небольшом количестве сохраняются плагиоклазы. Из наложенных минералов преобладают скопления сидерита, иногда ассоциирующего с пиритом. Зона гидролиза, имеющая незначительную вследствие размыва мощность в первые метры, характеризуется преобладанием каолинита (50–85 %) и кварца (до 40 %). В нижней части зоны сохраняется небольшое количество «реликтовых» минералов исходных пород (выветрелые плагиоклазы) и промежуточных продуктов их стадийного выветривания (гидрослюды). В верхней части присутствуют только кварц и каолинит. По всей зоне отмечается наложенная минерализация (преимущественно сидерит), хотя максимальное ее развитие установлено в зоне выщелачивания. «Классическая» зональность КВ, в которой снизу вверх по разрезу убывает количество минералов исходных пород и возрастает – минералов выветривания, проявляется не всегда по причинам неравномерности выветривания пород субстрата и развития наложенной инфильтрационной минерализации.

КВ пород фундамента ЗСНГП, представляющие собой порово-трещинные коллекторы, образуют обычно единый резервуар с прилегающими к ним на склонах поднятия юрскими отложениями. По данным Е. Г. Журавлева с соавторами [1], породы зоны дезинтеграции испытывают разуплотнение, дезинтеграцию по трещинам, в результате чего их пористость изменяется от долей процента до 15–20 %, а проницаемость – от долей единицы до 7–10 мД. Пористость КВ пород основного соста-

ва, сложенных преимущественно глинистыми минералами (в том числе монтмориллонитом), в среднем в 2–2.5 раза меньше, чем в аналогичной зоне по кислым кварцсодержащим породам, дольше сохраняющим жесткий каркас за счет более устойчивых к выветриванию минералов [1, 3]. В зоне гидролиза в КВ, уплотняющихся под действием вышележащих осадочных пород, происходит снижение пористости (в среднем 2.86 %). По данным Е.Г. Журавлевой, это уменьшение пористости имеет место в верхних частях зоны гидролиза, тогда как в нижних она близка к таковой зоны выщелачивания. Существенное влияние на ухудшение коллекторских свойств верхней части разреза КВ оказывает развитие в ней наложенной минерализации: В.Г. Криночкин с соавторами [2] выделяют здесь даже глинисто-сферосидеритовые флюидоупоры.

Литература

1. *Журавлев Е.Г., Лапинская Т.А.* Континенатльные и субконтинентальные юрские формации Западно-Сибирской плиты и их нефтегазоносность // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 207–216.
2. *Криночкин В.Г., Муртаев И.С., Савин В.Г.* Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Девятая научно-практическая конференция. Т. I. Ханты-Мансийск: Издательский Дом «Издат-Наука Сервис», 2006. С. 207–216.
3. *Мариненкова Н.Л., Мясникова Г.П., Солопахина Л.А., Яцканич Е.А.* Коры выветривания, их нефтегазоносность на территории ХМАО и приоритетные направления поисковых работ // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Восьмая научно-практическая конференция. Т. II. Ханты-Мансийск: Издательский Дом «Издат-Наука Сервис», 2005. С. 289–304.
4. *Нестеров И.И., Погорелов Б.С.* Древняя кора выветривания пород фундамента Березовского и смежных регионов // Березовский газоносный район. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1971. С. 57–62.
5. *Русский В.И., Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г. и др.* Новые данные о составе и строении кор выветривания доюрского основания Шаимского НГР Западно-Сибирской НГП // Литология и геология горючих ископаемых. Межвузовский научный тематический сборник. Вып. I (17). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. С. 104–117.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ВО ВНУТРЕННИХ МОРЯХ ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.Е. Рыбалко

ФГУНПП «Севморгео», г. Санкт-Петербург,
e-mail – rybalko@sevmorgeo.com

Несмотря на значительные успехи морских геологических исследований, в том числе и при изучении особенностей процессов совре-

менного и позднечетвертичного осадконакопления, многие идеи мариноседиментологии не находят до сих пор должного применения при литолого-палеогеографических исследованиях. Одной из причин является слабое внимание к фациальному анализу осадков рассматриваемого интервала времени. Основной упор обычно делается на изучение вещественного состава осадков, чаще всего их гранулометрии. В то же время существующие генетические классификации морских шельфовых осадков [1–3], основанные на близких принципах, дают возможность не только проводить генетическую типизацию поверхностных осадков шельфа, но и выполнять палеогеографические реконструкции в зонах развития морских отложений как четвертичного, так и более древнего возраста на суше. Поэтому целесообразно проводить совместное изучение верхней части четвертичного разреза морей и поверхностного слоя осадков в различных тектоно-климатических условиях.

Предметом нашего рассмотрения являются внутренние бассейны Северо-Запада Европейской части России, формирование осадочного покрова которого происходило на протяжении позднего неоплейстоцена-голоцена, после отступления отсюда Скандинавского ледникового покрова. В состав этих бассейнов входят как внутренние моря (Балтийское и Белое), так и крупные озера (Ладожское и Онежское). Все они приурочены к крупным депрессиям, приуроченным к периферии Балтийского кристаллического щита, характеризуются неровным рельефом, наличием затопленных уступов-глинтов и значительными глубинами, что существенно отличает их от других окраинных шельфовых морей. Хотя формирование этих впадин относительно молодое и связано с экзарационным выпахиванием при переходе ледника от твердых кристаллических пород к мягким осадочным, сами они приурочены к долгоживущим зонам прогибов. Об этом свидетельствует часто наблюдаемая приуроченность наибольших глубин к линейным зонам накопления терригенных протерозойских пород, формирование которых знаменовало переход склонов щита от складкообразования к платформенному этапу развития.

Ранее мы достаточно подробно останавливались на особенностях формирования четвертичного покрова этих водных бассейнов. Он имеет трехчленное строение, отражающее постепенную смену ледниково-водного (ледниково-озерного, ледниково-морского) водным (морским, озерным) типом седиментогенеза, которая происходила в раннем голоцене. Соответственно, в разрезе ленточно-слоистые ритмиты сменяются пестроцветными глинистыми осадками и полифациальными морскими или озерными отложениями, состав которых меняется от песков до илов. В первом случае фациальная зональность определялась положением края ледника и на Северо-Западе имела субмеридиональное простирание. В настоящее время распределение фаций и генетических типов морских отложений определяется сложным сочетанием гидрологических факторов, рельефа дна, характера геодина-

мических движений. Климатическая же и ландшафтная зональность в отсутствие ледников приняла привычное субширотное простирание.

Общей тенденцией для рассматриваемых бассейнов является сокращение зеркала поверхностных вод с позднего неоплейстоцена до голоцена. Современные очертания внутренние моря и озера приобрели после атлантического времени голоцена (4000–5000 лет. т. н). К этому же времени сформировалась в целом и фациальная зональность поверхностного слоя осадков, которая нарушалась лишь в результате отдельных локальных, хотя и важных в геологическом смысле событий (прорыв реки Невы, новоладожская трансгрессия, когда воды Ладожского озера затопили южные его районы). Характерной чертой современного слоя донных осадков является его мозаичность и отсутствие корреляционных связей между глубиной водного бассейна и расстоянием от берега. Границы между отдельными литофациями нередко резкие, без постепенного перехода илов в пески. Значительные площади морского и озерного дна покрыты отложениями, гранулометрический состав которых не отражает уровень современного гидродинамического режима. Это связано с тем, что современное осадконакопление занимает не более 50 % площади дна (в озерах до 60 %). Остальная часть донной поверхности представлена более древними четвертичными и даже дочетвертичными образованиями. В настоящее время все рассматриваемые водные бассейны испытывают дефицит обломочного материала, а поступление его в зоны современной седиментации во многом происходит за счет подводного размыва. Глубина моря тоже не является абсолютным критерием для появления современных осадков. Геолого-геофизические данные убедительно показывают, что в Белом море даже на глубинах 100–250 м современное осадконакопление отсутствует.

Фациальная зональность современных осадков формируется под воздействием главным образом гидродинамических факторов (волнение, течения, гравитационные процессы). Это позволяет выделять генетические типы донных отложений, определять их типологические структурные и минеральные признаки, которые могут быть использованы при интерпретации древних седиментационных обстановок. Геохимические свойства осадков, как показали мониторинговые исследования, для верхнего слоя осадков не являются устойчивыми и во многом зависят от изменчивости гидрологического режима, влияющего на гранулометрическую структуру донных осадков. Существенным фактором воздействия на геохимию донных осадков в настоящее время являются техногенные процессы.

Данные, полученные при изучении современных осадков и характера формирования фациальной зональности, показывают, что при палеогеографических реконструкциях следует очень осторожно подходить к генетической интерпретации перерывов в осадконакоплении и взаимоотношении осадочных тел различного возраста, так как они могут присутствовать в палеобассейнах одновременно в результате проявления различных экзогенных процессов.

Литература

1. *Рыбалко А.Е., Жамойда В.А., Ромм Г.М. и др.* Разработать литологические критерии выделения генетических типов четвертичных отложений гляциального шельфа для целей геологического картирования // Итоги НИР ВСЕГЕИ за 1989 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 158–160.
2. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
3. *Щербаков Ф.А.* Генетические типы отложений континентальной окраины и основные черты их формирования // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 27–37.

УДИВИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕЙФИАНА–ВАССОЕВИЧА ПРИ УГЛЕФИКАЦИОННОМ ФЛЮИДООБРАЗОВАНИИ

С.В. Рябинкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e–mail – Ryabinkin@geo.komisc.ru

Различные авторы, как правило, неодинаково характеризуют строение элементного состава органического вещества (ОВ) угля на разных этапах катагенеза. В иностранной литературе общепризнанным является пересчет на атомарные коэффициенты – Нат/Сат и Оат/Сат. Эти показатели изначально были положены в основу диаграммы, получившей свое имя от ее основателя Д. Ван Кревелена. Эта диаграмма очень интересна и занимательна, она является инструментом изучения процессов, происходящих при катагенезе углефицированного вещества.

Н.Б. Вассоевич с соавторами в ряде работ [1, 2] использовал другие коэффициенты для количественной оценки нефтематеринского потенциала. В итоге Н.Б. Вассоевич и И.Е. Лейфман [1] предложили использовать при построении диаграммы общепризнанный коэффициент – Нат/Сат и очень необычный коэффициент F1 = (Нат – 2·Оат)/Сат. Этот коэффициент является переводом в атомный доли других коэффициентов – Добрянского (Нвес. – Овес./8) и Флека – об этом коэффициенте, увы, нет достаточных данных.

Мы видим, что «соотношение (Н – 2·О)/С представляет собой удельное (на один атом углерода) содержание водорода, который может остаться после гипотетического удаления всего кислорода при исчерпывающей дегидратации» [4].

Но интересен другой аспект этой диаграммы. Он связан с особенностями генерации летучих продуктов метаморфизма угля при катагенезе.

Согласно методике В.А. Успенского [6], величину убыли массы ОВ угля при углефикационном катагенезе весьма условно можно опреде-

лить по характеру изменения в элементном составе ОВ на двух отличающихся стадиях метаморфизма с помощью формул, предложенных Е.А. Рогозиной [3,5] для углеводородных составляющих CnHm

$$Мув = (C + 3{\cdot}H - O/8 - S/16 - 3{\cdot}N/14) / (\mathbf{C} + 3{\cdot}\mathbf{H} - \mathbf{O}/8 - \mathbf{S}/16 - 3{\cdot}\mathbf{N}/14)$$

где C, H, O, S, N и **C**, **H**, **O**, **S**, **N** содержание основных углеобразующих элементов (углерода, водорода, кислорода, серы и азота), слагающих на начальной (прописные простые буквы) и конечной (прописные жирные буквы) стадиях углефикации; k – отношение C/H в гипотетической углеводородной составляющей (УВ), образующейся в процессе катагенеза угля.

Аналогичная формула была предложена для диоксида углерода

$$Мсо=(C/k - H + 3{\cdot}O/8 + S/16 + 3{\cdot}N/14) / (\mathbf{C}/k - \mathbf{H} - 3{\cdot}\mathbf{O}/8 + \mathbf{S}/16 + 3{\cdot}\mathbf{N}/14)$$

Очень важно знать, как эти величины между собой соотносятся. Перед тем, как более подробно исследовать эти величины, мы отказались от анализа серы и азота – эти два элемента очень ненадежны и очень подвержены фациальным и иным отклонениям. После чего взяли эти формулы и приравняли друг к другу. После преобразований и сокращений получается очень своеобразная формула:

$$(Нат/Сат - \mathbf{Нат}/\mathbf{Сат}) / (Оат/Сат - \mathbf{Оат}/\mathbf{Сат}) = 2$$

Данное выражение представляет собой иную форму записи условия, при котором коэффициент Лейфмана–Вассоевича достигает своих экстремальных – минимальны или максимальных – значений. То есть любое прохождение через экстремум значений коэффициента Лейфмана–Вассоевича характеризуется сменой знака в соотношении величин Мув и Мсо. Это имеет принципиальное значение для расчета по модифицированной схеме нахождения убыли ОВ угля. Весьма условно можно определить по характеру изменения в элементном составе ОВ на двух отличающихся стадиях метаморфизма с помощью формул, отличающихся одним, но весьма существенным образом – мы находим не по арифметическому, а по геометрическому среднему. В докладе будут представлены более подробная информация по данной тематике.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б., Лейфман И.Е.* Об оценке нефтематеринского потенциала // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 4. С. 884–887.
2. *Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* Нефтематеринский потенциал и его реализация в процессе литогенеза // Ресурсы энергетического сырья. Горючие ископаемые. МГК XXVI сессия. Докл. советских геологов. М.: Наука, 1980. С. 71–94.
3. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород / Отв. ред. С.Г. Неручев. Л.: Недра, 1983. 164 с.
4. *Лейфман И.Е.* Графостатистический анализ мацералов углей по атомным отношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С. 9–17.

5. *Рогозина Е.А.* О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Тр. ВНИГРИ. 1969. Вып. 279. С. 159–163.
6. *Успенский В.А.* Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 95–104.

ПАЛЕОПОЧВЫ РАННЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Н.Н. Рябинкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – ryabinkina@geo.komisc.ru

Раннекаменноугольные терригенные отложения получили широкое развитие на европейской части России. Стратотипические разрезы раннего карбона преимущественно сосредоточены в центральных районах Восточно-Европейской платформы. Наиболее изученными являются разрезы Подмосковного и Кизеловского угленосных бассейнов, которые включают в себя отложения кожимского надгоризонта и часть тульского горизонта. В пределах Печорского седиментационного бассейна визейские терригенные отложения приурочены к впадинам Предуральского краевого прогиба. Их изучение имеет довольно давнюю историю, однако чаще всего их называли немой толщей, в связи с отсутствием стратотипической фауны. С развитием палинологии стала возможна стратификация толщи и ее сопоставление с одновозрастной группой отложений Восточно-Европейской платформы.

В визейских отложениях Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба Ю.В. Мосейчик в 2007 г. были обнаружены остатки *Stigmaria* sp. , которые получили широкую известность в Подмосковном угленосном бассейне, благодаря работам М.С. Швецова. Слои со *Stigmaria* он относил к тульскому горизонту. Им была выдвинута теория формирования данных слоев со *Stigmaria* как «переходных образований, при переодическом наступлении моря на низменную аллювиальную равнину». Находки этих древних растений приурочены к верхам известняковых пластов, которые получили название «стигмариевых». Однако современные находки отпечатков этих плауновидных растений в инситном состоянии в молодых отложениях (радаевских и бобриковских) может быть интерпретировано и как более раннее затопление морем прибрежных зон палеобассейна с развитием «мангровых» зарослей на островах и вдоль русел палеорек.

В пределах Щугор-Вуктыльского района Предуральского краевого прогиба в ранневизейское время, по данным лито-фациального анализа, выделяется зона с развитием приливно-отливной равнины, которая включает территорию Еджыд-Кыртинского угольного месторождения на севере, а на юг протягивается, вероятно, до площади Верхняя Сочь. На большей части этой территории в позднебобриковское

время происходило угленакопление, причем угли и углистые аргиллиты описываемой зоны гумусового и кенелевого типа, что свидетельствует об их формировании в болотно-озерных условиях, аналогичные углям Кизеловского бассейна. Уточненные данные геохимии ОВ позволили нам уверенней выделить в пределах Вуктыльской площади баровое или валообразное островное сооружение, изредка заливаемое морем. Возможно, что это была цепочка вдольбереговых островов. На этой же территории выделяются (небольшие по площади) участки, подобные остаточным впадинам от Камско-Кинельской системы прогибов (Вост. Вуктыльская, Миш-Парминская, Верх. Сочь), где на раннем этапе (в радаевское время) происходило преимущественно терригенное, а в бобриковско-тульское терригенно-карбонатное осадконакопление. Глинистые породы данной зоны характеризуются повышенными концентрациями органического углерода (значения $C_{орг}$ варьируют от 2 до 7 %). Слои, обогащенные остатками *Stigmaria*, вполне могут рассматриваться и как палеопочвенные, отдельные из них залегают непосредственно под тонкими прослоями углистых аргиллитов и слабометаморфизованных углей.

ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – shevpp@yandex.ru

Использование материалов по хорошо изученным, уверенно датированным аккумуляциям экзогенных полезных ископаемых является не вполне используемым резервом свежих идей в исследовании эволюции осадочной оболочки Земли. Развивая представления В.П. Петрова [1] об эпохах мощного корообразования в связи с экзогенным рудогенезом, авторы убедились: именно в выделяемые ими восемь временных интервалов (эпох) глобальной пенепленизации (ЭГП), когда доминировали длительные стабильные, монотонные процессы разрушения ранее накопившихся гетерогенных толщ, возникли основные месторождения осадочных железных руд, бокситов, каолинов, разнообразные россыпи [2]. Для ЭГП характерны планетарного значения процессы понижения уровня Мирового океана, приращения площадей континентов, сниженная роль потоковых воздействий. Эти причины, препятствующие разубоживанию полезного вещества, привели к накоплению гигантских скоплений железных руд оолитовых ордовика Португалии, Франции, Чехии, нижнесилурийских гематит-лептохлорит-сидеритовых Тюрингии, Нормандии, Богемии, гематитовых Бирмингема в Алабаме, канадской Вабана (раннепалеозойская ЭГП). Среднепалеозойская ЭГП оставила уникальные лейкоксеновые и лейкоксен-ильменитовые рос-

сыпи Среднего и Южного Тимана, совмещенные со скоплениями тяжелых нефтей, которые полагают крупнейшими в Мире (D_{2-3}), гематитовые руды Рейнских складчатых гор, но главное – мощные скопления бокситов, протянувшиеся от Шотландии (Эршайр) через Польшу (Ново Руда), бокситоносные районы Онежского бассейна, Урала, Таймыра в Среднюю Азию и Восточный Китай. Позднетриасовая-раннеюрская ЭГП – время формирования оолитовых железных и марганцевых руд Лотарингии, Бельгии, Германии, Липецкого и Тульского бассейнов, Ботомского и Лено-Малыканского районов Якутии, но прежде всего она знаменита каолинами датского острова Борнхольм, Швеции, Приазовья, уральских грабенов Сосьвинско-Салехардского, Богословского, Волковского (пестроцветная гетит-каолинитовая бокситоносная толща). Собственные комплексы экзогенных полезных ископаемых отличают ЭГП раннеальпийскую (меловую) с уникальными урано-ванадиевыми месторождениями плато Колорадо, бокситами Западной Европы и Турции, нижнемеловыми никеленосными корами по гипербазитам Урала от позднеальпийской (кайнозойской) с мощными аккумуляциями эоценовых бокситов Гондванских материков, осадочными марганцевыми рудами Северо-Уральского бассейна, Украины и Грузии.

Эпохам глобальной пенепленизации (мощного корообразования) противостоят эпохи с преимущественным развитием эрозионных процессов, сокращением площадей планации, переменчивыми тектоническими режимами. Возникшие в ЭГП металлоносные экзогенные аккумуляции и гипогенные рудные месторождения в это время активно разрушались, разубоживались. В результате, например, несмотря на самые благоприятные для бокситообразования климатические условия пермского периода, мы практически не знаем пермских месторождений бокситов. Исключения редки и по масштабам ничтожны – бокситистые глины Цзыбо в провинции Шаньдунь, Китай и провинции Баттанбанг, Камбоджа, проявления диаспоровых наждаков Милас, Мугла, оз. Бафа (Турция) и о-в Кюсю в Японии. Все они экономического значения не имеют и по масштабам не выдерживают сравнения с позднедевонской-раннекаменноугольной ЭГП.

Экзогенное рудообразование, таким образом, различалось в истории неогея как в качественном, так и количественном отношении. Качественные изменения связаны с двумя важнейшими обстоятельствами: нарастающей с раннего кембрия эндогенной активностью земных недр и появлением наземной растительности (следовательно, началом почвообразования на континентах). В раннем палеозое толщи галитов накапливались на мелководье, слабо отделенным от открытого моря. Лагуны, отшнурованные отмелями-барами от морского бассейна, типичные для солеродных бассейнов мезокайнозоя, как условие еще не требовались. А.Л. Яншин со ссылкой на работы А.И. Анатольевой подчеркнул, что не только аридные, но и *гумидные* отложения раннего палеозоя были красноцветными – наземная растительность отсутствовала, значит, гуматы не участвовали в преобразовании гор-

ных пород. Иным был и генезис оолитовых железных руд раннего палеозоя. В мезокайнозое они отлагались у морских берегов, в заливах, куда сносилось железо из кор выветривания, развитых по базитам-гипербазитам суши (Лотарингские, Йоркширские, Хельсинкские месторождения). Однако в раннем палеозое такая схема, по утверждению А.Л. Яншина, нигде в мире не работала. Оолитовые железные руды нижнего палеозоя (ордовика и др.) Тюрингии, Португалии, Франции, Марокко, США всегда оказывались приуроченными к геосинклинальным областям, их железо происходило из субмаринных эксгаляций, а высвобождение его из пород осуществлялось гальмиролизом. Но важна и количественная сторона процессов, оценка минерагенической продуктивности эпох, необходимая для прогнозных построений. В работе [3] отмечена необходимость учета при минерагенических реконструкциях влияния на запасы месторождений процессов поднятий и эрозии. Ведь то, что мы имеем ныне и можем подсчитать, обычно лишь часть созданного природой, и если нас интересует действительная минерагеническая *продуктивность* эпохи, то стоит подумать и об уничтоженных, стертых эрозией запасах. Понятно, количество месторождений малой глубинности будет со временем уменьшаться, а глубинные древние понемногу выноситься к поверхности, но не все и не всегда. Полагают, что 50 % эпитермальных (т.е. не глубинных) месторождений золота уничтожаются эрозией в течение уже 10 млн лет после становления, а 90 % исчезает по той же причине уже через 25 млн лет. Для не глубинных меднопорфировых месторождений довольно 40 и 175 млн лет соответственно, а глубинных орогенных золота – 370 и 650 млн лет. В работе [4] мировые темпы эрозии оценены примерно в 22–56 м/миллион лет. Эти оценки, имеющие прямое отношение к эволюции экзогенного рудообразования, так как характеризуют объемы поступающих в осадочные бассейны рудных элементов, по нашему мнению, могут относиться только к очень активизированным областям. Не приемлемо их распространение на всю геологическую историю Земли в неогее, с ее сложной периодичностью. В частности, для Вилюйской субпровинции Якутии, в пределах которой сохранились даже верхние части позднедевонских высокоалмазоносных диатрем, указанные темпы эрозии должны быть сокращены на один-два порядка.

Литература

1. *Петров В.П.* Основы учения о древних корах выветривания. М.: Наука, 1967. 344 с.
2. *Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М. и др.* Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: ВГУ, 2007. 355 с.
3. *Kesler S.E., Wilkinson B.H.* Uplift and erosion are the dominant control on the temporal distribution of ore deposits // Understanding the genesis of ore deposits to meet the 21-st century, 12-th Quadrennial IAGOD Symposium. Moscow: 2006, Abstracts. V. 3. 377 pdf.
4. *Wilkinson B.H.* Humans as Geologic Agents – a Deep Time Perspective // Geology. 2005. V. 33. P. 161–164.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОСАДКАХ ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Т.А. Садчикова, И.А. Чистякова

Геологический институт РАН, г. Москва,
e-mails – tamara-sadchikova@yandex.ru, chistykova@ginras.ru

Известно, что в морях северной акватории диагенетическое минералообразование развито в значительно меньшей степени, чем в морях гумидной, аридной и других областей. Изучение диагенетического минералообразования позволяет установить главные факторы, обеспечивающие перераспределение вещества осадков в холодных морских водах с образованием новых минеральных парагенезов.

Изучение послеледниковых отложений Белого моря показало, что наибольшим, практически повсеместным распространением среди минеральных новообразований пользуются сульфиды железа (гидротроилит и пирит), встречаются железо-марганцевые конкреции, а также вивианит, барит и карбонатные новообразования («беломорские рогульки»).

В настоящей работе детально рассмотрено образование железо-марганцевых конкреций и сульфидов железа в плейстоцен-голоценовых и современных осадках Онежского залива Белого моря.

Как показало детальное опробование, железо-марганцевые образования распространены по акватории Онежского залива крайне неравномерно. Все местонахождения конкреций сосредоточены в пределах осевой впадины и у Онежского берега. На остальной части залива отмечаются только тонкие марганцевые пленки или железо-марганцевые каймы на гальках.

В Онежском заливе встречаются следующие морфологические типы железо-марганцевых стяжений: пленки, каймы на гальках, конкреции дисковидные, лепешковидные, шаровидные и микроконкреции.

Каймы и пленки на гальках приурочены к осадкам, содержащим гальку и валуны. Образуются они в областях, подвергающихся в настоящее время интенсивному размыву. Это выходы морен либо древних кристаллических пород, вскрывающихся в центральной и южной части залива. В осевой впадине конкреции встречаются как в песках, содержащих грубообломочный материал, так и в песчано-алевритово-глинистых отложениях. В последних преобладают конкреции шаровидной формы диаметром до 3 см. У Онежского берега распространены сплошные поля конкреций, залегают они в глинистых песках, содержащих гравий и гальку, обычно это плоские гальки аргиллитов. Преобладают уплощенные конкреции, с мощностью железо-марганцевых новообразований до 2.5 см.

Изучение химического состава железо-марганцевых стяжений выявило различия между конкрециями разных морфологических типов, прежде всего между железо-марганцевыми каймами с галек и собствен-

но конкрециями. Это различие проявляется в содержании и соотношении железа и марганца, содержании алюмосиликатной примеси, наличию $C_{орг}$ В каймах на гальках больше алюмосиликатной примеси и $C_{орг}$, ниже отношение Mn : Fe. В уплощенных конкрециях наблюдается среднее отношение Mn : Fe при общем высоком содержании и Mn и Fe, в них также присутствует $C_{орг}$. В шаровидных конкрециях нет $C_{орг}$, максимальное содержание Mn, выше марганцевый модуль.

Изучение минерального состава выявило различия между железо-марганцевыми стяжениями основной части залива и конкрециями осевой впадины и Онежского берега. Железо-марганцевые пленки и каймы на гальках основной части залива сложены рентгеноаморфными окислами железа и марганца, вернадитом и фероксигитом. В конкрециях осевой впадины и конкреционных полей у Онежского берега определены следующие минералы марганца: бернессит, тодорокит, бузерит и асболан-бузерит и железа: фероксигит и гезенгерит. Выявляются также некоторые различия между внутренней и внешней зонами конкреций: во внутренней зоне появляется бернессит или его содержится больше, чем во внешней зоне. Это вполне согласуется с общей направленностью диагенетических преобразований марганцевых минералов.

Принципиально важным является наличие бернессита почти во всех изученных образцах железо-марганцевых конкреций осевой впадины и Онежского берега. Как известно, бернессит, конечный продукт диагенетического преобразования марганцевых минералов, в конкрециях достаточно редок. В железо-марганцевых каймах основной части залива, как уже отмечалось, бернессита нет. Таким образом, процесс диагенеза в конкрециях осевой впадины и Онежского берега прошел дальше, чем в основной части залива.

Пространственное распространение железо-марганцевых конкреций показывает их связь с глубинным строением Онежского залива, их основные поля приурочены к разломам в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Возможно, с эти же связано и более глубокое диагентическое преобразование конкреций осевой впадины.

Изучение диагенетического сульфидообразования в осадках Онежского залива Белого моря позволяет проводить реконструкции палеофациальных и палеоклиматических условий среды бассейна седиментации и их эволюции во времени.

В толще ледниково-озерных и морских отложений голоцена установлены горизонты, обогащенные микроглобулярным гидротроилитом (моносульфидом железа FeS) в виде черных, сажистых, некристаллических образований. Визуально в разрезе они выделяются в морских осадках более темной окраской, обусловленной скоплением черных микроглобул сульфидов, содержащих все переходные неустойчивые формы (маккиновита, грейгита) до собственно пирита FeS_2. Известно, что степень пиритизации зависит от количества свободной (элементной) серы S0 в иловых водах, поскольку процесс восстановления железа протекает раньше, чем начинается восстановление сульфатов

до сероводорода, и подвижное железо значительно превышает количество сульфидной серы. Интенсивность процесса сульфатредукции определяется присутствием активной органики. По данным химического анализа установлена прямая корреляция между $C_{орг.}$ и $УС_{сульфид}$, при этом в ледниково-озерных отложениях (более холодных) соответственно сульфидов меньше, чем в морских. Данные споро-пыльцевого анализа также характеризуют морскую толщу, как климатически более теплую. При этом следует учитывать также привнос SO_42 –ионов с водами морской трансгрессиии и активизации сульфидообразовательного процесса путем связывания избытка железа. Интересной особенностью сульфидосодержащих горизонтов является невыдержанность их по мощности, образование линз, карманов, западин рельефа интенсивной сине-черной гидротроилитовой окраски.

Основные выводы: 1) в ледниково-озерных осадках верхнего плейстоцена процесс сульфатредукции отсутствовал (причина этого – холодный климат, низкая концентрация $C_{орг}$); 2) последовавшая морская трансгрессия, развивавшаяся на фоне потепления климата и увеличения $C_{орг}$, обусловливала также повышение солености бассейна, увеличение концентрации сульфат-ионов, и как результат – возрастание количества сульфидной серы; 3) голоценовый морской бассейн характеризовался расчлененным рельефом дна и слабой аэрацией в глубоких западинах, что приводило к накоплению в придонной воде аномально повышенной концентрации восстановленной серы и образованию сульфидов.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТИВНЫХ ТОЛЩ НЕОКОМА ПО СКВ. 51 ВОСТОЧНО-КУТЫМСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Я.Х. Саетгалеев

ООО «КогалымНИПИнефть»,
г. Когалым, e-mail – litolog@nipi.ws.lukoil.com

Проведено исследование стратифицированных отложений неокома по скважине 51 Восточно-Кутымской площади Толькинского нефтегазоносного района (юго-восточная часть Пур-Тазовского междуречья). Вскрыты продуктивные горизонты мегионской (пласт $БП_{20}$), марьяновской, васюганской (пласты $Ю_11$, $Ю_13+4+5$) и тюменской (пласт $Ю_2$) свит. Пройдено с отбором керна 111.60 м. Вынос керна составил 105.08 м (94.2 %).

Опробование керна проводилось с учетом влияния эпигенетических процессов и флюидонасыщенности терригенно-осадочных пород. Для каждого возрастного интервала и выделенных однородных слоев пород исследовались корреляционные связи микрокомпонентов с фракционным составом пород с учетом всех разностей [1, 2]. Изучались закономерности распределения главных компонент (породообразующих элементов), второстепенных элементов и микрокомпонентов в

зависимости от пористости, проницаемости и других литологических характеристик пород.

Полученные результаты отражают следующие литохимические особенности пород, слагающих неокомские толщи Восточно-Кутымской площади.

1) По химическому составу в исследуемых породах главными породообразующими элементами являются (Na_2O, K_2O, Al_2O_3, SiO_2), второстепенными элементами являются (Fe_2O_3, MgO, TiO_2, ППП), микрокомпонентами являются (CaO, P_2O_5, S, Cl, F, Sc, V, Cr, MnO, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Sn, Nb, Ba, Au, Pb, La, Ce, U, Th). В весовых отношениях: содержание главных элементов изменяется от 96.8 до 27.6 %; содержание второстепенных изменяется от 71.9 до 3.0 %; содержание микрокомпонентов изменяется от 5.9 до 0.2 %.

2) По всему разрезу в песчаных породах исследуемой толщи отмечается прямо пропорциональный характер распределения значений веса главных компонентов и веса второстепенных компонентов. Четкой связи в распределении веса микрокомпонентов с главными и второстепенными элементами не установлено. Выделение главных компонентов осуществлено при помощи линейной функции $y = mx + b$ (здесь y – вес главных компонент, x – вес микрокомпонентов, m – коэффициент пропорциональности (или угловой коэффициент), b – точка пересечения с осью ординат. Величина достоверности аппроксимации должна удовлетворять условию $R = 1$). Поскольку Fe_2O_3 и MgO по условиям уравнения линейной функции относится к главным породообразующим компонентам, исследуемые породы характеризуются как магнезиально-железистые (не связано с железным модулем «ЖМ» Я.Э. Юдовича, используемым при изучении терригенных и кремнистых пород. Железистость пород, слагающих разрез Восточно-Кутымской площади, связана с эпигенетическими изменениями – сидеритизацией, пиритизацией). Среднее содержание Fe_2O_3 составляет 5.6 % (минимальное – 1 %, максимальное – 20.06 %). Сравнительный анализ содержания химического состава исследуемых пород с данными других исследователей (А.А. Беус, С.В. Григорян, 1975) показывает, что отложения мегионской, марьяновской, васюганской и тюменской свит в пределах Восточно-Кутымской площади характеризуются повышенными кларками железа, за исключением продуктивных интервалов и зон развития процессов интенсивной кальцитизации и доломитизации. В целом в отложениях мегионской свиты кларк железа изменяется от 0.5 до 4.4 раз; марьяновской – от 3.3 до 3.8 раз; васюганской – от 0.3 до 4.1 раз; тюменской – от 0.8 до 7.2 раз.

3) Литохимический индекс (характеризует тип насыщенности терригенно-осадочных пород и является нормированной величиной, определяется расчетным путем по данным рентгеноспектрального анализа образцов керна. Условная единица показывает разницу в содержании микрокомпонентов в исследуемом и в нефтенасыщенном образце) исследуемых пород изменяется от минимальных значений к наибольшим значениям в зависимости от типа насыщенности пород флюидами, в направ-

лении УВ → УВ+ВОДА → ВОДА → НЕКОЛЛЕКТОР, при этом четкой прямой зависимости от литологического типа пород не наблюдается. Литохимический индекс характеризуется прямо пропорциональной зависимостью к содержанию главных и второстепенных компонентов.

4) Выделенные однородные интервалы разреза характеризуются ассоциацией микрокомпонентов типичной для данных пород. Качественный и количественный состав микрокомпонентов изменяется в сторону увеличения в направлении УВ → УВ+ВОДА → ВОДА.

5) Интервалы разреза, характеризующиеся наименьшими значениями литохимического индекса, сложены наиболее проницаемыми породами. Каждому типу насыщения соответствуют определенные значения литохимического индекса. Данное обстоятельство позволяет оценить характер насыщенности пород по данным рентгеноспектрального анализа, уточнить и корректировать результаты интерпретации материалов ГИС при выделении водонасыщенных и продуктивных горизонтов.

Результаты литохимических исследований рекомендуется применять для уточнения геофизических данных по насыщенности пород и определения типа коллектора. Выявленные литохимические признаки разнородных толщ могут быть использованы для прогноза и локализации продуктивных горизонтов юрских и меловых отложений, классификации стратиграфических рубежей опорных и эталонных разрезов, расчленения нестратифицируемых объектов, повышения достоверности общегеологического анализа при РГИ, ГСР и ГРР.

Литература

1. *Саетгалеев Я.Х.* Проблемы и методические подходы к геохимической типизации и стратификации осадочных толщ Западно-Сибирского нефтегазового бассейна // Материалы второй науч.-практ. конф. «Проблемы нефтегазового комплекса западной Сибири и пути повышения его эффективности». Когалым: КогалымНИПИнефть, 2006. С. 25–30.
2. *Саетгалеев Я.Х.* Геохимическая типизация и стратификация осадочных толщ Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского регионального литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 24–25.

ФОСФАТОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

В.А. Салдин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – litgeo@geo.komisc.ru

В Лемвинской зоне Урала фосфатоносность в верхнем палеозое связана с каменноугольными и нижнепермскими отложениями. Два основных фосфатоносных горизонта в серпуховских и среднекаменноугольных отложениях района описаны в работах [1–3]. Нами приво-

дятся данные о новых фосфатопроявлениях, а также и ранее известных проявлениях, но позже забытых, уточняется стратиграфическое положение всех фосфатоносных уровней.

В каменноугольно-пермском стратиграфическом интервале установлено всего шесть уровней с фосфатопроявлениями (рисунок). Главным образом, они представлены фосфоритовыми и фосфатными конкрециями уплощенно-округлой формы диаметром первые сантиметры. Вещественный состав их однообразен – это или коллофан или подолит [1].

Первый нижневизейский уровень с редкими фосфоритовыми конкрециями установлен А.А. Беляевым и Г.Ф. Семеновым в самой верхней части няньворгинской свиты в бассейне р. Харута на юге Лемвинской зоны [2]. Фосфатные конкреции этого уровня нами обнаружены также и в северной части Лемвинской зоны на руч. Каменном (бассейн р. Елец). Редкие небольшие конкреции приурочены к пограничным верхнетурнейско-ранневизейским углеродисто-глинисто-кремнистым сланцам.

Второй серпуховский фосфатоносный уровень [5], ранее считавшийся среднекаменноугольным, приурочен к средней части воргашорской свиты (центральные разрезы карбона) и прослеживается по всему району с юга от р. Колокольня (бассейн р. Харута) до руч. Маниташор (правый приток р. Елец) на севере. Это пачка, сложенная переслаивающимися углеродисто-кремнистыми и углеродисто-глинистыми сланцами мощностью 6–10 м, включающая обилие фосфоритовых конкреций. Конкреции данного уровня, использовались в качестве литологического маркера основоположником Лемвинской зоны К.Г. Войновским-Кригером, однако их фосфатный состав определен позднее А.И. Елисеевым. Состав и распространение конкреций (среднее содержание P_2O_5 около 15 %) изучен А.А. Беляевым с соавторами [1, 2].

Третий верхнебашкирско-нижнемосковский фосфатоносный уровень впервые описан В.Н. Пучковым [4] в яйюской свите (восточные разрезы карбона) на р. Няньворгавож. Пачка углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев с фосфоритами мощностью около 20 м залегает среди песчанистых известняков и граувакковых песчаников. Данная пачка прослеживается также на одном из ручьев, впадающих в р. Няньворгавож. Многочисленные конкреции неравномерно распространены по всей толще. По составу и форме они сходны с серпуховскими конкрециями воргашорской свиты. На основании фораминифер и конодонтов нами установлен возраст вмещающих отложений [5].

Четвертый верхнемосковский фосфатоносный уровень представлен переотложенными конкрециями в известняковых конглобрекчиях. Они прослеживаются в западных разрезах Лемвинской зоны (в западноворгашорской свите на рр. Харота и Парус-Щелья) [1]. Нами он наблюдался на юге Лемвинской зоны на р. Лемва. В северной части района конглобрекчии с фосфоритами установлены и восточных разрезах (яйюская свита на руч. Войшор) [3]. Ранее данные конглобрекчии с фосфоритами относились к разным стратиграфическим интер-

Фосфатоносные уровни в сводных разрезах каменноугольно-пермских отложений Лемвинской зоны.

валам и их формирование связывали с разными источниками сноса. Согласно нашим представлениям грубообломочные известняки как западных, так и восточных разрезов образовались у подножия западного шельфа.

Пятый уровень выявлен в верхнекаменноугольно-нижнепермских (?) отложениях яйюской свиты на р. Няньворгавож [5]. Здесь в углеродисто-глинистых сланцах и фтанитах встречены единичные фосфоритовые конкреции с содержанием P_2O_5 18–24 %.

Шестой уровень, вероятно, ассельский обнаружен в нижней части кечьпельской свиты. Он наблюдается в разрезах рр. Няньворгавож, Лемва и Б. Надота. На р. Няньворгавож он проявлен в виде фосфатоносных линзочек (1 × 10 см) с содержанием P_2O_5 до 7 % в углеродисто-глинистых сланцах, в разрезах рек Лемва и Б. Надота – это единичные конкреции фосфоритов и фосфатных пород с содержанием P_2O_5 5–18 % в черных глинистых сланцах переслаивающихся с алевролитами.

Таким образом, в настоящее время в верхнепалеозойских отложениях Лемвинской зоны установлены шесть фосфатоносных уровней, что существенно уточняет представление о фосфатоносности района.

Литература

1. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны севера Урала / Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В. и др. Сыктывкар: Пролог, 1998. 340 с.
2. Осадочные формации Лемвинской зоны Урала и перспективы их рудоносности / Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А. и др. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1986. 28 с.
3. *Островский Л.Я., Нефедов В.А., Пономарева В.А., Костюк М.А.* Конкреционные фосфориты яйюской свиты на Полярном Урале // Постседиментационное минералообразование в осадочных формациях. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 114–118.
4. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
5. *Салдин В.А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала. Автореф. дис. ... канд.геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1996. 20 с.

ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУДНОГО АЛТАЯ И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

С.В. Сараев, Н.В. Сенников, Т.П. Батурина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – SaraevSV@ipgg.nsc.ru

Один из ключевых для региональной биостратиграфии и седиментационного анализа разрезов девона Рудного Алтая находится в 70 км

к юго-западу от г. Змеиногорска, в бассейне рек Золотуха и Грязнуха. Он представляет собой непрерывную, биостратиграфически обоснованную по зональным комплексам конодонтов последовательность среднего – верхнего девона, расчлененную снизу вверх на давыдовскую, каменевскую, снегиревскую и пихтовскую свиты. Разрез представлен риолитами, их туфами, полимиктовыми и мономиктовыми олистостромами (в том числе известняковыми), силицитами (в том числе радиоляритами), карбонатными, тефроидными и терригенно-глинистыми турбидитами и другими более редкими отложениями [1].

Синхронные осадкам вулканиты, слагающие эффузивные покровы и слои туфов, соответствуют риолитам, причем часть анализов относится к ультракислым породам (силекситам) с содержанием SiO_2 до 79.6 % для эффузивов и 83.9 % для туфов. По соотношению Th, Hf, Ta на диаграмме Д. Вуда риолиты попадают в поле вулканических дуг, эту же область занимают долериты из субинтрузивных тел. На спайдер-диаграмме редкоземельных элементов для риолитов и их туфов отчетливо выражена отрицательная европиевая аномалия, характерно также общее превышение содержаний тяжелых редких земель над легкими. Распределение РЗЭ близко к таковому для плейстоценовых дацитов о. Кунашир, приведенному в работе Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой.

Химический состав песчаников каменевской свиты на петрохимической диаграмме Ф. Петтиджона соответствует граувакам и литаренитам, на диаграмме М. Херрона часть точек составов, помимо указанных полей, попадает в область аркозов и Fe-песчаников. Значения CIA песчаников, рассчитанные по Г. Несбиту и Г. Янгу, изменяются от 50 до 70, оставаясь значительно выше CIA среднего состава верхней континентальной коры.

Составы аргиллитов каменевской свиты на диаграмме М. Херрона отвечают сланцам и граувакам. На модульной диаграмме Я.Э. Юдовича $(Fe_2O_3+MnO+Mg)/SiO_2 - (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ они попадают в поле глинистых пород монтмориллонитового, хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого и реже гидрослюдистого состава. Большая часть проб аргиллитов укладывается в интервал значений CIA от 70 до 80, что указывает на преобладающий гумидный характер климатических условий.

На диаграмме Б. Розера и Р. Коржа, использующих соотношения K_2O, Na_2O и SiO_2, песчаники каменевской свиты попадают главным образом в поле активных континентальных окраин и частично в область пассивных окраин. На петрохимических диаграммах М. Бхатия каменевские песчаники располагаются в области с низкими значениями суммы оксидов Fe_2O_3 и MgO, соответствующими песчаникам активных и пассивных континентальных окраин, вместе с тем они обладают более низкими значениями TiO_2 и отношения K_2O/Na_2O, не соответствующими этим областям. Интересно отметить, что островодужные обстановки по составу песчаников не реконструируются как на диаграмме Б. Розера и Р. Коржа, так и М. Бхатия. Это, по-видимому,

можно объяснить специфическим ультракислым составом (с натровым уклоном) синхронного и предшествующего вулканического материала, попадающего в осадки. Натровый состав кислого вулканизма обусловил, по-видимому, и преобладание монтмориллонита над гидрослюдой в составе аргиллитов.

Согласно наиболее распространенным взглядам считается, что девонский вулканогенно-осадочный комплекс Рудного Алтая сформировался в пределах энсиалической островной дуги, возникшей на ордовик-силурийских карбонатно- терригенных шельфовых отложениях континентальной окраины [2, 3]. Наряду с этим, существует альтернативная точка зрения о том, что вулканогенно-осадочные толщи формировались в обстановке рифтогенеза в зоне перехода океанического рифта в континентальный [4]. Анализ седиментологических данных, специфики состава и форм проявления синхронного осадконакоплению вулканизма в разрезе рек Золотуха – Грязнуха позволяет отметить следующее.

Геохимический состав риолитов и субинтрузивных долеритов указывает на их островодужный характер. Менее определенно это можно сказать на основании геохимического состава песчаников, что может быть объяснено «не типично» резким преобладанием ультракислых разностей среди вулканитов, предшествующих и синхронных осадконакоплению. Потоки риолитов носят подводный характер, залегая среди радиоляриевых и терригенно-кремнистых илов. Они, так же как и синхронные им морские палеоосадки, испытали воздействие склоновых гравитационных процессов.

Сильно расчлененный палеорельеф бассейна способствовал, с одной стороны, широкому распространению среди отложений гравититов (олистостром, турбидитов), а с другой – пестрому составу олистолитов, вследствие близко одновременного существования различных по составу источников внутрибассейновых обломков. Среди олистолитов широко распространены фрагменты каркасных рифов, нередко деформированные фрагменты слоев силицитов, туфов, туффитовых алевропесчаников, аргиллитов, потоков риолитов, более редких и экзотических обломков андезитов, бокситоподобных образований, подводных курильщиков. Нередко в олистостромах наблюдается резкое преобладание одной из перечисленных разновидностей пород с появлением мономиктовых их типов. В первую очередь это относится к известняковым олистостромам. Для изученного разреза характерно также появление «конгломератовидных известняков» (сейсмитов), возникающих за счет седиментационного нарушения переслаивания сравнительно глубоководных (бассейновых) глинистых пелитоморфных известняков и лишенных глинистой примеси кальксилтитов на сравнительно плоских участках дна.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что рифогенные образования района не являлись частью обширной карбонатной платформы, подобной той, которая реконструируется для эмса к севе-

ро-востоку от г. Змеиногорска [2]. Скорее всего это были локальные изолированные постройки, приуроченные к положительным структурам дна преддугового бассейна. Синхронные осадконакоплению тектонические подвижки способствовали подъему части рифовой системы выше уровня моря, как это характерно для девона Полярного Урала [5]. С подъемом рифовой системы в позднекаменевское время связаны проявления начальных карстовых процессов и появление бокситоподобных образований. Последнему способствовало господство гумидного климата. К мелководным отложениям изученного разреза относятся сравнительно хорошо промытые биокалькарениты с зернами глауконита.

Исследования проводятся при поддержке интеграционного проекта СО РАН–УрО РАН № 6.4.

Литература

1. *Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 118–143.
2. *Ратараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
3. *Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 4. С. 16–23.
4. *Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А. и др.* Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
5. *Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К. и др.* Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 59–78.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ В АТЛАНТИКЕ

Е.С. Саранцев, В.Н. Свальнов

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – sarantsev@mail.ru

Осадкообразование в Мировом океане во многом зависит от биологической продуктивности поверхностных вод, образующих циклонические и антициклонические макроциркуляционные системы. К центрам циклонических круговоротов приурочены три широтные зоны повышенной биопродуктивности (приэкваториальная и две в умеренных широтах северного и южного полушарий), между которыми расположены две субтропические непродуктивные зоны, тяготеющие к центрам антициклонических макроциркуляционных систем.

В зоне влияния антициклонических круговоротов в Атлантике изучены четвертичные осадки в Канарской и Бразильской котловинах. Южный субтропический атлантический антициклон образуют течения Бенгельское, Южное пассатное, Бразильское и Южно-Атлантическое (западных ветров). Составными частями северной субтропической антициклонической системы являются течения Гольфстрим, Канарское, Северное пассатное и Антильское.

Следствиями антициклонической циркуляции в Атлантике являются пониженная биологическая продуктивность поверхностных вод и скорости осадконакопления, как правило не превышающие 3мм/1000 лет. При этом характерными чертами седиментации под антициклонами являются формирование на огромных площадях дна окисленных терригенных миопелагических глин и проявление разнообразных процессов переотложения исходного осадочного материала.

В Бразильской и Канарской котловинах миопелагические глины образуются глубже 4500 м. Основными их компонентами являются глинистые минералы, нередко присутствуют аутигенные цеолиты (филлипсит) и марганцево-железистые микроконкреции. В колонках обычно встречаются марганцево-железистые макроконкреции, фрагменты измененных магматических пород, обломки рудных конкреций.

В осадках Канарской котловины субколлоидная (< 0.001 мм) фракция в основном представлена хлоритом, заметную примесь составляют палыгорскит, смектит, гидрослюды, кварц и полевые шпаты. Среди тяжелых прозрачных минералов в крупноалевритовой фракции (0.1–0.05 мм) суммарно преобладают эдафогенные тремолит и актинолит, моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, оливин, хлорит, сфен, рутил, пренит; подчиненная доля приходится на терригенные минералы (гранаты, эпидот, корунд, апатит, циркон, турмалин) и аутигенный барит. В легкой подфракции преобладают терригенные кварц, полевые шпаты, кислое стекло, аутигенные цеолиты и глауконит, присутствуют эдафогенные серпентин и основные плагиоклазы.

В осадках Бразильской котловины среди глинистых минералов преобладает смектит. При смещении от экватора к Антарктиде уменьшается содержание каолинита, а доли иллита и хлорита растут. По комплексам терригенных и аутигенных минералов крупноалевритового размера осадки Бразильской и Канарской котловин близки, но различаются по набору эдафогенных компонентов – продуктов дезинтеграции магматических и метаморфических пород дна.

Для исследованных под антициклоническими круговоротами разрезов четвертичных осадков весьма характерны стратиграфические перерывы, размыв и перераспределение исходного материала как холодными придонными антарктическими водами, так и турбидными потоками, оползнями и обрушениями различного масштаба. Условия низких скоростей седиментации под антициклонами Атлантики повышают роль эдафогенного материала в пелагическом осадкообразовании.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА РУДОКЛАСТИТОВ В ВУЛКАНОГЕННО-ЯШМОВОЙ И ВУЛКАНОГЕННО-ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ АССОЦИАЦИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ЯМАН-КАСИНСКОГО И САФЬЯНОВСКОГО КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, УРАЛ)

Н.П. Сафина

Институт минералогии УрО РАН,
г. Миасс, e-mail – safina@ilmeny.ac.ru

Обломочные сульфидные отложения, расположенные на выклинках рудных залежей являются важным элементом в строении сульфидных холмов древних «черных курильщиков». Накопление ритмичнослоистых пачек с циклическим переходом от брекчий к песчаникам и алевролитам свидетельствует о последовательности в накоплении обломочного рудного материала. В слоях отмечается четкая стратификация, наличие градационной сортировки обломочного сульфидного материала, знаки нагрузки и механоглифы в подошве циклитов, что свидетельствует о гравитационной природе рудокластитов. На основании минералогических наблюдений, установлено, что тонкие слои отличаются от грубообломочных большим развитием псевдоморфных замещений. Степень придонного преобразования рудокластических слоев коррелирует с их мощностью и гранулометрией сульфидных обломков [5].

История формирования тонкообломочных сульфидных отложений включает следующие процессы минералообразования: 1) седиментогенез обломочного сульфидного материала 2) гальмиролиз; 3) диагенез сульфидных отложений в восстановительных условиях. Рост новообразованных кристаллов пирита, халькопирита и сфалерита происходил при небольшом пересыщении минералообразующего раствора [1, 2], при растворении наиболее мелкообломочного сульфидного материала.

На колчеданных месторождениях Урала и других колчеданоносных регионов выявлены разнообразные по составу диагениты, среди которых наиболее распространены халькопиритовые, сфалеритовые и пиритовые, гораздо реже встречаются баритовые, теннантитовые, борнитовые или галенитовые [4]. В том случае, когда различные по составу слои диагенитов имеют одинаковую мощность, гранулометрический фактор как причина различного минерального состава может быть исключен. Очевидно, на минеральный состав диагенитов в этом случае влияют другие факторы.

На Яман-Касинском месторождении (Медногорский рудный район) преобладают пирит-халькопиритовые и халькопиритовые диагениты, ассоциирующие с марказит-сфалерит-халькопирит-пиритовыми брекчиями. На Сафьяновском месторождении (Режевской рудный район) наиболее распространены три различных по составу разновидност-

ти диагенитов: пиритовые, сфалеритовые и баритовые. Первые ассоциируют с брекчиями, сложенными марказит-пиритовыми обломками, вторые и третьи – с барит-сфалеритовыми и сфалеритовыми брекчиями, содержащими незначительную примесь рудокластов халькопиритового, пиритового и марказитового состава.

Установленные зависимости могут быть объяснены с позиции концепции кислотно-основных взаимодействий при субмаринном гипергенезе обломочных сульфидных отложений [3].

На Яман-Касинском месторождении гальмиролиз марказит-сфалерит-халькопирит-пиритовых рудокластитов и сопряженный с ним восстановительный диагенез, по-видимому, происходили в промежуточных условиях близких к слабокислым или нейтральным, что и приводило к концентрации равновесного с ними халькопирита.

На Сафьяновском месторождении гальмиролиз преимущественно пиритовых рудокластитов приводил к нарастанию кислотности иловых растворов и, соответственно, к полному растворению сульфидов, неустойчивых при низких pH (сфалерит, халькопирит, галенит), и концентрированию новообразованного фрамбоидального пирита и эвгедрального пирита и пиритовых конкреций в условиях кислотного восстановительного диагенеза. Напротив, при гальмиролизе барит-сфалеритовых рудокластитов, содержащих небольшое количество халькопиритовых и пиритовых рудокластов, нейтрализация кислых растворов, образовавшихся при окислении пирита, происходила за счет растворения сфалерита. Формирование новообразованных сульфидов происходило в условиях субщелочного восстановительного диагенеза и приводило к концентрации сфалерита, галенита и других сульфидов, устойчивых в этих условиях. Полное растворение сульфидов приводило к концентрированию барита и формированию баритовых диагенитов.

С другой стороны, минералогические особенности сульфидных диагенитов коррелируют с составом примесных осадков, содержания которых могут достигать 50–60 %. Минералогической особенностью тонкообломочных *сульфидно-яшмовых* отложений является широкое развитие псевдоморфного халькопирита, замещающего обломки пирита и сфалерита на Яман-Касинском месторождении. Халькопирит-гематитовая ассоциация при отсутствии сфалерита – характерная черта сульфидно-яшмовых слоистых руд, впервые подмечена Н.С. Скрипченко [7] на Комсомольском (Урал) и Урупском (Кавказ) месторождениях. Ассоциация яшм с пирит-халькопиритовыми диагенитами установлена автором при изучении коллекций Института минералогии УрО РАН с месторождений Кутлулар (Турция), Сибайского, Учалинского, Молодежного и других уральских месторождений. Согласно микроскопическим наблюдениям, продукты окислительного гальмиролиза или раннего диагенеза рудокластитов имеют ту же последовательность минералообразования, что и сульфидные пески современных сульфидоносных гидротермальных полей (ТАГ и Брокен-Спур, Атлантика): рудокласты, сложенные колломорфным и грубозональным пиритом,

обычно замещаются халькопиритом и гидрогематитом. Гораздо реже встречается сфалерит, отличающийся от обломков сфалерита полисинтетическим двойникованием. Причина ассоциации гидрогематита и халькопирита может быть связана с переходом от кислых условий окисления пирита к субщелочным условиям (при раннем диагенезе), благоприятным для формирования этих минералов. В субщелочных окислительных средах электродный потенциал халькопирита (0.39) должен быть выше, чем у пирита (0.25) [6]. Это и способствовало процессам замещения пирита халькопиритом в поверхностном слое осадка Яман-Касинского и других колчеданных месторождений, принадлежащих вулканогенно-яшмовой ассоциации.

Ассоциация рудокластов пирита, сфалерита и халькопирита *с углеродистыми пелитолитами* на Сафьяновском месторождении свидетельствует о возможности участия органического вещества в процессах диагенеза. В этих отложениях, по сравнению с сульфидно-яшмовыми, появляется новообразованный фрамбоидальный пирит, пиритовые конкреции, сегрегации сдвойникованного сфалерита в ассоциации с энаргитом, галенитом, теннантитом, борнитом и баритом.

Таким образом, установленная на Яман-Касинском и Сафьяновском месторождениях зависимость минерального состава диагенитов от исходного состава рудокластитов и примесных фоновых осадков может быть объяснена с позиции теории кислотно-основных и окислительно-восстановительных взаимодействий при гальмиролизе и диагенезе обломочных сульфидных отложений.

Автор благодарен д.г.-м.н. В.В. Масленникову за скрупулезное обсуждение результатов работы.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант 05-05-64532), программы Президиума РАН № 14, программы ОНЗ РАН № 2 и гранта Минобрнауки (РНП2.1.1.1840).

Литература

1. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. 228 с.
2. *Листова Л.П., Бондаренко Г.П.* Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М.: Наука, 1969. 183 с.
3. *Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
4. *Масленников В.В.* Литогенез и рудообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
5. *Сафина Н.П., Масленников В.В.* Состав и продукты придонного преобразования обломочных сульфидных отложений в рудных залежах Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений (Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 130–140.
6. *Свешников Г.Б.* Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
7. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВАНИЯ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛАДОЖСКОГО ГЛИНТА

А.В. Сащенко, А.В. Зайцев

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – avsashchenko@rambler.ru

В области своего выхода на дневную поверхность ордовикские отложения узкой полосой протягиваются вдоль южного берега Ладожского озера и Финского залива, образуя так называемое «ордовикское плато». Это плато в рельефе образует крутой обрыв (Балтийско-Ладожский глинт). В обрыве глинта и каньонах рек, прорезающих «силурийское плато», и расположены основные выходы ордовика. В настоящей работе приводится литологическая характеристика двух изученных разрезов крайней восточной части Ладожского глинта.

Биокластовый материал, содержащийся в изученных глинисто-карбонатных отложениях представлен такими группами, как: иглокожие, брахиоподы, остракоды, а также трилобиты и мшанки. Помимо перечисленных, в карбонатных породах также фиксируются остатки головоногих моллюсков и зеленых водорослей.

Для глин изученного интервала в целом характерно невысокое содержание биокластов. Разброс их содержания в отдельных образцах колеблется в пределах 25 %. Минимальное их количество характерно для основания силлаоруской свиты и здесь они представлены преимущественно брахиоподами (80 %). В незначительном количестве присутствуют иглокожие и остракоды (14 и 6 % соответственно).

Больше всего биокластов зафиксировано в верхней части «фризов» (верхи конодонтовой зоны B. norrlandicus). Здесь они представлены в основном крупными фрагментами иглокожих (66 %). В подчиненном количестве присутствуют брахиоподы (26 %). Имеются единичные находки мшанок и остракод. По опубликованным данным, эта зависимость сохраняется и в одновозрастном интервале разреза Путиловского карьера [5].

Содержание остатков брахиопод в глинистых прослоях варьирует от 24 до 80 %. Они в большем количестве содержатся в нижней (нижняя половина «фризов») и верхней (низы силлаоруской свиты) частях изученного интервала, которые характеризуются меньшей глинистостью. К этим же стратиграфическим уровням приурочено развитие поверхностей твердого дна (ТД).

Для остракод характерна следующая динамика распределения в разрезе: в волховской части разреза их содержание минимально (1–5 %) и несколько увеличивается в хамонтовской пачке. В основании лыннаской свиты фиксируется некоторое увеличение их количества

(до 31 %), где они почти в равном количестве ассоциируют с иглокожими и брахиоподами (23 и 40 % соответственно). Малое содержание остракод характерно и для отложений волховского горизонта Путиловского карьера [5]. Выше по разрезу, на рубеже волховского и кундаского горизонтов их содержание заметно увеличивается (зона L. variabilis), а затем происходит плавный спад на протяжении почти всей зоны Y. crassus.

В распределении иглокожих и остракод наблюдается тенденция, которая характерна как для глинистых, так и для карбонатных разностей пород: во всех случаях максимальному количеству иглокожих соответствуют минимальное количество остракод.

В целом для пород изученного интервала содержание $C_{орг}$ невелико и в большинстве случаев не превышает 0.1 %. Однако выделяется ряд уровней, коррелируемых между собой, где его содержание достигает 0.6 % и выше. Для этих же уровней характерны максимумы биокластов трилобитов и остракод. И наоборот, минимальные содержания остатков иглокожих и терригенного материала. Этот факт позволяет сделать вывод о инситном происхождении органического вещества и малой вероятности его привноса из прибрежных частей бассейна. Эти пики соответствуют основаниям трилобитовых оппель-зон либо приближены к уровням появления новых видов [1].

Терригенная примесь представлена кварцем и полевым шпатом алевритовой размерности. В низах волховской свиты (пачки «дикари» и «желтяки») содержание терригенной примеси незначительно (< 8 %). Следует отметить, что этот интервал наиболее конденсирован. В верхней части их содержание увеличивается до 27 % («фризы»). Их высокие содержания сохраняются в нижней части кундаского горизонта (18–21 %).

Пелитовая составляющая изученных отложений представлена хлорит-каолинит-гидрослюдистой ассоциацией, с подчиненным содержанием смешанослойных минералов. Гидрослюда является основным компонентом, и ее содержание достигает 85 % в средней части кундаского горизонта. Содержание каолинита по разрезу варьирует от 9 до 23 %. Повышенные содержания каолинита фиксируются в верхней половине пачки «фризы» и до середины лыннаской свиты, примесь хлорита отсутствует. Минимальные содержания каолинита приурочены к основанию волховской свиты и средней части кундаского горизонта. Хлорит присутствует в минимальном количестве. Можно отметить обратную зависимость в распределении каолинита и хлорита. В интервалах с незначительной терригенной примесью отмечается низкое содержание хлорита, из чего можно сделать вывод о его терригенном генезисе.

Наличие полевого шпата позволяет предположить относительно близкое расположение источника сноса (Фенно-Скандинавской суши). Отношения содержания полевого шпата к кварцу в изученных отложениях > 2. В современных осадках такое отношение характерно для

областей, источником сноса для которых служат коры выветривания [3]. В нашем случае, вероятно, источником материала являлась средняя часть профиля коры выветривания, в котором присутствуют и каолинит и хлорит [4]. Другим возможным источником каолинита могла служить Сарматская суша, которая находилась в более низких широтах. В пользу этого свидетельствует обогащение одновозрастных интервалов Южной Прибалтики каолинитом [2]. Кроме того, в изученных отложениях фиксируется четкая зависимость в распределении иглокожих, брахиопод и остракод. Высокие содержания биокластов иглокожих и брахиопод, для успешного существования которых необходимы твердые субстраты, отчетливо приурочены к уровням развития ТД. В отличие от них, остракоды и трилобиты привержены к мягким субстратам, что отчетливо иллюстрируется увеличением их количества вверх по разрезу, проходившим на фоне устойчивой трансгрессии в морском бассейне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00882).

Литература

1. *Иванцов А.Ю. Мельникова Л.М.* Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 47–63.
2. *Пылма Л.* Сравнительная литология карбонатных пород ордовика северной и средней Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1982. 146 с.
3. *Серова В.В. и др.* Минералогия океанских осадков // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М., 1979. С.198–210.
4. *Страхов Н.М.* Геохимия современного седиментогенеза // Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 9–240.
5. *Tolmacheva T., Egerquist E., Meidla T. et al.* Faunal composition and dynamics in unconsolidated sediments: a case study from the Middle Ordovician of the East Baltic // Geol. Mag. 2003. V. 140, № 1. P. 31–44.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПЕЛАГИАЛИ

В.Н. Свальнов, Е.С. Саранцев

Институт океанологии РАН,
г. Москва, e-mail – geochem@geo.sio.rssi.ru

В пелагических областях океанов (мористее подножия континентального склона) нормальная седиментация по механизму «частица за частицей», включая пеллетный транспорт, нередко нарушается процессами переотложения исходного осадочного материала. Эти процессы необходимо учитывать при оценке темпов пелагического осадкообразования, а также при комплексном изучении границы раздела вода – дно и решении вопросов биостратиграфии и палеоокеанологии.

Большое внимание перераспределению осадочного материала в океане уделено в работах Кюнена, Баума, Лонгинова и многих других исследователей. Данное сообщение в основном базируется на изучении многочисленных колонок плиоцен-четвертичных пелагических осадков из различных районов Атлантического (Бразильская и Канарская котловины), Индийского и Тихого океанов, полученных традиционными пробоотборниками в отечественных экспедициях.

Ведущими факторами переотложения вещества являются такие природные процессы, как гидродинамические, сейсмические, гравитационные, биологические и химические. При этом к основным критериям выявления переотложенного материала относятся: текстуры, структуры, химический и минеральный состав осадков, изменения по разрезу их цвета, влажности, пористости, гранулометрических параметров, характер границ раздела, возрастные соотношения биогенных остатков в осадках, глубина океана в месте отбора монолита, гидродинамический режим, макро- и микрорельеф дна, характеристики (или признаки) придонных течений, сейсмо-тектоническая позиция региона.

Перераспределение вещества в пелагиали происходит с разной интенсивностью на всех этапах седиментогенеза (председементогинез, протосингенез, сингенез) и диагенеза (протодиагенез, ранний диагенез, поздний диагенез). Так, с увеличением скорости донных течений растет вероятность взмучивания, размыва и переотложения осадков поверхностного слоя, разноса частиц на значительные расстояния. Эти механизмы наиболее эффективны на заключительной фазе председементогенеза (осаждение) и на этапе протосингенеза, поскольку дальнейшие процессы уплотнения осадка с потерей влаги затрудняют нарушение его целостности течениями. На этапах сингенеза и раннего диагенеза широко и разнообразно проявлены химические и физико-химические механизмы перераспределения вещества в пелагических областях (коагуляция, сорбция, десорбция, диффузия, окисление, локальное восстановление, растворение, осаждение, гальмиролитические преобразования вулканокластики).

Зоны высокой сейсмической и тектонической активности наиболее благоприятны для развития склоновых гравитационных процессов – обрушения коренных пород дна, оползания блоков рыхлых образований, зарождения суспензионных (мутьевых) потоков. Увеличение темпов седиментации в таких зонах повышает возможность оползневых процессов на склонах. Деятельность бентосных организмов (биотурбация) приводит не только к перемешиванию верхнего слоя осадков, но и к заносу материала этого слоя в нижележащие отложения, возраст которых зачастую существенно более древний.

Главными признаками турбидитов (результат деятельности суспензионных потоков) являются: резкая граница раздела с подстилающи-

ми осадками и постепенная – с перекрывающими, наличие макро- и микроградационных текстур, заметное отличие от вмещающих осадков по цвету, влажности и плотности, присутствие мелководных биогенных остатков на больших глубинах, парадоксальное изменение по вертикали комплексов флоры и фауны, нахождение карбонатных осадков ниже КГК, обилие псефитовых и песчано-алевритовых обломков пород дна, обогащение подошвы слоя тяжелыми минералами, существенное отличие от вмещающих осадков по химическому составу и соотношению глинистых минералов.

Наибольшее воздействие на пелагическое осадкообразование оказывают сейсмические, гидродинамические и гравитационные процессы. Результатом этого воздействия являются основные литодинамические типы осадков (пелагиты, каррентиты, контуриты, гравититы, гальмиролититы), а также глобальные, региональные и локальные (явные, скрытые) стратиграфические перерывы.

Совокупность факторов и механизмов перераспределения вещества в области пелагического литогенеза создает три главных режима седиментации: 1) непрерывной аккумуляции; 2) устойчивой эрозии; 3) неустойчивого осадконакопления. Непрерывно осадочный материал накапливается в осевых зонах котловин и на протяженных плоских вершинах подводных поднятий. Неустойчивая седиментация характерна для склонов поднятий и сопряженных с ними котловин, а также для островершинных подводных гор. Устойчивая эрозия (или неотложение) осадков главным образом связана с деятельностью квазистационарных придонных течений, в меньшей степени – с аномально низкой биопродуктивностью поверхностных вод и растворением биогенных остатков при опускании их на дно. Особенно благоприятны для эрозии течениями вершины поднятий и склоны узких проходов субмеридиональной ориентировки.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ АНСАМБЛИ МЕЗОАРХЕЙСКИХ «ОФИОЛИТОПОДОБНЫХ» КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.И. Светова[1], С.А. Светов[2]

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск,
[1]e-mail – geoweb@krc.karelia.ru, [2]e-mail – ssvetov@krc.karelia.ru

Мезоархейские мафические ассоциации, представленные коматиит-базальтовыми сериями, в пределах Центрально-Карельского террейна сохранились в ряде локальных структур (Койкарская, Хаутаварская, Совдозерская, Палассельгинская и ряд других) с реконструированной мощностью разрезов до 2.5 км [4]. Породный комплекс коматиит-базальтов сформирован стратифицированными толщами поду-

шечных, массивных, дифференцированных лав с прослоями туфового, осадочного материала и интрузивными телами дунитов-перидотитов, высокомагнезиального габбро, что позволяет говорить о «офиолитоподобной» природе породного ансамбля [2].

Формирование подобного рода комплексов может происходить в разнообразных геодинамических обстановках – в областях становления глубоководных океанических плато, в спрединговых зонах [5], на океанических островах [6, 7] и в супрасубдукционных обстановках [1].

Целью данной работы является детальный анализ имеющихся материалов по седиментационным ансамблям, ассоциирующим с коматиит-базальтовыми «офиолитоподобными» комплексами, при этом основной акцент делался на реконструкции обстановок формирования элементов мезоархейской океанической коры на основе данных по изменению генетических и вещественных особенностей осадочных последовательностей.

В коматиитовой толще мафитового разреза Койкарской, Паласельгинской и Совдозерской структур установлен парагенез туфов-туффитов коматиитового состава различной размерности, при этом в нижней части разреза преобладают тонкие, тонкослоистые разности с линзами силицитов и вкрапленностью магнетита.

В Хаутаваарской мегаструктуре межпотоковые осадки, ассоциирующие с лавами коматиитов, представлены туфами-туффитами коматиитов, графитистыми силицитами, графитистыми алевролитами и серноколчеданными рудами. Все породы содержат рассеянное углеродистое вещество и вкрапленность сульфидов, при этом образуют как отдельные слои, так и пачки переслаивания с ненарушенной параллельной слоистостью. Общая мощность внутриформационных осадков составляет 80–90 м.

Седиментационный парагенез верхней базальтовой части разреза представлен туфами базальтов различной размерности, мафитовыми граувакками, силицитами, горизонтами серноколчеданных руд, магнетитовыми и амфиболовыми кварцитами (Совдозерская структура) [3]. Среди осадочных ассоциаций базальтов выделяются породы, связанные с толщей недифференцированных плагиофировых базальтов (Хаутаваарская структура), представленные туффитами коматиитов, графитистыми алевролитами, графитистыми силицитами, конкреционными коматиитовыми туффитами (с ильменит-магнетитовыми и кремнистыми конкрециями) со слоями серноколчеданных руд и магнетитовых кварцитов. Они образуют единый седиментационный ряд с седиментогенезом коматиитовой толщи, отвечающий глубоководным обстановкам.

На основе детального анализа осадочных литотипов мафитовых толщ Центрально-Карельского террейна можно сделать следующие выводы.

Исследованные седиментационные ансамбли «офиолитоподобных» толщ Центрально-Карельского террейна близки осадкам фанерозойс-

ких офиолитовых комплексов Кипра [8] и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами, обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанным с эксгаляционно-гидротермальными выносами черных «курильщиков».

Глубоководные обстановки породоотложения характерны для коматиитов, плагиофировых базальтов в Хаутаваарской, Койкарской, Паласельгинской структурах, сформированными в условиях океанического плато за счет деятельности вулканов трещинного типа. Формирование характерного парагенеза подушечных, массивных лав и гиалокластитов (Хаутаваара, Койкары, Семчь, Паласельга, Совдозеро) привязывается, вероятнее всего, к вулканам центрального типа существующим в более мелководной обстановке с расчлененным рельефом.

Выявлены обстановки седиментации и осадки ассоциирующие с «вне осевыми» вулканическими постройками OIB-типа (Паласельгинская и Совдозерская структура).

В Койкарской структуре подтверждено совместное сосуществование коматиитовых и базальтовых вулканических центров.

Установлено, что в составе стратиграфических последовательностей (по литологофациальным признакам и условиям седиментогенеза) существует тектоническое перемещение базальтовых толщ в Хаутаваарской структуре, вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности хаутаваарской серии в реконструированном разрезе на 600 м.

Литература

1. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
2. *Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
3. *Светов С.А., Светова А.И.* РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 393–398.
4. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 190 с.
5. *DeWitt M.J.* On Archean granites, greenstones, craters and tectonics, does the evidence demand a verdict? // Prec. Res. 1998. V. 91. P. 181–227.
6. Komatiites / Arndt N.T., Nisbet E.G. (Eds). London: Allen and Unwin. 1982. 525 p.
7. *Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Oceanic plateau model continental crustal growh in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 155. P. 57–74.
8. *Robertson A.* Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites In the Eastern Mediterranean Tethyan region // Lithos. 2002. V. 65. P. 1–67.

СПЕЦИФИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА РУБЕЖЕ РАННЕЙ–СРЕДНЕЙ ПЕРМИ НА СЕВЕРЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.М. Седаева

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – sedaeva-mgu@mail.ru

До настоящего времени особенности осадконакопления в раннесреднепермское время на севере Русской платформы пока слабо освещены в научной литературе. Известно, что устойчивое морское карбонатно-терригенное и карбонатное осадконакопление в посткунгурское время происходило лишь в Северодвинско-Мезенском междуречье (Архангельская область). Большая часть территории центральных областей платформы в это время представляла собой сушу. Только на востоке шло формирование преимущественно песчано-глинистых сначала красноцветных (P_1uf) прибрежно-морских и континентальных, а затем морских сероцветных (P_2kz_1) отложений вследствие проявления начальной фазы формирования Палео-Урала и воздымания платформы.

Нижне-среднепермские отложения обнажены фрагментарно, наиболее полный их разрез мощностью до 70 м наблюдается на р. Сояны (бассейн р. Мезени, разрез Ива-гора), в котором ранее были обнаружены обилие хорошо сохранившихся остатков растений и насекомых. На основе детального комплексного палеоэколого-литологического изучения верхнеуфимских и нижнеказанских отложений выяснилось следующее.

В конце ранней перми осадконакопление с карбонатно-терригенным типом седиментации происходило в мелководном полуизолированном, а иногда изолированном морском бассейне (в заливной или заливно-лагунной обстановке) со слабым и вялым, а временами активным, гидродинамическим режимом. Накопление красноцветных алеврито-тонкопесчаных, алеврито-глинистых и отчасти известковых осадков происходило при господстве аридного климата, что подтверждается отсутствием в них растительных остатков и резко обедненным составом морской фауны и ее малым содержанием. В терригенных отложениях в незначительном количестве почти постоянно присутствуют: 1) продукты жизнедеятельности микробиальных сообществ (микробионтов) в виде микросгустков и микрокомочков известкового состава; 2) микробиально корродированные остатки редких створок раковин тонкостенных остракод, реже мелких фораминифер и единично беззамковых брахиопод – лингул; 3) мелкие копролиты, состоящие из микрозернистого кальцита, пропитанного тонкодисперсной органикой; 4) глинистые окатыши мелко-среднепсаммитовой размерности; и 5) биокласты – окатанные обломки створок раковин замковых брахиопод. Алеврито-песчаным отложениям присущи тонкая полого-волнистая и го-

ризонтальная, а алеврито-глинистым – микрослоистость. Известковые отложения микробиальной природы слабо алеврито-глинистые, с редкими остатками тонкостенных остракод, мелких фораминифер и брахиопод.

Из этого следует, что на большей части акватории крайне мелководного морского бассейна на фоне аридного климата шло микробиальное накопление известковых осадков, которое часто нарушалось поступлением терригенного материала водными (речными ?) потоками с близлежащей суши, его разноса и осаждения. Вследствие этого происходило незначительное опреснение вод морского бассейна и относительно быстрое накопление алеврито-песчаных и алеврито-глинистых отложений на фоне замедленного карбонатонакопления. Бассейн седиментации был солоноватоводным с периодическими внедрениями Арктических морских вод, на что косвенно свидетельствует присутствие на отдельных интервалах верхнеуфимской части разреза большого количества (до 30–40 %) биокластов брахиопод, аналогичных по видовому составу брахиоподам Канады, Гренландии и Шпицбергена. Поступление обломочного материала и внедрение морских вод было прерывистым, пульсационным, о чем косвенно указывает наличие в разрезе различных типов синседиментационных поверхностей перерывов (слабых эрозионных размывов, биоэлювия с мелкими ходами илоедов и копролитами) и горизонтов известковых отложений с крайне редкими остатками однообразной бентосной фауны. К концу позднеуфимского времени наблюдается затухание и кратковременная приостановка осадконакопления с формированием маломощного (0.1–0.2 м) почвенного горизонта.

Начало среднепермской эпохи знаменуется широкой трансгрессией моря, охватившей вначале Север платформы, а затем распространившейся на юг. В результате этого образовался крупный морской бассейн (морской залив), глубоко вдававшийся в сушу (до широты г. Оренбурга) и представлявший собой область мелководья – заливов, лагун, отмелей и островов с разным режимом терригенного осадконакопления. На Севере платформы в это время происходило карбонатонакопление с образованием органогенных и микритово-микробиальных известковых осадков, содержащих в том или ином количестве остатки разнообразной бентосной фауны (детрит или биокласты), обломки различных известняков, копролиты, оолиты и отчасти песчаный или алеврито-глинистый материал. Карбонатные отложения тонко горизонтально- или полого-волнистослоистые, в них изредка наблюдаются различные синседиментационные поверхности перерыва. Их накопление происходило в области островного мелководья – на западинных, супра- и сублиторальных участках и отмелях открытого морского бассейна.

В самом начале раннеказанского времени на фоне гумидного теплого климата в прибрежно-морской тиховодной обстановке шло на-

копление известковых отложений микробиальной природы с хорошо сохранившимися остатками насекомых и травянистой, реже древесной растительности. Далее происходит аридизация, карбонатонакопление происходит на фоне семиаридного климата, под некоторым влиянием пресных вод, что косвенно подтверждается появлением в разрезе песчаников и данными изотопного анализа. Бассейн седиментации характеризовался крайней мелководностью и непостоянным гидродинамическим, отчасти газовым и солевым режимами, из-за периодического поступления в него опресненных вод с незначительным привносом песчано-глинистого материала (возможно временными потоками) или морских водных масс (возможно течениями) с остатками стеногалинной фауны. В периоды господства нормально-морских условий кратковременно приостанавливался процесс микробиального карбонатонакопления и шло образование органогенных известковых осадков, насыщенных остатками бентосной макрофауны (мшанок, брахиопод, криноидей, крупных и мелких фораминифер, двустворок и пр.). На отдельных его участках шло формирование небольших монотаксонных органогенных построек – мшанковых калиптр и биогермов. Затем снова наступало микробиальное осадконакопление с периодами обмеления и кратковременного осушения некоторых участков бассейна. При этом происходила микробиальная коррозия биогенных остатков и обломков известкового и кварц-силикатного состава с образованием вокруг них микробиальной корки. Изредка наблюдалось приостановление карбонатнонакопления, что было связано с поступлением алеврито-глинистого или песчаного материала и его осаждения иногда с возникновением мигрирующих малых островов и отмелей, с последующим развитием в их пределах слабо выраженного почвенного или биотурбированного горизонта. Об этом свидетельствует наличие на отдельных интервалах разреза редких мелких ходов корней растений и илоедов, а также горизонтов, обогащенных копролитами. В прибрежной полосе островов и на отмелях в периоды активизации гидродинамического режима происходило формирование известковых органогенных песчаников, состоящих из окатанных обломков макрофауны. На отмельных и пологих прибрежных участках островов в обстановке супралиторали шло формирование то алевритовых, то глинистых или известковых осадков (возможно под влиянием приливов и отливов), тонко переслаивающихся между собой, образуя микроциклиты седиментационного или седиментационно-элювиального типа.

Таким образом, в конце ранней перми накопление отложений происходило при господстве терригенной седиментации над карбонатной на фоне аридного климата, а в начале средней перми – при резком преобладании карбонатонакопления на фоне сначала гумидного теплого, а затем семиаридного климата.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РИФОПОДОБНЫХ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

К.М. Седаева[1], В.Н. Кулешов[2]

[1]Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – sedaeva-mgu@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail – Kuleshov@ginras.ru

Рифоподобные микробиальные образования представляют собой трансформированный продукт жизнедеятельности специфических экосистем, формирование которых происходило на критических рубежах палеозоя одновременно с монотаксонными органогенными постройками. Большая их часть сложена продуктами биохимической жизнедеятельности микробиальных сообществ (микробионтов) в виде микросгустков или (и) мелких комочков.

Микросгустки в шлифе темно-серого цвета разнообразной и неправильной, часто облаковидной формы, с нечеткими контурами, пропитанные тонкодисперсным органическим веществом, выделяясь таким образом на общем фоне породы. Микросгустки иногда сливаются, образуя пятна сплошной пелитоморфной или крипто-микрозернистой массы. Их формирование, возможно, происходило в спокойной гидродинамической обстановке при разложении микробиальных клеток или их скоплений (матов). Они часто встречаются в строматолитах, онколитах и биоценотических желвачках, а также заполняют иловые уровни-ватерпасы Микросгустки отмечаются во многих биокородированных биогенных остатках со следами микробиального сверления или в корках их обрастания. Это может косвенно указывать на нарушение экологической обстановки и возникновение неблагоприятных условий в морском бассейне, гибельно отражающихся на существовании различных представителей эукариот.

Мелкие комочки алевритовой или тонко-мелкопесчаной размерности, лишенные отчетливой внутренней структуры и различные по форме и строению. Их размер и форма зависят от гидродинамики среды и наличия глинистой примеси. Чем активнее гидродинамика и чем меньше глинистого материала поступает в бассейн седиментации, тем отчетливее сформированы микробиальные комочки. Мелкие комочки, слагающие рифоподобные микробиальные образования, можно рассматривать как микробионтную биокластику. Их образование происходило в крайне мелководной обстановке (0–10 м глубина) при относительно повышенном гидродинамическом режиме в результате дезинтеграции микробиальных матов под влиянием небольших волнений. Об этом свидетельствует наличие на отдельных интервалах их разреза иловых уровней-ватерпасов, частично выполненных микросгустками.

Рифоподобные микробиальные образования часто в той или иной степени доломитизированы и нередко ассоциируются по латерали с сульфатоносными карбонатными отложениями известково-доломитового ряда. В них нередко наблюдаются копролиты, биоценотические желвачки, онколиты, отдельные фрагменты цианобактерий и раковинных моллюсков (тонкостенных остракод, мелких брахиопод и двустворок), криноидей и отчасти табулятоморфных кораллов, или строматопоратов, или мшанок, или кальцитизированных радиолярий в зависимости от их стратиграфической приуроченности. Их содержание не превышает 5–10, реже 10–20 % и лишь изредка их количество достигает до 30–40 %. Малое (5–10 %) количество и сонахождение их с остатками микробионтов косвенно указывают на неблагоприятные (стрессовые) условия существования эукариот. На этом интервале разреза рифоподобные микробиальные образования характеризуются однородным массивным сложением. При обильном (30–40 %) их содержании отмечается полого- и горизонтально-волнистая слоистость за счет прослоев глинистого материала или (и) линзовидных скоплений крупных и мелких раковин остракод, изредка вместе с брахиоподами, двустворками, криноидеями и (или) остатками других эукариот или прокариот. Формирование таких горизонтов карбонатов происходило в условиях повышенной гидродинамики и при участии аллохтонного биогенного и незначительного терригенного материала. Из этого следует, что рифоподобные микробиальные образования состоят либо только из автохтонного, либо аллохтонного, но чаще всего смешанного карбонатного материала, представляя собой в разрезе «слоеный пирог». Их формирование происходило по периферии карбонатной платформы на фоне ускоренного прогибания и компенсированного осадконакоплении при постоянном сохранении мелководно-морских условий.

Изотопно-геохимические их исследования показали, что изотопный состав углерода в целом характеризуется высокими значениями $\delta 13C$ (от +2.5 до +7.0 ‰), а кислорода – низкими величинами $\delta 18O$ (от 25.0 до 34.0 ‰). Формирование рифоподобных микробиальных образований происходило в областях литорали и супралиторали. Условия седиментации не оставались постоянными; во многих случаях отмечается как утяжеление, так и облегчение изотопного состава углерода и кислорода, свидетельствующие об этапах трансгрессий морских вод и о периодах эвапоритизации бассейна седиментации. При формировании рифоподобных микробиальных образований выделяются несколько фаз эвапоритизации или обмеления. Они проходили на фоне эпизодических (событийных) явлений, как-то: «прорыва» морских вод, о чем свидетельствует присутствие в них аллохтонного карбонатного материала и разнообразных остатков эукариот. Изотопно-геохимические исследования показали, что условия и режим их формирования были принципиально отличными не только для разновозрастных, но и для относительно близко расположенных одновозрастных рифоподобных микробиальных образований.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАВЕРТИНОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЮЖНОГО ПАМИРА

Г.А. Семенов

Северо-Кавказский научный центр высшей школы Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону, e-mail – ncsc@aaanet.ru

Среди широко распространенных в разные геологические эпохи карбонатных образований особую группу составляют осадки, отложившиеся из углекислых и (или) сероводородно-углекислых источников различной минерализации и температуры в результате выпадения на термодинамическом и других барьерах, нередко при активном участии растительности, солей «угольной кислоты» (CO_2) по общепринятым реакциям.

Являясь по вещественному составу известняками, имеющими чисто хемогенное или биохимическое происхождение, эти породы (осадки) получили название травертины. Слово «травертин» происходит от итальянского travertino – искаженного tiburtino, что означает камень из Тибура – древнее название местности, соответствующее в настоящее время г. Тиволи в Италии. Этот термин, отражающий географическую привязанность разработок камня, приобрел со временем генетический смысл для части континентальных карбонатных образований всех континентов Земли, исключая Антарктиду.

Учитывая генетическую классификацию карбоналитов [2], работу В.Н. Дислера, посвященную травертинам углекислых вод Памира и Тянь-Шаня [1] и собственные наблюдения, мы выделяем здесь следующие геоморфологические типы травертиновых выходов: водоразделов, карнизов, подножий (долин), балок (ложбин), русел, сцементированных террас и травертиновых брекчий. По морфологии выходы травертинов, изученные нами, можно разделить на плаще- и языкообразные, куполовидные, линзо- и столбообразные, пластовые, жильные [5].

Одним из косвенных подтверждений пространственно-генетической связи источниковых осадков с рудными месторождениями является наличие в нерастворимом остатке травертиновых образований ряда минералов-спутников, чаще ксеногенных (суффозионных) и реже аутигенных, определяющих геохимическую специализацию скрытого оруденения.

С целью характеристики вещественного состава травертиновых образований Юго-Западного и Южного Памира был выполнен минералогический анализ нерастворимого остатка древнечетвертичных и современных био-хемогенных карбонатных новообразований. Изучены травертины проявлений Гарм-Чашма (n = 36), Горж (n = 11) и Чурж (n = 8) – Ю-З Памир, а также Вранг (n = 6) и Ширгин (n = 10) – Ю. Памир. Количество нерастворимого остатка в травертинах обычно составляет 10.8–14.5 % при численности минеральных видов от 43 до 59. Возрастание нерастворимого остатка в ряде образцов до 67.8 %

объясняется, ксеногенностью основной массы минеральных видов из-за захвата и последующей цементации карбонатным (травертиновым) материалом частичек, а также обломков пород образований архейского кристаллического фундамента. Накопление минералов в травертинах происходит равномерно как в песчаном, так и алевролитовом классах.

Наиболее характерная ассоциация тяжелой фракции в травертинах – это гранат (отмечен в 100 % проб), сфен, лимонит + гетит (присутствуют в 75–99 % образцов) и актинолит, ильменит, роговая обманка, рутил, эпидот (диагностированы в 25–49 % проб). В связи с неинформативностью легкой фракции можно рекомендовать геологическим организациям и отдельным исследователям в дальнейшем анализировать с детальным описанием минералов только песчаный и алевролитовый класс тяжелой фракции, что позволит в дальнейшем более целенаправленно изучать нерастворимый остаток травертинов, экономить время и средства, отпускаемые на лабораторные исследования.

Наряду с повсеместно встречающимися минералами, необходимо отметить, что только в травертинах Q_{3-4} проявления Гарм-Чашма присутствует пирротин и хромит, для проявления Горж специфичен гипс, а на проявлении Чурж обнаружены флюорит и шпинель, причем последняя – на значительном удалении от знаменитого Кухилалского месторождения благородной шпинели. Отмечены также значительные концентрации арсенопирита в «молодых» (75 % проб) и древнечетвертичных травертинах Гарм-Чашмы (от 55 до 63 % проб в разновозрастных куполах) и Чуржа (в 33 % проб), а также шеелита в древнечетвертичных травертиновых выходах Гарм-Чашмы (от 9 до 22 %) и Вранга (в 33 % проб) [4]. Не исключается аутигенность некоторых специфических минералов, что подтверждается ранее проведенными исследованиями вещественного состава травертинов Северного Кавказа [8].

Вышеперечисленный набор специфических минералов позволяет существенно снизить объем поисковых работ на конкретный вид полезного ископаемого, разделив изученные травертинообразования на «стерильные» и «рудные». В конкретном случае, в результате опробования травертиновых выходов проявления Ширгин, таким специфическим минералом-спутником является муассанит (SiC). Данный минерал характерен для железных метеоритов, гранатовых перидотитов – родственных включений в кимберлитовых трубках всех известных мировых алмазоносных провинций и в кимберлитовой брекчии. Если исключить попадание в травертины муассонита из обломков метеорита, объем которого относительно площади распространения выходов травертинов имел бы в случае его падения на исследованной территории незначительное влияние, то остается наиболее вероятным мнение о пространственной связи выходов травертинов на дневной поверхности с алмазоносными трубками взрыва на глубине. Данное предположение подтверждается общеизвестным фактом–распространением травертинового покрова, который ранее венчал всемирно известную алмазоносную трубку взрыва Кимберли (ЮАР) [3, 6, 7].

Таким образом, присутствие минералов-информаторов в нерастворимом остатке травертинов объясняется, на наш взгляд, следующими причинами: химическим и газовым составом травертиноотлагающих холодных и термальных вод, литологическими особенностями подстилающего выходы травертинов комплекса метаморфических пород и образований фундамента, а также геохимической специализацией эндогенного оруденения.

Литература

1. *Дислер В.Н.* Травертины углекислых вод Памира и Тянь-Шаня // Вопросы гидрогеологии минеральных вод. Вып. 34. М.: ЦНИИКиФ, 1977. С. 265–273.
2. *Кокаровцев В.К.* Генетическая классификация карбоналитов. Пермь. 1978. 43 с. Деп. в ВИНИТИ 10.08.78. № 2943-78.
3. *Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Байков А.А.* Травертины Альпийского пояса как минералого-геохимические информационные каналы геологической истории // Материалы 3-го Межд. семинара «Новые идеи и концепции в минералогии». Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2002. С. 209–215.
4. *Седлецкий В.И., Семенов Г.А., Холодный Д.Э.* Использование минералогической информативности травертиновых образований Памира при поисковых работах на эндогенное оруденение различного генезиса // Труды ВМО. СПб.: ВМО, 1992. С. 69–70.
5. *Семенов Г.А.* Травертины и известковые туфы Северного Кавказа // Изв. СКНЦ ВШ. Естественные науки. 1982. № 4. С. 20–25.
6. *Семенов Г.А.* Вещественный состав и геохимические особенности травертинов (на примере Северного Кавказа) // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-го Всерос. литолог. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 379–382.
7. *Семенов Г.А.* О пространственно-генетической связи травертинов альпийского пояса с месторождениями полезных ископаемых различного генезиса // Осадочные породы, полезные ископаемые и почвы, процессы гипергенеза. Материалы Всерос. конф. Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ, 2007. С. 55–65.
8. *Семенов Г.А., Седлецкий В.И., Байков А.А.*. Исследование возможностей использования травертинов Альпийского пояса в качестве нового поискового признака месторождений полезных ископаемых // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Приложение. 2003. № 4. С. 85–98.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

В.А. Серков, Т.М. Кузьмина, В.А. Пироженко

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, e-mail–sercov.v@ursmu.ru

Задача фациального анализа (определения условий осадконакопления) относится к числу весьма важных и в то же время достаточно сложных задач геолого-геофизических исследований при изучении осадочных горных пород. Хотя методика решения таких задач извест-

на и достаточно подробно описана [1], результаты решения и их достоверность во многом определяются опытом и интуицией исполнителя работ. Причина такого положения заключается в сложности полной формализации технологии представления и анализа исходных данных.

Во многих отраслях человеческой деятельности решение подобных трудно формализуемых или неформализуемых задач производится на основе применения нейронных сетей [4], позволяющих определить принадлежность распознаваемого объекта к одному из заранее известных классов по совокупности признаков. Применительно к фациальному анализу это определение фациальной принадлежности выделенного в скважине слоя по набору геолого-геофизических признаков. Для реализации нейросетевых технологий фациального анализа необходимо выполнение следующих условий: 1) исходные данные для решения задачи должны иметь дискретный характер, допускающий их представление в двоичной форме. Решение этой проблемы подробно описано в работе [2]; 2) задача должна иметь конечное множество известных решений. В данном случае это количество фаций, которое может присутствовать в разрезах скважин; 3) существует полный набор эталонных объектов, для которых известны все исходные параметры и результаты решения задачи, полученные специалистом высокой квалификации.

Математическая модель функционирования однослойной нейронной сети может быть проиллюстрирована следующим образом.

$$y_j = F\left(\sum_{i=1}^{n} w_{i,j} x_i\right) \qquad j = 1,2,3,\ldots,m$$

$x_1, x_2, \ldots, x_n$ – вектор входных сигналов сети, характеризующий распознаваемый объект (геолого-геофизическая характеристика слоя); $w_{i,j}$ – значения весовых коэффициентов сети (определяются в процессе обучения сети); F – активационная функция; m – количество вариантов решения задачи (в нашем случае количество фаций, присутствующих в разрезе анализируемых скважин).

Весовые коэффициенты и характер активационной функции подбираются таким образом, что при подаче на вход сети некоторого набора значений x_i $(i = 1, 2, 3, \ldots, n)$ только одно значение y_j будет равно единице, а остальные будут принимать нулевые значения. Таким образом, сеть определяет – какой из m вариантов решений более соответствует исходному набору параметров x_i. При этом для одного и того же варианта решения исходные данные могут иметь некоторые различия.

Первым этапом реализации технологии интерпретации является обучение сети, в процессе которого ей предъявляются наборы исходных данных с известными вариантами решения, и производится настройка параметров таким образом, чтобы при определенных значениях исходных данных сеть выдавала нужный ответ (вариант реше-

ния). Исходные данные должны быть представлены в виде либо бинарных векторов (x_i принимают значения 0 или 1), либо биполярных векторов (x_i принимают значения -1 или +1). Каждому вектору исходных данных соответствует вектор значений y_j ($j = 1, 2, ..., m$), в котором только одно значение y равно 1, а остальные равны нулю. Для решения этой задачи используются результаты геолого-геофизических исследований и фациального анализа по скважине, которая выбирается в качестве эталона. Результатом «обучения» сети является матрица весовых коэффициентов и параметры активационной функции, в дальнейшем эти данные используются для решения задач распознавания по рабочим скважинам.

Изучение возможностей нейросетевых технологий выполнено на основе данных по Абанскому месторождению Канско-Ачинского буроугольного бассейна [3] и тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района.

По документации керна скважин выделялись слои мощностью более 40 см. В обязательном порядке по каждому слою визуально определялся комплекс из 5 признаков: размерность частиц породы, ее сортированность, текстура (наличие слоистости и ее тип), количество и степень сохранности органического (растительного) материала. Устанавливался характер контакта. Ряд признаков детализировался лабораторными и микроскопическими методами. По результатам каротажа определялись физические параметры каждого слоя (удельное электрическое сопротивление, величина естественной радиоактивности, плотность и т. д.). По комплексу признаков определялись условия осадконакопления (фации). Одна скважина использовалась для обучения сети (скв. 10628), вторая (скв. 10320) для контроля качества распознавания фаций и определения количества ошибок.

Результаты исследований показали принципиальную возможность использования нейронных сетей для решения задачи распознавания фаций по данным геолого-геофизических исследований разрезов скважин вскрывших терригенные отложения.

Качество решения задачи определяется полнотой информации об объектах исследования, а комплексирование геологических и геофизических данных существенно повышает достоверность определения фаций, до приемлемого для практических целей уровня. При распознавании 93 слоев нейронная сеть правильно определяет более 90 % объектов.

Конфигурация сети имеет значение для достоверности распознавания. Более сложная сеть Хемминга дает наилучшие результаты по сравнению с простой однослойной сетью.

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ: Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 147 с.

2. *Алексеев В. П., Серков В.А., Шумилов М.В., Рефат С.М.* Комплексная обработка и интерпретация литолого-геофизических данных по детально изученным скважинам Абанского месторождения // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. С. 127–140.
3. *Серков В.А., Трубина Н.С., Алексеев В.П.* Использование нейронных сетей для фациального анализа результатов геолого-геофизических исследований скважин // Новые идеи в науках о Земле. Тез. докл. VIII межд. конф. М.: РГГРУ, 2007. С. 243–246.
4. *Ясницкий Л.Н.* Введение в искусственный интеллект: Учебное пособие для студентов высших учебных заведений. М.: Издательский центр «Академия», 2005. 176 с.

ТЕРМИНОЛОГИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

И.М. Симанович, М.И. Тучкова

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – tuchkova@ginras.ru

Под термином «литогенез» мы понимаем всю совокупность процессов, определяющих формирование осадков, их превращение в осадочные породы и дальнейшее преобразование, вплоть до метаморфизма зеленосланцевой фации. Мы предлагаем, в рамках общего понятия «литогенез», различать две надстадии: формирования и последующего преобразования осадочных горных пород – «седиментогенез» и «постседиментационный литогенез». Постседиментационный литогенез – это преобразования осадков в горные породы (вплоть до метаморфизма фации зеленых сланцев), происходившие как в недеформированных, так и в деформированных осадочных бассейнах (ОБ).

А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов (1976), Н.В. Логвиненко (1968), а также многие другие отечественные и зарубежные ученые придерживались концепции, согласно которой переход от литогенеза погружения (катагенеза) к метаморфизму происходит постепенно, по мере накопления перекрывающих осадочных толщ. На основании результатов собственных исследований и анализа литературных данных (Симанович, Япаскурт, 2005; Симанович и др., 2004) разработана принципиально иная концепция, которая заключается в следующем: главными факторами, определяющими тип и характер процессов постседиментационного литогенеза осадочных комплексов, являются их принадлежность к тому или иному типу ОБ и разнообразные проявления геодинамической эволюции этих бассейнов, отражающиеся в различном флюидном режиме недеформированных и деформированных ОБ (Маракушев, 1988). По данным этого исследователя, в недеформированных ОБ литостатическое и флюидное давление примерно равны ($Ps = Pf$), что препятствует осуществлению метаморфических реакций дегидратации и декарбонатизации. Развитие дислокаций создает особый (метаморфогенный) режим преобразования осадочных пород, так как при этом ($Ps >> Pf$).

Главный признак литогенеза погружения (катагенеза) – вертикальная прогрессивная зональность преобразования структур пород, аутигенного минералогенеза и трансформации органического вещества, которые достаточно явно коррелируют с палеоглубинностью, палеотемпературным градиентом, а также с ростом литостатического и флюидного давления при (Ps = Pf). Важными факторами являются скорость погружения дна ОБ, компенсируемость или некомпесируемость впадины осадками. Высокая скорость осадконакопления характерна для пассивных окраин континентов и рифтогенных структур, относительно низкая – для синеклиз платформ и низкая (прерывистое малоамплитудное погружение) – для антеклиз. В молодых тектонических впадинах платформенного типа и в предгорных прогибах Альпийского пояса в преимущественно глинистых комплексах нередко осуществляются процессы элизионного катагенеза (Холодов, 2006). При этих процессах происходит внутреннее перераспределение газоводных флюидов: переход их в песчаники или трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ.

Термин «орогенный катагенез» (Лукьянова,1995) неудачен, так как приставка ката- означает «вниз». Поскольку главным фактором, определяющим синскладчатые постседиментационные процессы в деформированных ОБ, является боковое давление (стресс), «катагенез» в этом понятии должен быть заменен на термин свободного пользования «эпигенез». Орогенный эпигенез – это стадия (зона) преобразования осадочных пород, осуществляющаяся в условиях складчатых деформаций и стресса и отличающаяся от литогенеза погружения (катагенеза) флюидным режимом (Ps > Pf) и, как следствие, иным характером перераспределения растворенного вещества. Нами показано (Симанович и др., 2004) на примере тоар-ааленских отложений Южного Дагестана, что литификация песчаных пород в условиях сжатия при складкообразовании проявилась в развитии структур растворения между обломочными зернами. Однако перераспределения растворенного вещества внутри пласта не происходило: прожилки, рассекающие песчаники состоят из кварца и хлорита; их контуры расплывчаты; по-видимому, они являются зонами фильтрации, образовавшимися в ослабленных зонах еще не полностью литифицированных пород.

Анхиметаморфизм (метагенез) – завершающая стадия постседиментационного литогенеза, осуществляющаяся в складчатых, деформированных ОБ и характеризующаяся низкими значениями индекса Кюблера (0.42–0.25), а также структурами пород, генетически обусловленными проявлениями кливажа. Метагенез, приуроченный к флангам зонального метаморфизма, является самой низкоградиентной ступенью метаморфизма: метаморфизованные осадочные горные породы не содержат типичных метаморфических минералов. Зональный метаморфизм подобного типа связан с термальными куполами, возникающими при коллизионных процессах, которые проявляются в сжатии и скучивании земной коры.

На основании математического моделирования В.В. Ревердатто с соавторами (1992) допускают реальное существование метаморфизма погружения в наиболее глубоко погребенных рифтогенных ОБ. Они считают, что в основании этих депрессий метаморфизм может достигать пренит-пумпеллиитовой и, редко, зеленосланцевой фаций. Однако анализ материалов, опубликованных по Тюменской (СГ-6) сверхглубокой скважине (Япаскурт и др.,1997) позволяет предположить, что высокие палеотемпературы в основании разреза терригенных толщ не могут быть объяснены лишь возрастанием температуры по мере погружения осадочных толщ в соответствии с нормальным геотермическим градиентом: наблюдается нелинейный характер возрастания палеотемпературного режима по мере роста глубины погружения пород.

Таким образом, необходимо различать два типа литогенеза – в недеформированных и в деформированных бассейнах, каждый из которых сформирован в определенных геодинамических условиях.

КОЛЛЕКТОРСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ГЛУБИНАХ ДО 8250 МЕТРОВ В ЕН-ЯХИНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЕ СГ-7

Л.В. Сиротенко[1], **В.И. Горбачев**[2]

[1]КамНИИКИГС, г. Пермь, e-mail – kamniikigs@permonline.ru
[2]ОАО НИЦ «НЕДРА», г. Ярославль, e-mail – geol@nedra.ru

Ен-Яхинская сверхглубокая параметрическая скважина (СГ-7) на севере Западной Сибири [1, 2], достигнув глубины 8250 м, в настоящее время является самой глубокой скважиной в осадочных бассейнах России.

На основе комплексного изучения петрографического состава и физических параметров керна, отобранного из вулканогенной толщи в Ен-Яхинской сверхглубокой скважине СГ-7, выявлена существенная дифференциация характеристик глубокопогруженных пластов, отражающая влияние специфических глубинных факторов на формирование коллекторов, флюидоупоров и их свойства. Наиболее погруженная часть толщи пермских вулканогенных отложений, образованная частым переслаиванием базальтов, обломочных туфов и спекшихся туфов, с точки зрения изучения коллекторов и флюидоупоров представляет особый интерес, так как в России на глубинах более 7.5 км коллекторы и покрышки никогда не исследовались.

С учетом результатов комплексной интерпретации материалов геофизических исследований разреза скважины и данных петрофизических исследований керна в вулканогенно-осадочных отложениях выделены аккумулирующие и флюдоупорные толщи. Вслед за Тюменской

сверхглубокой скважиной СГ-6 [3, 4], материалы исследований разреза Ен-Яхинской СГ-7 подтвердили развитие природных резервуаров на больших глубинах. Сложнопостроенные коллекторы выявлены в вулканитах нижнего триаса и перми вплоть до глубин 7–8 км, где емкость пустот в отдельных частях разреза, по данным петрофизических и геофизических исследований, достигает 15 % и более, зафиксирована открытая трещиноватость субгоризонтальной и субвертикальной ориентировки, а в результате испытаний получены притоки газа с водой.

В нижней части пермских отложений (интервал 7416–8250 м) встречены многочисленные аккумулирующие толщи и флюидоупоры, причем в наиболее погруженных частях разреза преобладают флюидоупоры, а в верхних – аккумулирующие пласты и коллекторы. Фильтрационно-емкостные свойства пластов-коллекторов в основном определяются особенностями минерального состава вскрытых вулканогенных толщ, трещиноватостью и интенсивностью их вторичных преобразований, среди которых значительная часть связана с хлоритизацией. Открытая емкость выявленных коллекторов в пермских отложениях по керновым данным достигает 11–13.7 %, а газопроницаемость – 1.73 фм^2, т.е. даже при таких больших глубинах фильтрационно-емкостные характеристики пород остаются достаточно высокими для формирования залежей углеводородов. Наилучшими коллекторами среди вулканогенных пород являются измененные базальты и сваренные туфы, а наихудшими – долериты и микродолериты. Последние литологические разности обладают очень хорошими флюидоупорными характеристиками по величинам их газопроницаемости. Наименьшая газопроницаемость пород составляет < 0.0001 фм^2, т.е. флюидоупорные свойства толщи соответствуют высокой и средней экранирующей способности.

Среди изученных вулканогенных пород, исходя из особенностей соотношений между их открытой пористостью и газопроницаемостью, а также морфологии их пустотного пространства, выявлены следующие основные типы глубинных нетрадиционных коллекторов базальтового состава: 1) низкопроницаемые поровые; 2) низкопроницаемые трещинно-поровые; 3) проницаемые поровые; 4) проницаемые каверново-порово-трещинные; 5) проницаемые порово-трещинные; 6) проницаемые трещинные.

Улучшение коллекторских свойств отложений зафиксировано в интервалах 7077–7095 м, 7124–7163 м, 7511.1–7520.6 м, 7778.6–7787.6 м и 7943.7–7945.5 м.

Исследования кубических образцов керна по специальной методике и шлифов, насыщенных окрашенным полимером, показали, что часть из выявленных открытых трещин окаймляют мелкие и большие миндалины, зерна и обломки минералов породы, другие секут их. Многие из открытых трещин имеют раздувы. Встречаются трещины, объединяющие «островки» пор. Пористые участки обычно концент-

рируются за пределами миндалин и крупных минеральных зерен, но иногда пустоты развиваются и внутри них. В нижней части разреза преобладают разнонаправленные (с небольшим преобладанием субвертикальных) ветвящиеся, извилистые и слабоизвилистые трещины с раскрытостью от менее 0.02 до 0.2 мм. Поверхностная плотность открытых трещин достигает 166 $м^{-1}$.

Открытая емкость вулканогенных коллекторов в аймальской свите (инт. 7077–7194 м) достигает 13–15 %, а газопроницаемость – 0.186 $фм^2$. Наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами обладает интервал 7124–7163 м, перекрытый флюидоупором. Поэтому он был рекомендован к испытанию, которое однозначно подтвердило развитие глубинных нетрадиционных коллекторов базальтового состава. В результате испытаний здесь было получено 48 $м^3$/сутки углеводородного газа с водой.

Пустотное пространство глубокопогруженных вулканогенных коллекторов в основном является вторичным, многократно переформированным, образованным за счет развития трещиноватости и интенсификации постседиментационных процессов глубинного генезиса, увеличивающих открытую емкость пустот путем коррозии обломочного материала и образования пор и трещин в минеральных зернах и цементе.

Верхний интервал базальтовой толщи триаса (коротчаевская свита) обладает очень низкими коллекторскими свойствами пород. Открытая емкость пустот отобранного керна не превышает 6.4 %, а газопроницаемость соответствует флюидоупорам (< 0.0005 $фм^2$). По керну интервал представлен базальтами хлоритизированными миндалекаменными. По данным проведенного термического анализа методом дериватографии, в породе, присутствуют хлорит, тальк (?), гидрослюда, карбонаты.

Таким образом, благодаря детальным исследованиям разрезов Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинской СГ-7 для севера Западной Сибири получены новые фактические данные о закономерностях в развитии глубинных коллекторов для нефти и газа, аккумулирующих и флюидоупорных толщ в вулканогенных отложениях базальтового состава.

Литература

1. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. и др.* Двойная ассиметрия Западно-Сибирской синеклизы // Горные ведомости. 2007. № 9. С. 6–21.
2. *Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н. и др.* Особенности геологического строения доюрского комплекса севера Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью // Горные ведомости. 2005. № 2. С. 28–37.
3. *Сиротенко Л.В., Горбачев В.И.* Факторы развития коллекторов в нижней части разреза Тюменской сверхглубокой скважины // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 491–502.
4. Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Научное бурение в России. Вып.4. Пермь: КамНИИ КИГС, 1996. 376 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОДИНАМИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ВО ВНЕШНЕЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В ПРОЦЕССЕ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Л.В. Сиротенко[1], О.И. Сиротенко[1], В.И. Дурникин[2]

[1]КамНИИКИГС, г. Пермь, e-mail – kamniikigs@permonline.ru
[2]Пермский государственный технический университет, г. Пермь, e-mail – litology@pstu.ac.ru

В отличие от платформенных областей, территории с активным тектоническим режимом характеризуются специфической литодинамической трещиноватостью, интенсивность и направленность которой в очень значительной степени зависит от эволюции тектонофизических процессов, статических и динамических напряжений. Если в платформенных областях тектонический режим является в значительной мере фоном начальных стадий литогенеза и определяет главным образом седиментационные и диагенетические факторы, которые «закладывают» основную трещиноватость, то в тектонически активных областях, к которым можно отнести и внешнюю зону Западно-Уральской складчатости, эволюционирующий тектонический режим является главным действующим фактором, определяющим регулярный характер систем разрывов и трещин.

С одной стороны, тектонические факторы на таких территориях в значительной степени определяют направленность, характер и продолжительность самих седиментационных процессов, зарождающих трещиноватость, с другой – усиление тектонической активности корректирует интенсивность образования трещиноватости, ее морфологию, направленность и дальнейший ход постседиментационных процессов преобразований пород.

Для изучения эволюции палеодинамических напряжений проведен тектонофизический анализ полевых замеров элементов трещиноватости для палеозойских отложений 11 участков на территории Кизеловского района внешней зоны Западно-Уральской складчатости, каждый из которых объединяет до 10 обнажений разновозрастных пород.

Обработка и интерпретация материалов прямого изучения характера трещиноватости пород на обнажениях (1269 трещин) методами тектонофизического анализа с построением роз-диаграмм и стереографических проекций Вульфа позволили установить преобладающую направленность ориентировки трещин и их наклон относительно напластования, которые в значительной мере отражают эволюцию палеодинамических напряжений (таблица).

Наиболее часто азимуты падений трещин соответствуют направлениям Ю-ЮЗ 180–220°, В-ЮВ 90–120°, ЮВ-Ю 150–180° и СВ 10–50°. Основные отличия в направленности трещиноватости разновозрастных пород обусловлены изменениями в соотношениях преобла-

Сравнительная характеристика направлений и параметров преобладающих систем трещин и палеонапряжений в породах палеозоя на территории внешней зоны Западно-Уральской зоны складчатости по данным тектонофизического анализа

Геологический объект изучения трещиноватости	Количество измеренных трещин в обнажениях	Азимуты направлений падений преобладающих систем трещин, градусы	Азимут главного направления вектора преобладающих палеонапряжений, градусы	Преобладающий угол падения трещин, градусы	Величина первого главного вектора напряжений палеотектонических деформаций (E1)	Величина второго главного вектора напряжений палеотектонических деформаций (E2)	Величина третьего главного вектора напряжений палеотектонических деформаций (E3)	Характеристика элипсоида палеодеформаций ln(E1/E2)/(E2/E3)
Пермские отложения	384	ЮВ 110 ЮЗ 200	ЮВ 128.4	31.2	0.415	0.369	0.216	0.221
Верейские отложения	95	ЮВ 105 СВ 15	СВ 80.7	27.9	0.519	0.374	0.106	0.26
Башкирские отложения	240	СВ 75 ЮВ 165	ЮВ 91.4	28	0.53	0.418	0.052	0.114
Визейские отложения	123	СВ 10 ЮВ 110	СВ 15.8	8	0.449	0.355	0.196	0.398
Верхнедевонско-турнейские отложения	411	ЮЗ 190 ЮВ 100	ЮЗ 194.3	10.8	0.408	0.346	0.246	0.483
Среднедевонские отложения	30	ЮВ 130 ЮЗ 220	ЮЗ 181.7	46.4	0.477	0.305	0.218	1.334
Девон+карбон+пермь	1269	ЮВ 105 ЮЗ 190	СВ 83.7	26.6	0.411	0.394	0.196	0.06

дающих ориентировок векторов палеонапряжений при явном доминировании результирующих деформаций юго-восточного направления.

Многие морфологические черты разломов и трещин унаследованы от раннепалеозойских образований и несут следы от развития позднепалеозойского коллизионного орогена. Главный вектор азимутов падений всех палеозойских трещин на исследуемой территории хорошо согласуется с направлением движения Евро-Азиатской плиты и практически совпадает с преобладающим азимутом падений поверхностей скольжений, зафиксированных на обнажениях, что свидетельствует о доминировании глобальных тектонических напряжений на ориентацию развивающихся в толщах трещин на всем протяжении девонского, каменноугольного и пермского времени, а также неотектонического этапа развития новейшего орогенеза.

ЛИТОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ СУТОРМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ (ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Л.М. Ситдикова, Р.А. Батырбаева

Казанский государственный университет,
г. Казань, e-mail – sitdikova8432@mail.ru

Суторминское месторождение, локализованное в пределах Северо-Сургутской моноклинали, является одним из перспективных многопластовых месторождений. Наиболее перспективным промышленным горизонтом этого месторождения является горизонт $БС_{10}^1$ $БС_{10}^2$, относящийся к мегионской свите валанжинского яруса меловой системы. Горизонт сложен мелко-тонкозернистыми песчаниками, характеризующимися горизонтальной, участками косой слоистостью, что обуславливает высокую анизотропию фильтрационных характеристик пласта. По данным лабораторных исследований, проницаемость пород этого горизонта по оси керна составляет в среднем $0.5–10 \times 10^{-3}$ мкм^2, а при перпендикулярном направлении возрастает до 350×10^{-3} мкм^2. Слоистость обычно подчеркнута тонкими прослойками глинисто-алевритистых пород. Изучение структурных особенностей пласта $БС_{10}$ свидетельствует, что отмеченная анизотропия связана с деталями его строения и обусловлена рядом факторов различного порядка.

Во-первых, выделяется анизотропия, связанная с характером упаковки обломочного материала на стадии седиментогенеза. Эта анизотропия возникает за счет статистически направленной упаковки обломочных зерен, в первую очередь кварца и полевых шпатов, имеющих удлиненно-овальные очертания.

Изучение расположения таких зерен на ориентированных шлифах (в системе координат образца) свидетельствует, что данные оси таких зерен расположены перпендикулярно падения косой слоистости, т.е.

большая часть таких зерен переносилась путем перекатывания. Возникающая при этом анизотропия усиливалась ориентированным расположением чешуек слюд (большей частью биотит) по плоскостям наслоения микрослойков. В большинстве случаев такие чешуйки слюды перекрывают поровые каналы и блокируют вертикальную фильтрацию флюидов.

Во-вторых, анизотропия, возникающая на стадии диагенетического преобразования осадка и связанная с неравномерной цементацией обломочных зерен диагенетическим кальцитом. Часто кальцит формирует тонкие микропрослойки базальной цементации обломочных зерен, в участках с пониженным содержанием глинистого цемента и содержанием глинистого цемента, и мелкие уплощенные линзочки цементации. Такие кальцитизированные прослойки и линзочки также блокируют вертикальную фильтрацию флюидов, усиливая анизотропию фильтрационных свойств коллектора, возникшую на стадии седиментогенеза.

Третья составляющая анизотропии фильтрационных характеристик коллектора связана с трещинками декомпрессии, возникающими на стадии катагенетической эволюции породы. Возникновение этих трещинок связано со снятием статической нагрузки на породу, в связи с тектоническим процессами общего поднятия региона. Трещинки декомпрессии представлены тонкой ориентированной системой микротрещин разрыва, ориентированных по напластованию пород. Эти трещинки с раскрытостью 0.5–0.1 мм имеют крайне извилистые, рваные контуры, но четкую субгоризонтальную ориентировку. Обычно они декорированы остаточными битумоидами и частично глинистым материалом. Наличие такой сети микротрещинных каналов еще больше повышает анизотропию фильтрационных характеристик породы, связанную с ранее описанными факторами.

Таким образом, реальная анизотропия пород-коллекторов горизонта $БС_{10}$ Сутормінского месторождения определяется как суперпозиция анизотропийных характеристик, возникших на отдельных стадиях эволюции литогенеза, т.е. имеет стадиальный характер, что отмечалось ранее для месторождений УВ Волго-Уральской провинции [1]. Реальную анизотропию пород-коллекторов необходимо учитывать в процессе разработки месторождений, в частности при планировании заложения горизонтальных стволов скважин. Известно, что не всегда горизонтальные стволы эксплуатационных скважин при высокой сложности их проходки дают нужный эффект, поскольку часто не учитывают параметра анизотропии фильтрационных свойств пласта. Учет этих параметров позволит оптимизировать процесс разработки месторождения за счет оптимальной ориентации стволов.

Литература

1. *Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Сулейманов Э.И.* Типизация терригенных коллекторов девона Ромашкинского месторождения по структуре порово-

го пространства // Опыт разведки и разработки Ромашкинского и других крупных нефтяных месторождений Волго-Уральского региона. Материалы научн.-практ. конф. Казань: Изд-во «Новое знание», 1998. С. 199–205.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСНОГО ГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПОГРЕБЕННЫХ РИФОГЕННЫХ ПОЛИФАЦИАЛЬНЫХ ПОСТРОЙКАХ

Н.А. Скибицкая, О.П. Яковлева

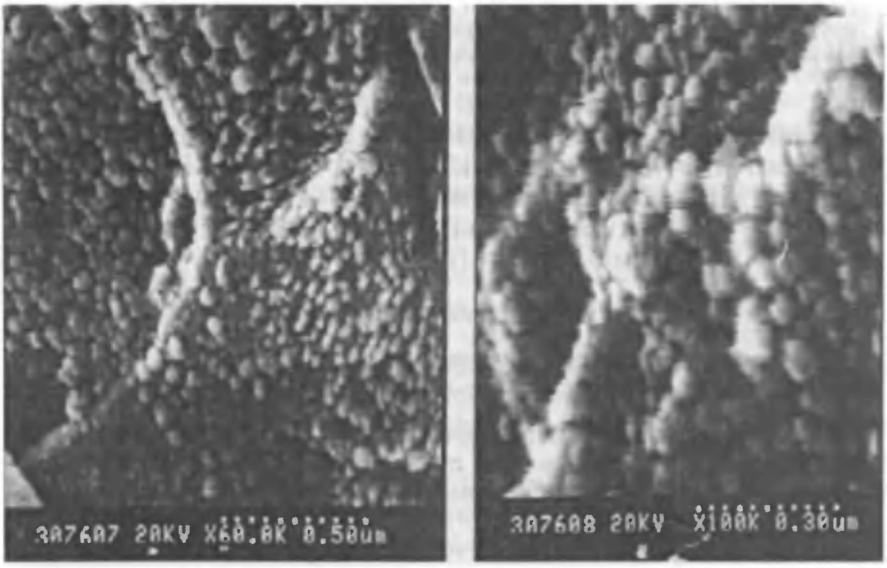
Институт проблем нефти и газа РАН,
г. Москва, e-mail – yakovlevaop@mail.ru

Масштабность распространения рифогенных нефтегазоконденсатных месторождений на Земле и их нефтегазоносность трудно переоценить. Чем может быть обусловлена высокая продуктивность рифогенных толщ? Только ли тем, что это ловушки углеводородов?

На настоящем Совещании хотелось бы привлечь внимание литологов и других специалистов к особенностям седиментогенеза и раннего диагенеза, к стадиям роста и захоронения рифового биогеоценоза, к изначальным условиям формирования рифогенных построек, их породообразующего вещества, к проблеме формирования месторождений углеводородов в рифогенных полифациальных постройках.

На основе анализа всего комплекса полученных нами экспериментальных данных по изучению образцов карбонатных пород (карбонатного породообразующего вещества месторождений углеводородов, сформированных в погребенных рифах (биогермах), насыщающих их углеводородных и неуглеводородных компонентов, а также анализа литературных источников мы пришли к выводу, что рифогенные продуктивные постройки являются не только гигантскими аккумуляторами (ловушками) углеводородов и других полезных ископаемых, как традиционно принято считать, но являются изначально и источниками их образования. По сути дела, они являются природными реакторами, заполненными органическим веществом в концентрированном виде.

Формирование комплексного генерационного потенциала происходит на стадиях роста, жизнедеятельности и захоронения рифовой полифациальной постройки, на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза за счет создания живым веществом рифового биогеоценоза и накопления органического вещества (вернее, элементоорганического, если иметь в виду известные высокие концентрационные свойства всех морских организмов) во всем объеме мощной рифогенной постройки. Реализация нефтегазо- и рудного потенциала с рождением углеводородов и других видов полезных ископаемых происходит in situ в результате эволюционных преобразований органической составляющей.



Макроглобулярная полимерная структура образца карбонатной породы. Карачаганакское нефтегазоконденсатное месторождение. P_1art. Увеличения в ряду 60–100 тыс. раз.

Коротко о результатах исследований (выполнены совместно с В.А. Кузьминым), на которых основаны вышеприведенные положения. В растровом электронном микроскопе (РЭМ) высокого разрешения Хитачи S-800* было установлено, что карбонатное породообразующее вещество находится в отдельных зонах залежи в различных фазовых состояниях – от коллоидного до кристаллического, но во всех случаях на молекулярном уровне оно имеет для отдельных элементов глобулярные (иногда фибриллярные) надмолекулярные структуры (рисунок). Подобные структуры характерны для органических полимеров и битумов.

Действительно, его полимерная природа, а также возможное состояние в залежи в набухшем коллоидном состоянии, что также было установлено экспериментально, были подтверждены способностью породы набухать в углеводородах (дизельном топливе, гептане и др.) с увеличением объема зерен до 5–10 раз, что также характерно для сшитых в разной степени органических полимеров.

Кроме того, в результате изучения образцов карбонатных пород, имеющих визуально кристаллографическую форму кальцита, в РЭМ высокого разрешения «LEO SUPRA 50 VP» с энергодисперсионным анализатором элементного состава установлено, что эти кристаллы содержат в основном Ca, C и O, и их можно было бы принять за чистый карбонат кальция – $CaCO_3$, в котором содержание углерода равно 12 %. Однако в изучаемых образцах оно составляет 27–32 %, содержа-

ние кислорода превышает теоретические 48 % до 63.55 %, а содержание Са вместо 40 % составляет в некоторых образцах менее 9 %.

Полученные данные свидетельствуют не только о необычном полимерном строении карбонатного породообразующего вещества, которое аналогично строению органических полимеров и битумов, но и о том, что даже в образцах, имеющих кристаллографическую форму кальцита, присутствует органическая составляющая. При этом она вряд ли примешана к минеральной составляющей, поскольку в электронном микроскопе видно, что структура породообразующего полимерного вещества (его минерально-органическая матрица) имеет достаточно упорядоченное строение (см. рисунок). Это дает основание полагать, что минеральная и органическая составляющие в природном полимерном образовании связаны химически. Из этих и других многочисленных данных следует, что карбонатное породообразующее вещество представляет собой не чистый карбонат кальция, что признавалось ранее, как представляется, только в результате его недостаточной изученности. Это вещество устроено много сложнее и является поликомпонентным минерально-органическим полимером (МОП).

Можно также полагать, что упорядоченная минерально-органическая матрица породообразующего рифогенного полимера и ее исходный генерационный потенциал в виде органической составляющей в концентрированном виде изначально формируются в фациях рифовой постройки за счет различных природных механизмов самоорганизации: а) биоминерализации в процессе роста тела (ядра) коралла, а также других живущих в рифовой постройке карбонатфиксирующих организмов на органической матрице (матричный синтез) и б) самоорганизации в бислои (геобиохимические мембраны) дифильных липидных и белковых компонентов в составе гумусово-сапропелевого илового концентрата.

Следовательно, именно стадии седиментогенеза и раннего диагенеза, связанные с живым веществом рифового биогеоценоза, являются определяющими в формирования ресурсного потенциала рифогенных продуктивных толщ. Вместе с тем, эти стадии в силу их особенностей являются весьма сложными и мультидисциплинарными по сути. Во-первых, чрезвычайно сложным является сейчас и мог таковым быть в древности состав рифовых биогеоценозов, а также их очень высокая продуктивность в зависимости от условий внешней среды. Во-вторых, хотя известны и практически сейчас общепризнанны, но весьма сложны и до конца не изучены механизмы – механизмы биоминерализации всех карбонат- и кремнийфиксирующих организмов (в том числе водорослей, бактерий) в составе биогеоценозов. В-третьих, недостаточно изучены с химической точки зрения продукты жизнедеятельности всех организмов, в том числе и многочисленных микроорганизмов, а также продукты, образующиеся после их отмирания, и, соответственно, состав тех химических

концентратов, которые создаются in situ внутри каркасной рифовой постройки, захораниваются и затем цементируются живущими там бактериями-цементаторами. Захоронение пустотных объемов рифа и их дальнейшая цементация возможны и при общепризнанном прогибании дна бассейна, при разгрузке, теми иловыми концентратами, которые формируются и накапливаются в депрессионных фациях в относительно глубоководных восстановительных условиях. Этими же иловыми концентратами захоранивается во времени и сама рифовая постройка и затем литифицируется.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЩЕСТВЕННО СВИНЦОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РИФОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

Н.С. Скрипченко

Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), г. Новочеркасск, e-mail – Tsheglovvi@npi-tu.ru

Стратиформные полиметаллические месторождения в рифовых комплексах характеризуются крупными и иногда, как группа Озарк (США), гигантскими (до 20 млн т Pb) размерами. Отличительная геохимическая особенность некоторых их них состоит в смещении отношения Pb : Zn в сторону свинца, вплоть до полного вытеснения цинка. Наиболее вероятной первопричиной смещения, согласно работам [1, 2], является устойчивость комплексов типа $PbCl_4^{2-}$, $PbCl_3^-$ на сероводородных барьерах, где из рассолов накапливается сфалерит. В целом обстановки избирательного накопления свинца возникают в связи с термально-рассольной активностью исходно эвапоритной природы. Автором они диагностировались на основе структурно-генетических и динамических моделей девонского месторождения Ушкатын (Центральный Казахстан) и современного рудогенеза в Челекенской нефтегазо-рассольной системе [3].

На Ушкатыне масштабно главный этап галенитового рудоотложения совпадает со стадией диагенеза той ритмопластины рифа, которая находится в данный момент в обстановке низкотемпературного окисления органического вещества и связанного с этим развития каналов растворения (строматактис). Началом отложения галенита является момент погружения будущего рудоносного ритма рифа ниже уровня литоральной активности моря. В дальнейшем строматактисы пропускают только восходящие металлоносные термальные потоки до погружения рудно-активного интервала в зону катагенеза. С этого времени, когда строматактисы уже непроницаемы, господствующей минерализацией в рифе является трещинно-жильная карбонатная. Цементация каналов растворения во внерудной и рудоносной части рифа протекает различно. Во внерудной части каналы вы-

полняются внутренним осадком, инкрустационными корками и блоковыми выделениями кальцита и доломита. В рудоносных участках ниже уровня литоральной циркуляции на стенках каналов интенсивно отлагается галенит. Но механизм отложения не инкрустационный, а метасоматический. При этом обрамляющие метакаймы галенита, утолщаясь, центробежно смещаются в микритовый массив рифа. Из-за этого увеличивается площадь поперечного сечения открытой осевой части рудоносных каналов. Вследствие нарастания массы галенита и выноса кальцитового микрита внутри рудоносных ритмов рифа происходит обрушение «галенитовых» циклитов и в итоге образование стратиформных жилообразных тел брекчии микрита, сцементированной массивным галенитом. Описанный процесс предшествует катагеническому кальцитовому рудностерильному жилообразованию.

Скольжение вверх по разрезу погружающегося рифа волны заполнения строматактисовых каналов галенитом, карбонатом и баритом в диагенетическую стадию наиболее логично объясняется подъемом границы декомпрессионно-компрессионного состояния в растущем рифе на переходе даигенез-катагенез. Обстановка рудогенеза данного типа комплиментарна механизму дросселирования, обуславливающего распад хлоридных комплексов свинца и его интенсивное осаждение в термально-рассольных системах при резком снижении давления.

Современными прототипами таких систем являются Челекенская, Солтон-Си и др. Общая соленость рассолов составляет около 260 г/л, что в 7.25 раза выше солености морской воды. Однако кларки концентрации ($K_к$) цветных металлов резко превышают это отношение. Так, в системе Челекен для Pb $K_к$ равен 870, для Zn – 760 и для Cu – 200. Высокие значения КК являются признаком абсорбционной природы обогащения рассолов цветными металлами из боковых пород при глубинной циркуляции. Рассол становится металлоносным не в стадию первичной генерации в подсолевой обстановке, а на пути его перемещения в область разгрузки.

Функциональной моделью рудоотложения в области разгрузки терморассольной системы может служить наиболее детально изученная Челекенская система [1, 2]. Эффективным водоводом здесь является верхний горизонт красноцветной нефте-газо-продуктивной свиты, характеризующейся высокой проницаемостью от 0.20 до 1.1 дарси и пористостью около 33 %. Гидродинамическая интенсивность восходящего потока рассолов с соленостью около 250 г/л и температурой на глубине 1.5 км около 100°С следующая. Дебит отдельной скважины диаметром 76 мм, вскрывающей рассолоносный горизонт, мощностью около 40 м на глубине 1400 м составлял в течение 1.5 лет эксплуатации самоизливанием 450 м³ в сутки. Это свидетельствует о высоком внутрипластовом давлении тяжелых рассолов, а также о том, что запитывание высокопроницаемых песчаных водоводов происхо-

дит из термально-рассольного источника, находящегося на глубинах около 10 км и более в зоне апшерон-красноводской сутуры. Но переход в состояние, когда из рассолов осаждаются рудные минералы, начинается, судя по наблюдениям в скважинах, с глубины около 1.5 км. На этой глубине отмечено зарастание перфорации скважин самородным свинцом (накопление Pb до 7.5 т за три года в секции скважины около 50 м диаметром 76 мм). Механизмом осаждения является распад комплекса $PbCl_4^{2-}$ в зоне околоскважинной декомпрессии. Характерным примером естественного декомпрессионного влияния являются отмеченные Л.М. Лебедевым и И.Б. Никитиной [2] кратковременные всплески высоких концентраций свинца в рассолах в период высокобальных землетрясений. Факты корреляции сейсмической активности и колебаний содержания цветных металлов в рассолах позволяют рассматривать сейсмическую близповерхностную активность как ведущий фактор образования рудных тел и гидрохимических аномалий. Именно при землетрясениях в разломных блоках водоводов происходит многократное повторение дросселирующих инверсий «компрессия-декомпрессия» и адиабатическая вариация температуры рассола.

Обобщенная рудогенетическая модель Челекенского типа, на примере накопления самородного свинца и высококонцентрированных гидрохимических аномалий, носит циклический характер. Волновое чередование циклов декомпрессия-компрессия обусловлено тектонической активностью. Данная периодичность согласуется с последовательным чередованием стадий осаждения и растворения свинца. Вследствие этого возникает инверсия «рудное тело–гидрогеохимическая аномалия».

Механизм сейсмогенного дросселирования как фактор образования высококонцентрированных аномалий функционирует, соподчиненно с циклами сейсмического встряхивания разломов, обусловливающего чередование их закрытого и открытого состояния для подъема рассолов. Полуцикл открытого состояния сопровождается осаждением минеральных форм свинца в системах трещиноватости. Полуцикл закрытого состояния характеризуется растворением значительной части свинцового осадка в виде хлоридных комплексов и образованием в зонах разломов гидрохимических аномалий. В рифовых комплексах интенсивное отложение свинцового оруденения происходит в связи с декомпрессией при достижении восходящим гидротермальным потоком горизонтов с открытыми каналами растворения.

Литература

1. *Лебедев Л.М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 260 с.
2. *Лебедев Л.М., Никитина М.Б.* Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.
3. *Скрипченко Н.С.* Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 208 с.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ДЕЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ НЕОКОМА ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ

А.Б. Сметанин, В.Г. Щергин, Е.А. Щергина

ЗАО «Недра-Консалт», г. Тюмень, e-mail – nedra@ttknet.ru

Исследования в области теории циклической седиментации имеют продолжительную историю, соответственно представлены весьма многочисленными публикациями методического и практического плана. Аналитический обзор этих исследований достаточно полно проведен в работе Л.Н. Ботвинкиной и В.П. Алексеева [1]. Изучение цикличности как метода исследования геологического строения нами выполнено на конкретном объекте – терригенной толще отложений нижней части неокома Тевлинско-Русскинского месторождения с целью расчленения и корреляции разрезов скважин и последующего создания модели строения нефтесодержащих резервуаров.

Тевлинско-Русскинское месторождение располагается на северо-востоке Сургутского свода центральной части Западно-Сибирской платформы. Основными нефтесодержащими объектами месторождения являются горизонты $БС_{10}$, $БС_{11}$ и $БС_{12}$ в разрезе сортымской свиты берриас-валанжинского возраста.

Стратиграфическое расчленение разреза и корреляция продуктивной толщи неокома выполнено по материалам 2200 скважин. Методической основой корреляции принято представление о цикличности формирования литолого-стратиграфических комплексов. Основным свойством цикличности, как известно, является чередование трансгрессивного и регрессивного режимов осадконакопления.

С этих позиций в разрезах пробуренных скважин выделены пласты тонкоотмученных глин, которые характеризуют максимумы этапов трансгрессий. Всего в разрезе сортымской свиты на площади месторождения выделено 8 пластов тонкоотмученных глин, которые имеют толщину от 2 м до 10 м. Каждый из выделенных пластов имеет своеобразную характеристику по ГИС, соответственно и литологию, залегает в определенной последовательности по отношению к другим пластам. Эти свойства пластов, которые позволяют определять их как реперы или маркирующие горизонты, при высокой степени изученности эксплуатационным бурением позволили надежно проследить их распространение по площади и соответственно определить морфологическое строение комплексов вмещающих отложений.

Верхний репер выделен в нижней части сармановской пачки над пластом $БС_8$ и характеризуется покровным распространением по площади месторождения и за его пределами, т.е. имеет ранг регионального. Исследование поверхности его залегания показало конформность,

при тенденции выполаживания, структурному плану кровли баженовской свиты позднеюрского возраста, являющейся региональным маркирующим горизонтом в Западной Сибири.

Второй репер располагается над основным нефтесодержащим объектом месторождения горизонтом $БС_{10}^{2-3}$. Из анализа мощностей следует, что интервал разреза над горизонтом $БС_{10}^{2-3}$ до кровли сармановских глин характеризуется конформным залеганием составляющих его пластов. Формирование отложений в этой части, по-видимому, происходило в прибрежно-морской обстановке, в условиях равномерного устойчивого прогибания дна бассейна и компенсированного заполнения осадками.

Третий и четвертый реперы прослеживаются в кровле песчано-алевритовых горизонтов $БС_{11}$ и $БС_{12}$, соответственно. Нижезалегающие по разрезу пласты тонкоотмученных глин контролируют комплекс пластов ачимовской толщи в нижней части сортымской свиты.

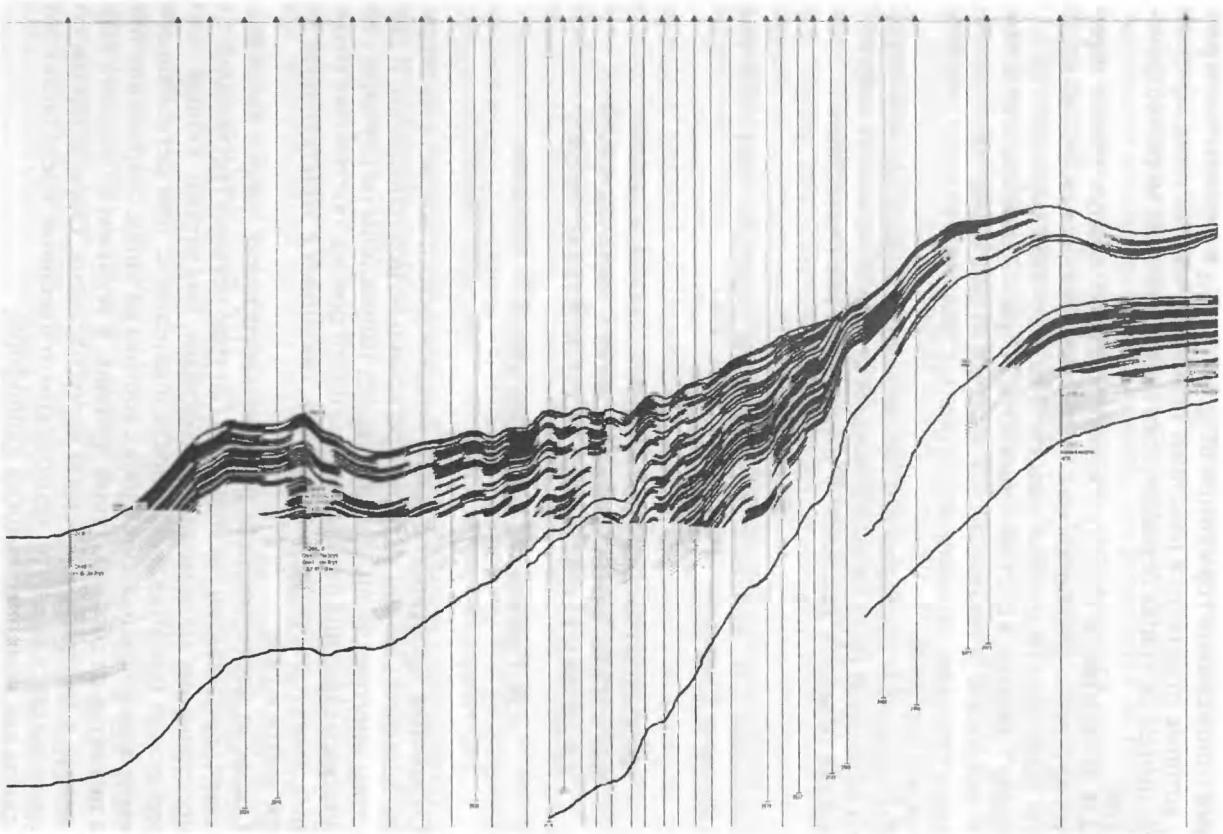
Таким образом, комплекс отложений основных продуктивных пластов месторождения в составе горизонтов $БС_{10}^{2-3}$, $БС_{11}$, $БС_{12}$, имеет ярко выраженные литологические границы, связанные с пластами тонкоотмученных глин, выделяемых нами как реперы 2-5. Каждый из комплексов представляет собой регрессивный циклит, завершающийся резко наступающей трансгрессией следующего этапа траснгрессивно-регрессивного циклита.

Тонкоотмученные глины как границы циклитов определяются еще по одной причине, они являются покрышками залежей нефти нижезалегающих песчаных пластов в составе горизонтов $БС_{10}$, $БС_{11}$, $БС_{12}$, а также ачимовской толщи. При этом коллекторы в составе того или иного циклита содержат единую нефтяную залежь со свойственным ей уровнем водонефтяного контакта.

Анализ мощностей циклитов показывает, что они характеризуются клиноформным строением и в верхней регрессивной части вероятнее всего сформированы осадками дельтового комплекса.

Так, наиболее крупный нефтесодержащий объект горизонт $БС_{10}^{2-3}$ (рисунок) в восточной части площади имеет толщину 10-20 м и представлен глинисто-алевритовыми породами, сформировавшимися на подводной равнине. Основной объем осадков, преимущественно песчано-алевритовых по составу, накопился на склоне и его подножии, при этом общая толщина достигает 250 м, что говорит о лавинной седиментации. В плане песчаники горизонта имеют полосовидное распространение в меридиональном направлении.

Горизонты $БС_{11}$ и $БС_{12}$, выделенные в составе клиноциклитов между 3 и 4 реперами и 4 и 5 реперами, соответственно, развиты восточнее песчаной зоны развития верхнего циклита. Накопление песчаных осадков в этих горизонтах происходило вдоль палеоуступов или кромки шельфа. В плане песчаники также имеют субмеридиональное распространение, ограничиваются выклиниванием горизонта на востоке и глинизацией разреза на западе, вдоль палеосклона.



Схематический геологический разрез Тевлинско-Русскинского месторождения.

Таким образом, в составе основной нефтесодержащей толщи выделены 3 крупных циклита регрессивного строения с песчано-алевритовыми отложениями горизонтов $БС_{10}$, $БС_{11}$, $БС_{12}$ в верхней части разреза, которые отделяются пластами тонкоотмученных глин, сформировавшимися на этапах периодически повторявшихся морских трансгрессий.

Для детализации геологического строения продуктивных горизонтов на основе принципов цикличности в составе каждого из горизонтов выделены отдельные пласты. Так, в составе горизонта $БС_{10}^{2-3}$ выделено 7 пластов, в составе горизонтов $БС_{11}$ и $БС_{12}$ выделено по 2 пласта. В результате установлено, что каждый из них также имеет клиноформное строение, но меньшее по рангу, с индивидуальным развитием зон коллекторов.

Выполненные исследования цикличности явились основой разработки детальной геологической модели строения основных нефтесодержащих объектов Тевлинско-Русскинского месторождения.

Литература

1. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловк: Изд-во УрГУ, 1991. 336 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИКЛИЧНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ ПЛАСТА $ЮВ_1$[1]

А.Б. Сметанин, Е.А. Щергина, В.Г. Щергин

ЗАО «Недра-Консалт», г. Тюмень, e-mail – nedra@ttknet.ru

Отложения васюганской свиты позднеюрского возраста на территории Западной Сибири являются регионально нефтеносными. В связи с этим многочисленные исследования направлены на изучение геологического строения отложений для целей поиска, постановки разведочных задач и для решения вопросов, связанных с эксплуатацией залежей нефти и газа.

Согласно исследованиям регионального плана, разрез васюганской свиты представлен несколькими (до трех-четырех) регионального распространения мелководно-шельфовыми циклитами. Общей закономерностью представляется последовательное, при региональном седиментационном наклоне слоев с востока на запад, сокращение толщин циклитов от нижних, более древних, к верхним до полного выклинивания в центральной осевой части бассейна. Определенным образом проводятся аналогии неокомским отложениям, представляя разрез свиты как комплекс пологих клиноформ.

В детализационных работах с целью создания седиментационных моделей конкретных залежей исследования ведутся по двум основ-

ным направлениям – на создание слоистых, более дробных моделей продуктивных пластов и на разработку литолого-фациальных моделей, главным образом с использованием электрометрических характеристик разреза пласта в скважинах.

Корректное решение задач по изучению геологического строения, в частности верхнеюрских отложений, без разделения на региональные и детальные работы, на наш взгляд, определяется применяемой методологией исследования и объемом выполненных наблюдений.

Нередко под определением некоторых работ как «региональные исследования» можно подразумевать, что работы выполнены по ограниченной выборке геологических материалов (скважинных исследований).

В отношении методологии можно отметить различие принципов в обосновании границ объекта исследований, в частности пластов в составе васюганской свиты. С этим, к примеру, связаны различия индексации пластов смежных месторождений и даже одного и того же объекта в разных исследованиях. В области создания седиментационных моделей продуктивных пластов, как правило, не сопоставимыми оказываются результаты фациальных исследований и детализации разреза пласта на слои.

В соответствии с этими представлениями нами начаты работы по изучению строения отложений васюганской свиты с территории северо-западной части Нижневартовского свода. В определенной мере работы являются региональными и детальными, так как проведены по обширной территории общей площадью 4 тыс. км^2, включающей Кечимовское, Ключевое, Нивагальское, Покачёвское, Нонг-Еганское, Северо-Покачёвское, Южно-Покачёвское месторождения, на которых верхнеюрские отложения изучены по материалам 950 разведочных и эксплуатационных скважин.

Задача исследований первого этапа определена в выполнении полного расчленения разреза васюганской свиты на территории этого района и создание единой схемы индексации пластов.

Нефтегазоносность отложений васюганской свиты практически на всех месторождениях района и смежных территорий связана с верхней трансгрессивной частью разреза. Продуктивные песчаники, залегающие под глинами георгиевской и (или) баженовской свит, выделяются в отдельный пласт $ЮВ_1^1$, на некоторых месторождениях определяются связанными с пластами $ЮВ_1^1$-$ЮВ_1^2$. В связи с тем, что отложения свиты перекрываются региональными маркирующими горизонтами, кровля продуктивного пласта определяется всеми исследователями однозначно. Положение границы подошвы пласта, как правило, обосновывается или по принципу конформности залегания кровле, или по нижнему коллектору, или с учетом общих изменений толщин объектов в составе свиты. Наиболее распространены определения границ в первых двух вариантах, которые как раз и приводят к несоответствиям выделения продуктивных пластов на разных месторождениях.

Для расчленения разреза свиты и последующей корреляции объектов по материалам скважин, нами как принцип принято известное положение, что любая осадочная толща формируется согласно законам цикличности. Таким образом, основными объектами в составе свиты приняты циклиты (литоциклы), т.е. участки разреза трансгрессивно-регрессивного этапов формирования. Следующим принципом для расчленения и корреляции разрезов скважин принято условие сохранения набора циклитов в их последовательной смене по разрезу.

При сопоставлении разрезов васюганской свиты в скважинах в качестве региональных реперов приняты известные баженовские битуминозные глины, глауконитовые глины георгиевской свиты, перекрывающие образования свиты, и базальные тонкоотмученные глины на границе с континентальными осадками тюменской свиты. В составе отложений собственно васюганской свиты были выделены и прослежены три тонких пропластка тонкоотмученных глин, Эти глины, проиндексированные нами как $Ю_1$-$Р_1$, $Ю_1$-$Р_2$ и $Ю_1$-$Р_3$, залегают над глинисто-алевритовыми по составу участками разреза, т.е. характеризуют смену циклов морской регрессии. Всего на рассматриваемой территории выделено 4 циклита. С верхним циклитом связаны пласты $ЮВ_1^{1-2}$, со вторым от кровли свиты циклитом связан пласт $ЮВ_1^3$. Два нижних циклита не содержат проницаемых коллекторов на рассматриваемой территории, поэтому индексация пластов в их интервале нами не приводится.

Дальнейшие исследования связаны с изучением закономерностей площадного развития отложений. Установлено, что формирование комплекса отложений от $ЮВ_1^2$ до подошвы базальных глин васюганской свиты происходило в достаточно стабильной обстановке в условиях смены циклов морской регрессии. В целом на площади месторождений эта часть разреза характеризуется выдержанной толщиной, которая изменяется от 51 м до 72 м, а в среднем составляет 60 м. При этом отдельно по интервалам циклитов наблюдается разнонаправленный характер изменения толщин. Так, общая толщина нижнего циклита характеризуется закономерным сокращением от 20 м до 2 м в западном направлении, а два верхних циклита сокращаются по толщине в северном направлении от 18 м до 43 м. Наибольшие изменения общих толщин от 26 м до 60 м отмечаются по комплексу верхних пластов $Ю_1^{1-2}$, с которыми связаны формирования отдельных палеоподнятий.

Наблюдаемые изменения общих толщин по интервалам разреза, конечно же, отражают различную динамику и направленность тектонических процессов в периоды формирования отдельных циклитов.

Наибольшие изменения условий осадконакопления, несомненно, происходили в период формирования отложений продуктивного пласта $ЮВ_1^1$. Предполагается, что территория в период накопления пласта $ЮВ_1^1$ испытывала наибольшую тектоническую активность, чем соответственно обусловлено многообразие фациальных обстановок. Соответственно этому, на площади территории наблюдается существенная дифференциация в распределении песчаного материала. Исследо-

вания, в частности, показали, что доля песчаного материала продуктивного пласта $ЮВ_1^1$ напрямую соотносится с толщиной как самого пласта, так и в целом отложений васюганской свиты.

Таким образом, по результатам проведенных исследований разработана единая схема сопоставления разрезов скважин всего интервала васюганской свиты для обширной территории Нижневартовского свода. Выявлены закономерности в характере тектонических процессов, определявших формирование циклитов в васюганской свите. Определены общие условия дифференциации распределения песчаного материала продуктивного пласта $ЮВ_1^1$.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ НА МИКРОКОНТИНЕНТАХ ТАРИМСКОГО ТИПА: МАЛЫЙ КАРАТАУ, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

Ю.К. Советов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – SovetovYK@ipgg.nsc ru

Геологическое строение хр. Малый Каратау и Талассо-Каратауской структурно-формационной зоны Северного Тянь-Шаня хорошо изучено [1–4] и в период 1980–2005 гг. главное внимание исследователей было направлено на создание моделей осадочных систем и бассейнов докембрийского и раннепалеозойского тектонических этажей. Стратиграфическая основа истории геологического развития этого региона казалась незыблемой и требовала лишь уточнения и детализации. В 2006 г. автором была получена новая геохронологическая дата 779 ± 17 млн лет по циркону для туфовых отложений курганской свиты малокаройской серии, что кардинально меняет представление о геологической истории и эволюции осадочных бассейнов Талассо-Каратауской зоны и прилегающих областей Тянь-Шаня. Эта дата была получена в ЦИИ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре SHRIMP-II по 10 хорошо ограненным прозрачным кристаллам циркона из пепловых туфов в средней части курганской свиты.

Малокаройская серия по косвенным данным и по ассоциации вмещающих строматолитов длительное время относилась к венду [2, 3] и объединялась с нижележащей коксуйской серией в комплекс байкальских моласс. Параллельное налегание вышележащей кыршабактинской свиты, в которой были найдены поздневендский (немакит-далдынский) комплекс скелетной микрофауны [4], усиливал представление о геологически непрерывной «вендской» последовательности отложений. Датирование туфов показывает не только то, что в данном регионе вендские отложения (s.s.) отсутствуют, но и то, что геологическая история Малого Каратау и подобных террейнов резко отличается от

истории развития Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Переинтерпретация фактов позволяет представить новую модель развития Талассо-Каратауской зоны.

Наиболее резкая литологическая и стратиграфическая граница отделяет поздневендско-кембро-ордовикскую тамдинскую серию, сложенную преимущественно карбонатными отложениями и выполняющую роль платформенного чехла, от докембрийских большекаройской, джанытасской, коксуйской и малокаройской серий складчатого фундамента. Угловое несогласие отчетливо выражено между базальными отложениями кыршабактинской свиты тамдинской серии и большекаройским флишем, строматолитовыми известняками тогузбайской и шошкабулакской свит джанытасской серии, но оно отсутствует на границе кыршабактинских брекчий и диамиктитов с туфами курганской свиты. Резкость этой границе подчеркивается размывом и переотложением обломков туфов в базальную часть кыршабактинской свиты [2] и ее стратиграфических аналогов – конгломераты кумыштагской и диамиктиты конуртобинской свит в Таласском хребте и апокурганской корой выветривания в Малом Каратау [3]. Аналогичное стратиграфическое и структурное положение занимает ушбасская свита валунных конгломератов с массой обломков большекаройских и джанытасских пород. Малокаройская серия (около 1000 м) подразделяется на актугайскую, чичканскую и курганскую свиты и отделяется от подстилающей коксуйской серии аллювиально-дельтовых и шельфовых отложений по резкому изменению петрографического состава песчаников и появлению, сначала примеси вулканогенного материала в чичканской свите, а затем превалирующих туфов над терригенными отложениями в курганской свите. Малокаройская серия залегает структурно согласно на коксуйской серии, но в Таласском хребте коксуйской серии нет, а на палеоподнятиях нет и ее стратиграфических аналогов, что обосновывает в этом районе глубокую эрозию в предмалокаройское время. Параллельное налегание актугайских прибрежно-баровых аркозовых песчаников на аллювиально-дельтовую ассоциацию коксуйской серии не сглаживает факт резкой смены седиментационных систем с одновременным резким изменением области сноса. Эта новая область сноса с внутрикратонным по составу кластическим материалом существовала во время формирования всей малокаройской серии.

Появление геодинамических типов осадочных бассейнов и их эволюция определялась взаимодействием двух микроконтинентов – Сыр-Дарьинского (Таримского) и Муюнкумского (Центрально-Казахстанского). Выделяются 6 геодинамических этапов: 1) ранненеопротерозойский, связан с распадом суперконтинента и образованием пассивных окраин – с терригенным осадконакоплением на шельфе и континентальном склоне Сыр-Дарьинского микроконтинента и карбонатной платформой на краю Муюнкумского микроконтинента; 2) среднеопротерозойский – начала конвергенции микроконтинентов и образования зоны субдукции под Сыр-Дарьинский микроконтинент, обра-

зования остаточных бассейнов с турбидитами грауваккового, карбонатного и гибридного типов; 3) средненеопротерозойский – финальной стадии конвергенции с образованием передового прогиба с континентальной молассой (коксуйская серия); 4) средненеопротерозойский (800–750 млн лет) коллапса орогенов, рифтинга, подъема блоков фундамента Муюнкумского микроконтинента, формированием аркозов, окремненных строматолитовых построек за счет действия подводных гидротерм, туфовой толщи трахи-липаритового состава с приносом пепла из стратовулканов Сыр-Дарьинскогго микроконтинента; 5) поздненеопротерозойский (позднерифейско-вендский) высокого стояния микроконтинентов, перерыва в осадконакоплении, денудации; 6) поздневендский-кембрийский – оледенения эпох Гаскье (?) и Байконур, а затем формирования карбонатных платформ при устойчивом погружении микроконтинентов. История кембрийского осадконакопления сходна в Малом Каратау, Таримском массиве, Тувино-Монгольском массиве и, вероятно, объединяла события крупного осадочного бассейна на краю единого континента. Этот континент вместе с осадочными комплексами не участвовал в вендской (байкальской, кадомской) амальгамации континентов и распался в результате поздних дивергентных событий каледонского геодинамического цикла.

Исследования поддержаны Интеграционной программой СО РАН–ОНЗ РАН 10.1 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» и частично Программой Президиума РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы».

Литература

1. *Алексеев Д.В.* Складчатые надвиги в Малом Каратау (Южный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1997. Т. 353. № 2. С. 220–222.
2. *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
3. *Максумова Р.А.* Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 150 с.
4. *Миссаржевский В.В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 238 с.

ФОРМИРОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД УРАЛА

Е.И Сорока, Е.Н. Волчек

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – soroka@igg.uran.ru

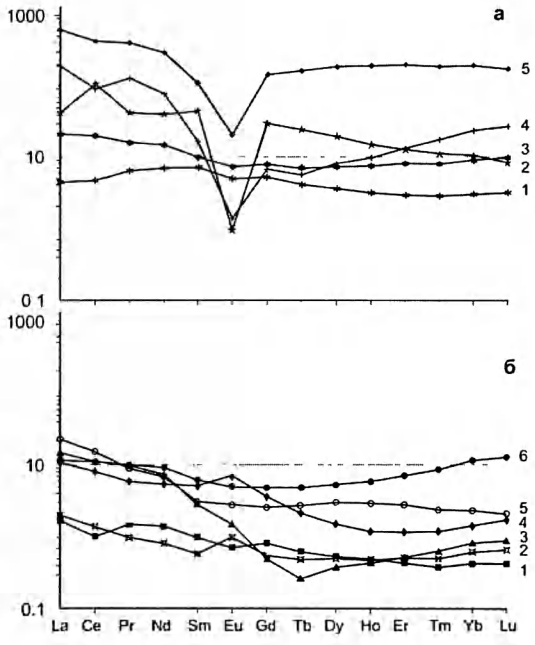
Высокоглиноземистые породы встречаются во многих рудных районах Урала и при определённых условиях могут представлять практи-

ческий интерес как руда на глинозем, алюминий и его сплавы. Высокоглиноземистые пирофиллитовые породы колчеданных месторождений Южного Урала обычно рассматриваются как крайние члены ряда кислотного выщелачивания по кислым магматическим породам, образованные в процессе гидротермальной поствулканической деятельности [1]. Они представлены как массивными, так и сланцеватыми разностями и почти всегда в разных соотношениях состоят из кварца, пирофиллита, диаспора, кианита, каолинита, серицита, хлоритоида, хлорита, карбонатов. Рудные почти всегда присутствуют в виде гематита, магнетита, сульфидов. Среди акцессориев встречаются рутил, турмалин, апатит. Для тектонических зон характерно присутствие будин и галькоподобных тектонических образований. В некоторых случаях подобные образования обогащены диаспором.

На колчеданном месторождении Куль-Юрт-Тау в Баймакском рудном районе Башкирии встречаются диаспор-серицит-пирофиллитовые сланцы с будинами пирофиллит-диаспоровых пород [8]. Высокоглиноземистые породы с диаспором встречаются также в южной части Гайского медно-колчеданного месторождения (Оренбургская область, Южный Урал), карьер № 3 [10].

Ранее нами изучались высокоглиноземистых породы с Приполярного Урала (хр. Малдынырд), генезис которых до сих пор остается спорным. По представлениям ряда исследователей [6], все высокоглиноземистые породы, известные здесь, входят в состав алькесвожской толщи кембрия-нижнего ордовика и рассматриваются как переотложенные и метаморфизованные древние коры выветривания, образованные по субстрату кислых или основных вулканитов. Проявления высокоглиноземистых пород хр. Малдынырд, как правило, приурочены к зонам разломов, где в некоторых случаях на контакте кварц-пирофиллитовых и кварц-серицитовых пород прослеживается метасоматическая зональность. Поэтому некоторые породы кварц-серицит-пирофиллитового состава мы относим к метасоматитам кварц-серицитовой формации, широко представленной в изучаемом районе. Субстратом их могли быть кислые вулканиты. Здесь же, в зонах разломов встречаются высокоглиноземистые диаспоритовые образования, часто напоминающие гальки, субстрат которых, скорее всего, является изначально глиноземистым, а сами «гальки» имеют более позднее тектоническое происхождение. При помощи рентгенофазового анализа было установлено, что в них присутствует и бемит [9], который, как известно, относится к типичным минералам бокситов. Нужно отметить, что бемит был обнаружен также и в некоторых образцах с колчеданных месторождений Куль-Юрт-Тау и Гайское [9].

Совместно с сотрудниками кафедры литологии Казанского госуниверситета была проведена работа, основанная на анализе спектров ЭПР исследуемых высокоглиноземистых пород, в результате которой углеродные радикалы были установлены почти во всех изученных образцах как с Приполярного, так и с Южного Урала [9]. Это свиде-



Вариации состава РЗЭ в некоторых высокоглиноземистых породах Урала (содержание нормировано по хондриту).

а – высокоглиноземистые породы хр. Малдынырд Приполярного Урала. 1 – кварц-серицит-хлоритоидная порода, уч. Каньонный, северо-восточный склон хр. Малдынырд; 2 – пирофиллит-диаспоровая порода, уч. Сводовый, южная оконечность хр. Малдынырд; 3 – диаспоритовая «галька», руч. Алькесвож; 4 – кварц-пирофиллит-мусковитовый сланец, кар Грубепендиты; 4 – пирофиллитовый сланец, руч. Алькесвож.

б – высокоглиноземистые породы колчеданных месторождений Южного Урала. 1 – пирофиллитовый сланец с диаспором (к-1-9), Куль-Юрт-Тау; 2 – пирофиллитовая пород (2064-2), Куль-Юрт-Тау; 3 – пирофиллитовая порода (3932/43), Куль-Юрт-Тау; 4 – пирофиллитовый сланец, Гайское месторождение; 5 – кварц-пирофиллитовая порода, Гайское месторождение; 6 – пирофиллитовый сланец, Гайское месторождение.

тельствуют о том, что они содержат рассеянное органическое вещество, характерное для морских осадочных образований [5].

Для характеристики осадочных комплексов применяют и РЗЭ. Нами изучалось поведение лантаноидов в этих породах. Считается, что процессы постседиментационного преобразования не оказывают существенного влияния на их распределение. Нужно отметить, что для высокоглиноземистых образований Приполярного Урала характерно достаточно высокое содержание РЗЭ (рисунок, а). Наиболее высокие концентрации локально отмечаются в тектонических зонах разломов хребта Малдынырд. По данным [4], в диаспоритовых породах разломной зоны на руч. Алькесвож содержание La – 201.07, Ce – 199.65, Eu – 0.98 г/т. По нашим данным, содержание в них La – 205.38, Ce – 366.90, Eu 0.56- 1.59 г/т (анализ выполнен в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS). Содержания Ga –122, V – 136, Mn – 250, Ti – 2979 г/т. Минералами-концентраторами РЗЭ в высокоглиноземистых породах хр. Малдынырд является прежде всего алланит. Он встречается здесь практически повсеместно и является одним из главных минералов-концентраторов РЗЭ в риолитах Малдинской риолитовой субинтрузии. В некоторых изученных породах спектры распределения РЗЭ подобны спектрам в риолитах (рисунок, а, спектры 2, 4, 5), что отмечено в работе [4]. В этих

глиноземистых породах концентраторами РЗЭ являются также флоренсит, ксенотим, монацит, которые часто встречаются в более поздних прожилках пирофиллита и в самой серицит-хлоритоид-пирофиллитовой матрице.

Но не во всех изученных образцах с хр. Малдынырд отмечаются высокие содержания РЗЭ. Например, содержания РЗЭ во внутренней части диаспоритовой гальки из разломной зоны руч. Алькесвож – практически фоновые (рисунок, а, спектр 3). Также низкими содержаниями РЗЭ отличаются серицит-хлоритоидные породы руч. Каньонный, северо-восточной части хр.Малдынырд (рисунок, а, спектр 1). Они находятся практически на уровне содержаний РЗЭ в южноуральских образцах высокоглиноземистых пород (рисунок, б) (анализ выполнен в ИГГ УрО РАН методом ICP-MS). По уровню содержания и распределения РЗЭ образцы с южноуральских колчеданных месторождений похожи на песчаники восточной провинции Зилаирского синклинория, данные по которым приведены в работе [2]. В некоторых образцах с Южного Урала (в частности обр. К-9-1, Куль-Юрт-Тау, спектр 1) при помощи рентгеновского микроанализатора (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, оператор В.Н. Филиппов) были установлены и минералы-концентраторы РЗЭ: циркон, ксенотим, рутил.

Приведенные результаты позволяют предположить первично осадочное происхождении изучаемых высокоглиноземистых пород. По мнению некоторых исследователей [3], подобные породы могли формироваться гидротермально-осадочным путем при разгрузке кислых термальных вод на дне водоемов. Взвеси гидроксидов Al могут аккумулироваться глинистыми осадками и скапливаться в понижениях морского дна [3]. Флюиды некоторых современных подводных гидротермальных полей имеют $T = 300–400°C$ и $pH \sim 3$ [7]. Их состав характеризуется высоким содержанием металлов, прежде всего Fe, Cu, Co и Zn, но присутствуют и РЗЭ, и Al. Почти все они выпадают во взвесь над источником и участвуют в формировании местного гидротермально-осадочного материала. По оценкам [7], значительная часть материала уносится придонными течениями за пределы гидротермальных полей. Место его выпадения в осадок определяется как направлением придонных течений, так и наличием геохимических барьеров. Нужно отметить, что обогащенные глиноземом осадки, в которых был установлен бемит, были обнаружены в некоторых придонных отложениях гидротермальных полей Срединно-Тихоокеанского хребта [11].

Различия в минеральном составе изучаемых нами высокоглиноземистых пород и содержании РЗЭ может свидетельствовать о последующей различной степени их дальнейшей тектонической и гидротермальной проработки.

Литература

1. *Зайков В.В., Кораблев Г.Г., Удачин В.Н.* Пирофиллитовое сырье палеовулканических областей. М.: Наука, 1989. 127 с.

2. *Мизенс Г.А., Кузнецова Е.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Редкоземельные элементы в девонских осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях Южного Урала // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 3. С. 382–387.
3. *Михайлов Б.М.* Классификация глиноземных пород // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 14–24.
4. *Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В. и др.* Распределение и формы нахождения редкоземельных элементов на Au-Pd-REE рудопроявлениях Чудное и Нестеровское (хребет Малдынырд, Приполярный Урал) // Геохимия. 2005. № 11. С. 1175–1195.
5. *Муравьев Ф.А., Винокуров В..М., Галеев А.А. и др.* Парамагнетизм и природа рассеянного органического вещества в пермских отложениях Татарстана // Георесурсы. 2006. № 2 (19). С. 40–45.
6. *Озеров В.С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
7. *Русаков В.Ю.* Сравнительный анализ минерального и химического состава дымов «черных курильщиков» гидротермальных полей ТАГ и Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. 2007. № 7. С. 766–785.
8. *Синяковская И.В.* Петрографические особенности пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау // Геология, минералогия и технология пирофиллитового сырья. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 80–86.
9. *Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А., Гуляева Т.Я.* Эпр-свойства органической составляющей некоторых высокоглиноземистых пород Урала // Литосфера. 2007. № 4. С. 125–128.
10. *Удачин В.Н.* Пирофиллитсодержащие метасоматиты Гайского медно-колчеданного месторождения (геология, минералогия, технология). Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 59 с.
11. *Howard K.J., Fisk M.R.* Hydrothermal alumina-rich clays and boehmite on the Gorda Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 2269–2270.

ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДОЛОМИТОВОЙ БРЕКЧИИ В ОСНОВАНИИ РАЗРЕЗА ЗОЛОТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АМФИТЕАТР (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е.И. Сорока[1], Л.В. Леонова[1], А.А. Галеев[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – soroka@igg.uran.ru
[2]Казанский государственный университет, г. Казань

Разрез золотоносных отложений рудопроявления Амфитеатр представлен переслаивающимися измененными гравелитами, алевропесчаниками и алевросланцами в обнажении на левобережье р. Пеленгичей (правый приток р. Балбанью, левого притока р. Кожим), залегающими на брекчии мраморизованных известняков, которые относятся к мороинской свите верхнего рифея [3]. Золотоносные породы разреза (мощность около 40 м) перекрываются кварцито-песчаниками обеизской свиты нижнего ордовика (мощность около 250 м) [5].

Мраморизованный известняк ниже зоны брекчирования представляет мелкозернистую породу, сложенную зернами доломита и, в не-

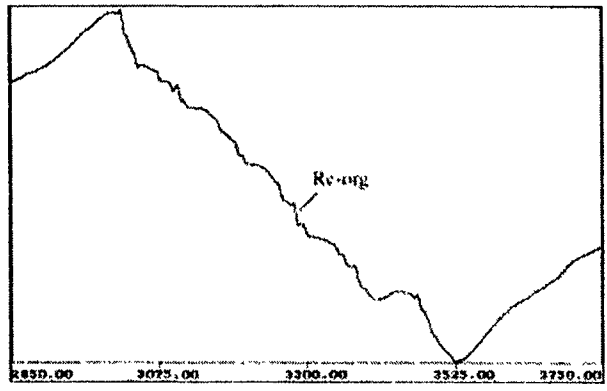
значительном количестве, кварца. Присутствует также кальцит с полисинтетическими двойниками деформации, преимущественно, по двум направлениям.

В зоне брекчии присутствуют обломки доломитизированных известняков, в которых были обнаружены спикулы губок плохой сохранности (определения В.В. Черных), а также обломки кварцито-песчаников. Цемент брекчий полностью перекристаллизован. В нем представлены следующие ассоциации минералов: кварц-хлорит-биотит-кальцит и кварц-хлорит-серицит-кальцит (доломит). Акцессорные минералы представлены сфеном, рутилом, турмалином. Обращает внимание присутствие достаточно большого количества новообразованного апатита. Рассеянная рудная минерализация представлена магнетитом (частично гематитизированным), гематитом и пиритом. Иногда магнетит образует стяжения, центральная часть которых сложена кальцитом. В цементе брекчий в шлифах обнаружены перекристаллизованные остатки раковин брахиопод, частично замещенные апатитом и пиритом, и раковинный детрит.

Карбонаты цемента брекчий представлены кальцитом, доломитом и доломитом-анкеритом. Магнезиальность кальцита – от 0.62 до 2.36 % $MgCO_3$. Отдельные его выделения зональны – краевые части более магнезиальны и железисты, чем центральные. Зональный кальцит заполнял, по-видимому, пустоты в силикатном материале цемента [4]. Обращает внимание повышенная марганцовистость кальцита и доломита (до 6.84 % $MnCO_3$).

По спектральным характеристикам сигналов ЭПР (анализы были выполнены на базе геологического факультета Казанского госуниверситета) карбонат обломков содержит ископаемое рассеянное органическое вещество, фиксируемое на спектрах в области радикалов (Rc-org) (рисунок), которое обычно присутствует в морских осадках [2]. В процессе работы записывались спектры исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600°С в течение 30 мин. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме на портативном спектрометре DX-70 с рабочей частотой 9.272 ГГц.

Судя по спектрам Mn^{2+} в кальците, карбонаты обломков относятся к двум генерациям. Одна генерация дает широкие линии Mn^{2+}, другая – узкие. Как установлено исследователями [1], параметры этих линий существенно изменяются на спектрах образцов карбонатов разного генезиса и зависят от состава и степени совершенства структуры минерала. По данным [1], уширение линий спектра наблюдалось в жильных карбонатах внутри- и околорудных фаций некоторых колчеданных месторождений Южного Урала, оно было вызвано в первую очередь увеличением взаимодействия катионов Mn2+ между собой и с катионами Fe^{2+} в связи с их повышенным содержанием в структуре изученных карбонатов. В исследованных нами образцах карбонат с узкими линиями может быть отнесен к осадочным морским образованиям (т.к. в морской воде содержание Mn и Fe недостаточно высокое,



Спектр ЭПР Mn^{2+} в кальците карбонатных обломков доломитовой брекчии золотопроявления Амфитеатр (Приполярный Урал).

чтобы на спектрах обычных для этой среды карбонатных осадков наблюдалось концентрационное уширение линий ЭПР изоморфного марганца). Карбонат с широкими линиями спектра, вероятно, вторичный.

Судя по находкам фаунистических остатков, а также данным, полученным методом ЭПР, карбонатные обломки брекчии известняков золотопроявления Амфитеатр относятся к морским осадкам нижнепалеозойского возраста. Подстилающие брекчию известняки, вероятно, также являются морскими образованиями. Но для уточнения их возраста требуются более детальные литолого-фациальные исследования. Сама доломитовая брекчия, судя по наличию в кальците полисинтетических двойников деформации преимущественно по двум направлениям, а также гидротермально-метаморфических изменений, имеет, скорее всего, более позднее тектоническое происхождение.

Вышележащие золотоносные породы обычно относятся к терригенным отложениям лаптопайской свиты верхнего рифея-венда [3]. По данным K-Ar метода (определения выполнены Б.А. Калегановым, ИГГ УрО РАН), возраст слюд серицитизированных золотоносных алевропесчаников в нижней части разреза отложений составляет 262–240 млн лет. Вероятно, это возраст гидротермально-метаморфических преобразований пород. Скорее всего, гидротермальные изменения сопровождали и следовали за тектонической деформацией. Возраст деформации и гидротермальных изменений, вероятнее всего, пермь.

Литература

1. *Вотяков С.Л., Масленников В.В., Борисов Д.Р., Краснобаев А.А.* Марганец – индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождений Южного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 558–569.
2. *Муравьев Ф.Л., Силантьев В.В., Винокуров В.М. и др.* Парамагнитные свойства и дифференциация рассеянного органического вещества в пермских осадочных породах Татарстана // Чтения, посвященные 170-летию Н.А. Головкинского. Матер. совещ. Казань: Изд-во КГУ, 2004. С. 107–126.
3. *Озеров В.С.* Метаморфизованные россыпи Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.

4. *Сорока Е.И., Мурзин В.В.* Гидротермальные изменения зоны брекчирования золотопроявления Амфитеатр // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 115–116.
5. *Тарбаев М.Б., Малюгин А.А., Сорока Е.И., Филиппов В.Н.* Самородное золото из ордовикских конгломератов Приполярного Урала // Минералогический журнал. 1991. Т. 13. № 5. С. 52–59.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ПЛИОЦЕНЕ И ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

В.Н. Староверов, Н.Я. Жидовинов

Саратовский государственный университет, г. Саратов, e-mail – Staroverovvn@info.squ.ru

В плиоцене и эоплейстоцене на юго-востоке Русской плиты существовал крупный эпиплатформенный морской бассейн. Осадконакопление в его пределах определялось совокупностью таких факторов, как климат, рельеф побережий, особенности выветривания и петрографический состав размываемых пород на водосборных площадях, геологическое строение и особенности тектонического режима на дне конечного водоема стока. На протяжении почти трех миллионов лет происходили морфологические изменения морского бассейна, менялся тип седиментации, в различной степени проявлялось влияние того или иного тектонического элемента, существенным колебаниям подвергался климат.

В раннем плиоцене (киммерийский век) почти весь регион представлял собой сушу. В пресных озерах проточного типа и палеореках сформировалась толща (до 85 м) терригенных делювиально-аллювиально-озерных образований кушумской свиты. Это гравий, галечники с валунами и глыбами, кварцевые разнозернистые пески с гравием и галькой, с невыдержанными прослоями глин. Грубообломочный материал состоит из местных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя (известняки, опоки, песчаники) различной степени окатанности.

В среднем и позднем плиоцене (акчагыльский век) осадконакопление происходит в основном в эпиконтинентальном бассейне. Доминирующим оставался терригенный тип седиментации, которому сопутствовал карбонатный. В результате, наряду с терригенными осадками, были сформированы различные литотипы карбонатсодержащих пород, таких как ракушняки, биоморфно-детритовые, оолитовые и глинистые известняки, известковистые глины и алевриты. Примечательной чертой осадконакопления в акчагыльском бассейне является формирование темпеститов. Образования штормовой деятельности впервые выявлены нами в плиоценовых разрезах Саратовского Правобережья и представлены пластами ракушняков с мелкими валунами силицитов и железистых песчаников.

Одна из особенностей осадконакопления позднеплиоценового этапа заключалась в резко дифференцированном характере распределе-

ния мощностей формирующихся осадков. Их значения колеблются от 2–5 до 480 м. Участки с аномально высокими значениями мощностей приурочены к палеодолине р. Волги и особенно ее палеодельте.

В эоплейстоцене (апшеронский век) осадконакопление в основном происходит в солоноватоводном бассейне, а также на суше в долинах рек, балках и оврагах, в лиманах и озёрах. Накапливались в основном терригенные осадки (пески, алевриты, глины), резко подчиненное значение имела карбонатная седиментация (мергели, известняки глинистые, известковистые пески, алевриты и глины). По сравнению с плиоценовым этапом еще более возрастает размах мощностей. Их аномально высокие значения приурочены к районам развития соляной тектоники и в пределах компенсационных мульд могут достигать 1100–1200 м.

Ключевым геоструктурным элементом, определявшим характер седиментации на протяжении рассматриваемого этапа, являлась Прикаспийская впадина. Влияние этой крупной структуры проявилось в целом ряде аспектов, к числу которых относятся распределение мощностей эоплейстоцен-плиоцена, расположение ингрессионных заливов, интенсивность прогибания палео-дельты и наличие конседиментационных поднятий на дне бассейна. В раннем плиоцене влияние тектоники было наименьшим. Главным образом оно предопределило рисунок древней гидросети, сформировавшейся в киммерийском веке.

Акчагыльский этап осадконакопления полностью происходил под тектоническим контролем Прикаспийской впадины. Ее бортовой уступ являлся северным ограничением волжской палеодельты, активно проявили себя геоструктурные элементы второго порядка. Так, зона Астраханских поднятий в раннем акчагыле представляла собой архипелаг среди полуморского бассейна, а Степновский сложный вал проявил себя как конседиментационное поднятие в течение среднего акчагыла, осуществляя фациальный контроль за формирующимися осадками.

В эоплейстоцене наиболее важным моментом было влияние соляпокупольного тектогенеза на осадконакопление. Часть структур, представлявших собой конседиментационные поднятия, значительно осложняли строение дна палеобассейна, самые крупные из них периодически поднимались выше уровня воды и являлись локальными источниками сноса. Седиментационные признаки, свидетельствующие о формировании осадков на подводных склоновых поверхностях, обнаружены в различных интервалах акчагыльских и апшеронских разрезов. К их числу относятся экзотические глыбы, сложенные породами верхнего мела и палеогена и залегающие среди глин верхнего плиоцена, крупный псефитовый материал в составе ленточных глин, развитие колобковых и рулетоподобных текстур подводнооползневого происхождения.

Таким образом, на основании системного подхода, включающего литолого-фациальный, биономический и тектонический анализ, установлены основные закономерности эволюции седиментогенеза в бассейнах плиоцена и эоплейстоцена.

АГГЛЮТИГЕРМЫ РАННЕГО ВИЗЕ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Т.И. Степанова, Н.А. Кучева

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – stepanova@igg.uran.ru

Ранневизейский этап развития восточного склона Урала характеризуется чрезвычайно сложными палеогеографическими и палеотектоническими условиями. Отложения, формировавшиеся в данном временном интервале, представлены широким спектром континентальных и морских фаций, замещающих друг друга по латерали, в том числе на территории Алапаевско-Теченской структурной-фациальной зоны. Среди этих пород выделяется карбонатная мироновская свита, имеющая ограниченное распространение [1]. Ее нижняя часть представлена отчетливо слоистыми мелководно-морскими известняками обручевского горизонта мощностью 35–40 м, верхняя – массивными карбонатами, обнажения которых расположены на правом берегу р. Реж напротив д. Мироново (разрез «Мироново»). А.А. Пронин относил рассматриваемые породы к визейскому ярусу, отмечая, что по внешним литологическим признакам они не отличаются от верхневизейских известняков [4]. Позднее М.В. Постоялко, благодаря массовому отбору образцов, дала им палеонтологическую характеристику и установила бурлинско–устьгреховский возраст [2]. Генезис же известняков верхней части свиты до последнего времени оставался неопределенным.

Для этих пород характерно массивное строение и полное отсутствие макрофауны, что затрудняет их возрастную датировку и структурную интерпретацию. При этом в разрезе отчетливо прослеживаются два крупных (протяженностью 350–400 м) приблизительно повторяющих друг друга элемента куполовидной формы, разделенные разрывным нарушением субмеридионального простирания, подчеркнутого Одинским логом. Центральные части обоих карбонатных тел сложены массивными афанитовыми и тонкозернистыми известняками. Микроскопически они представлены «сферовыми» или «сферово-узорчатыми» мадстоунами и тонкобиокластовыми вакстоунами. Среди органических остатков в них преобладают однокамерные сферические формы (Calcispharidae и Parathuramminidae), в небольшом количестве присутствуют тонкие и мелкие неопределимые биокласты, редкие обломки дазикладациевых водорослей, колонии сине-зеленых водорослей семейства Girvanellaceae, тонкостенных раковин брахиопод, мелкие спикулы, участками отмечается брекчиевидная текстура известняка. Видимая высота описанных образований 20–25 м.

По периферии куполовидных тел наблюдаются мелкозернистые разности известняков с небольшим количеством мелких биокластов криноидей, а также известняки с обломочной структурой. В шлифах

они диагностируются как мелкобиокластовые, реже среднебиокластовые вакстоуны-пакстоуны и пакстуны с интенсивно раздробленным скелетным материалом, представленным в основном криноидеями; в небольшом количестве встречаются обломки водорослей Kamaenaeceae и тонкостенных раковин организмов неясной систематической принадлежности, отмечаются редкие пеллоиды, литокласты мадстоунов и вакстоунов. Обломочные разности (преимущественно крупнопесчанной размерности, с обломками до 2 мм) являются литокластовыми пеллоидными грейнстоунами, состоящими из пеллоидов, обломков органики (криноидей) и разнообразных известняков (пакстоунов, вакстоунов, мадстоунов, в различной степени перекристаллизованных и доломитизированных), реже встречаются обломки колоний Garwoodiaceae, единичны биокласты раковин брахиопод. Практически все обломки в той или иной степени микритизированы. Следует отметить, что между мелко- и крупнозернистыми разновидностями известняков существуют постепенные переходы. Мощность их составляет 20–40 м.

Рассмотренные карбонатные массивы имеют все признаки агглютигермов [6, 9]. В том числе холмообразная форма тел, сложенных микрозернистыми известняками (мадстоунами и вакстоунами) с характерной узорчатой текстурой, преобладание однокамерных сферических организмов над другими группами биоты, рапространение на флангах построек криноидных пакстоунов и литокластовых грейнстоунов, представляющих собой продукты разрушения как криноидных поселений на склонах, так и собственно холмов. Основная масса карбонатного ила, по-видимому, осаждалась непосредственно из морской воды благодаря фотосинтезирующей деятельности неизвестковых водорослей и бактерий, не сохранившихся в ископаемом состоянии. В результате разложения органического вещества водорослей образовывался аммиак, который, задерживаясь в осадке, способствовал образованию разнообразных пустот, каверн и пузырей и формированию узорчатой текстуры известняков. Особенности фаунистических ассоциаций определялись неблагоприятными гидрохимическими условиями среды обитания.

Образования, аналогичные агглютигермам разреза «Мироново», имеют широкое распространение среди фаменских и турнейских отложений Волго-Уральской области [9]. В позднем турне и раннем визе Западной Европы они известны под названием «уолтсортские фации», описанные также в нижнем миссисипии Северной Америки [8]. Агглютигермы мироновской свиты отличаются небольшими размерами и мощностями и являются относительно мелководными образованиями, на что указывает присутствие в составе пород сине-зеленых и зеленых водорослей (собственно мощность этих тел и равна глубине их образования).

Считается [5], что формирование агглютигермов происходит во время значительных регрессий и резких эвстатических колебаний уров-

ня моря, а на восточном склоне Среднего Урала бурлинско-устьгреховское время отвечает максимальной регрессии и широкому распространению континентальных и прибрежно-морских обстановок. Режевские агглютигермы занимают вполне определенное положение между образованиями егоршинской и бурсунской свит полдневской угленосной серии на востоке и флишевым комплексом жуковской свиты на западе. Обломки всех разновидностей карбонатных пород, (как собственно агглютигермов, так и из их флангов) занимают весьма значительную часть в составе ассоциаций глубоководных терригенных пород [7].

Массивные карбонатные образования нижнего визе восточного склона Среднего Урала ранее никогда не интерпретировались как агглютигермы или аналоги «уолтсортских фаций». Сходные по литологическим и структурным признакам отложения известны также в верхнем фамене разреза «Першино», расположенном в той же Режевской структурной-фациальной подзоне и представляющие собой сложный агглютигермно-агглютиностромовый комплекс [3, 6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64041).

Литература

1. *Кучева Н.А., Степанова Т.И.* Расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала по фораминиферам и брахиоподам // Верхний палеозой России. Материалы Всерос. науч. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 185–189.
2. *Постоялко М.В., Черепанова Н.А.* К стратиграфии нижнего визе восточного склона Среднего Урала // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 35–56.
3. *Постоялко М.В., Плюснина А.А., Степанова Т.И. и др.* Разрез карбонатных отложений верхнего девона и нижнего карбона по р. Реж у д. Першино // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1991. С. 53–65.
4. *Пронин А.А.* Карбон восточного склона Среднего Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 231 с.
5. *Седаева К.М.* Кризисные рубежи палеозоя и их отражение в карбонатных разрезах востока и северо-востока Русской платформы // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского регион. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 233–235.
6. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения. Справочник. М.: Недра, 1990. 184 с.
7. *Степанова Т.И., Кучева Н.А.* Возрастной состав карбонатных обломков в жуковской свите нижнего визе (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 115–121.
8. *Уилсон Дж.Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.
9. *Шуйский В.П.* Фациальная природа фамен-турнейских отложений Киенгопского вала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 54–70.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НИЖНЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРОДВИНСКО-МЕЗЕНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Ю.Ю. Строганова

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – lubyanaya_yuliya@mail.ru

Несмотря на то, что многие разрезы нижне-среднепермских отложений хорошо охарактеризованы палеонтологически и биостратиграфически, с литологической точки зрения они изучены слабо. В связи с этим был детально исследован наиболее полный разрез этих отложений по р. Сояне (бассейн р. Мезени), на отдельных интервалах которого встречаются остатки насекомых и травянистой, реже древесной, растительности хорошей сохранности.

Разрез сложен верхнеуфимскими (P_1uf_2) карбонатно-терригенными и нижнеказанскими (P_2kz_1) карбонатными отложениями. Отложения P_1uf_2 представлены в основном песчаниками, глинистые породы по частоте встречаемости занимают второе место, а известняки играют резко подчиненную роль. Среди отложений P_2kz_1 преобладают известняки, песчаники менее распространены, а глины отмечаются лишь в тонких пропластках и микролинзах. Глинистый и алевритовый материал наблюдаются в качестве примеси в известняках и песчаниках.

Песчаники преимущественно тонко-мелкозернистые, в разной степени алевритистые. Наличие угловато окатанных и неокатанных обломков свидетельствует об их недалеком переносе водным путем. Незначительная часть обломочного материала поступала в бассейн седиментации и эоловым путем, о чем говорит наличие зерен кварца пропеллеровидной формы и свежих плагиоклазов, а также удлиненных лейстовидных листочков слюды. Возможно, обломочный материал с некоторыми представителями биоса поступал в бассейн седиментации с морскими водами, с которыми было связано появление, кратковременное расселение и вымирание мелких брахиопод. После вымирания происходила микробиальная коррозия раковин в результате обмеления и, возможно, кратковременного осушения отдельных участков бассейна (на что косвенно указывает присутствие мелких ходов илоедов, заполненных глинистым, глинисто-известковым и известковым материалом). В дальнейшем происходило смешение морских вод с водами дистальных потоков, стекавших с близлежащей суши и привносящих тонко-мелкопесчаный материал, и механическая абразия биогенных остатков. Наличие микробиальных остатков в виде микросгустков и микрокомочков известкового состава и микробиально корродированных остатков раковинных моллюсков в отложениях говорит об их накоплении в крайне мелководной при-

брежно-морской – лагунно-заливной обстановке. Биогенные остатки в нижней части разреза (P_1uf_2) представлены преимущественно биокластами, а в верхней (P_2kz_1) – детритом, что косвенно указывает на то, что казанский бассейн был более мористым по сравнению с уфимским.

Глинистые породы представлены глинами, в разной степени насыщенными алевритовым и известковым материалом. Глинистое вещество везде имеет однообразный состав – смектит-хлорит-гидрослюдистый, не меняющийся, как правило, в литологических типах и разностях и по разрезу. Изредка в нем присутствуют в небольшом количестве (менее 15 %) смешаннослойные образования смектит-гидрослюдистого ряда, что свидетельствует о том, что породы находятся на стадии раннего катагенеза. Следует отметить, что глинистое вещество песчаников и отчасти известняков характеризуется аналогичным составом. Все это говорит о том, что источник глинистого материала был одним и тем же на протяжении ранне-среднепермского времени. Формирование глин происходило в крайне мелководных прибрежно-морских обстановках, разноудаленных от берега. Об этом свидетельствует присутствие в том или ином количестве алеврита, известковой примеси микробиальной природы, раковин мелких фораминифер, а также фрагментов растений и насекомых. Их накопление происходило при пассивном и отчасти слабом гидродинамическом режиме, на что указывает наличие пологогоризонтальной и реже пологоволнистой микрослоистости. На отдельных уровнях разреза наблюдаются ихнитолиты – биотурбированные глинистые породы с обилием копролитов, что также свидетельствует об образовании в крайне мелководных условиях при отсутствии или замедленной скорости осадконакопления.

Наиболее представительным среди карбонатов являются микрозернистые известняки, которые встречаются по всему разрезу. В нижней его части они слагают кровлю и образуют маломощные прослои между слоями песчаников, а в верхней – пласты мощностью 2–2.5 м, реже прослои менее 0.2–0.3 м среди алеврито-песчанистых пород. Они являются продуктом жизнедеятельности микробиальных сообществ и состоят из микросгустков и микрокомочков с небольшим содержанием остатков эвригалинной фауны (остракод, реже лингул и мелких фораминифер). Бассейн седиментации, в котором они были сформированы, характеризовался крайней мелководностью. Микробиальное карбонатонакопление временами нарушалось поступлением то опресненных вод (возможно временных потоков) с привносом незначительного количества терригенного материала, то морских водных масс со скелетными остатками стеногалинной фауны. При крайнем обмелении происходила микробиальная коррозия этих биогенных остатков и образование тончайшей микробиальной корки вокруг обломков кварцсиликатного состава. О крайней мелководности свидетельствует также и наличие мелких ходов илоедов и корней растений.

В составе детритовых (P_2kz_1) известняков наблюдаются остатки криноидей, мшанок, остракод, брахиопод, фораминифер. По простиранию их количественные соотношения меняются с преобладанием того или иного таксона. Единично в них присутствуют микробиальные желвачки и оолиты. Известняки прослоены тончайшими пропластками глинистого или алеврито-песчаного материала. Многие биогенные остатки микробиально корродированны и перекристаллизованны с образованием тонкой регенерационной каемки спарита или пропитаны битумом, или (и) подвергнуты частичному окремнению.

Биокластовые известняки встречаются в обеих частях разреза. Они состоят из окатанных и микробиально корродированных обломков колоний мшанок, частично перекристаллизованных раковин брахиопод, двустворок, остракод, иногда содержат измененные фораминиферы в глинистых рубашках, либо в их составе отмечаются лишь окатанные обломки створок раковин брахиопод, часто микробиально корродированных. Формирование детритовых и биокластовых известняков происходило в подвижной среде прибрежной полосы мелководного морского бассейна, возможно, вблизи разгрузки опресненных водных потоков, о чем говорит присутствие в их составе алеврито-глинистой или песчаной примеси. Большая часть обломочного материала переработана илоедами, о чем свидетельствует наличие копролитов. О прибрежной мелководно-морской обстановке говорит также присутствие оолитов и микробиальных биоценотических желвачков, образующихся в гидродинамически активной водной среде.

Микроциклиты наиболее широко развиты в P_1uf_2 части разреза, составляя более половины от объема пород. В P_2kz_1 части они развиты спорадически в виде небольшой мощности пластов и прослоев и часто расслоены пластами известняков. Для них характерен пестрый литологический состав и в их строении участвуют как мелко-тонкообломочные породы кварц-силикатного состава, так и карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные и чисто карбонатные. Среди них выделены микроциклиты седиментационные и седиментационно-элювиальные (с мелкими ходами илоедов и копролитами). Формирование микроциклитов происходило в крайне мелководной части морского бассейна, непосредственно примыкающей, возможно, к приливно-отливной зоне, о чем свидетельствует частая и быстрая смена состава пород, наличие микро- и тонкой слоистости, присутствие известковых остатков микробионтов и отсутствие остатков бентосной макрофауны.

В результате седиментационного анализа пограничных нижне-среднепермских отложений выяснилось, что в их строении участвуют различные типы песчаников, алеврито-глинистых и карбонатных пород. Их формирование происходило в мелководном, временами крайне мелководном морском бассейне. В конце ранней перми преобладал карбонатно-терригенный, а в начале средней – карбонатный тип седиментации.

СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ НИЖНЕКАРБОНОВЫХ ПОРОД РЯДА УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

И.Е. Стукалова

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – stukalova@ginras.ru

В результате исследований был установлен состав глинистой фракции нижнекарбоновых пород ряда угольных месторождений Среднего и Южного Урала, расположенных на восточном склоне Урала. Нами проанализировано более 30 образцов нижнекарбоновых пород, отобранных в полевых условиях, из Домбаровского и Брединского месторождений Южного Урала, Алтынайского и Подосининского месторождений Среднего Урала. В составе глинистой фракции изученных образцов рентгенофазовым анализом установлены следующие минералы: слюды, группа каолинита, хлорит, пирофиллит, смектиты.

Степень катагенетических изменений нижнекарбоновых осадочных комплексов изученных месторождений различная, что отразилось на составе глинистой фракции пород. В породах Домбаровского месторождения, наряду со слюдой и хлоритом, присутствует значительное количество пирофиллита. В породах Алтынайского и Подосининского месторождений присутствует значительное количество минералов группы каолинита, среди которых установлен диккит. В породах Алтынайского месторождения диккит преобладает над каолинитом. На Алтынайском месторождении установлены смешанослойные образования – аммониевые слюды [1].

Кроме различия в составе глинистой фракции и количественном соотношении минералов в ней, слюды и хлориты изученных месторождений различаются по рентгенометрическим характеристикам. Для слюд были получены следующие параметры: величина первого базального отражения $d_{(001)}$, указывающая на степень гидратированности слюд; параметр $c\ sin\ \beta$ (Å), отражающий толщину структурного пакета слюд; отношение интенсивностей первых двух базальных отражений ($I_{(001)}/I_{(002)}$); индекс кристалличности (Hb).

Для хлоритов были получены следующие характеристики: параметр $c\ sin\ \beta$ (Å), отражающий толщину структурного пакета; соотношение интенсивностей первых трех базальных отражений ($I_{(001)}$-$I_{(002)}$-$I_{(003)}$); соотношение интенсивностей базальных отражений ($I_{(002)}$-$I_{(003)}$-$I_{(004)}$); содержание Al_x и Fe_y в формульных единицах, где x и y – соответствующие коэффициенты в формуле $(Mg_{6-x-y}\ Fe_y\ Al_x)\ (Si_{4-x}\ Al_x)\ O_{10}\ (OH)_8$. Для хлоритов на основе ряда параметров были нанесены фигуративные точки на диаграмму, предложенную К. Ойнума с соавторами [2].

На Домбаровском месторождении Южного Урала минеральный состав глинистой фракции пород определяется переменным количе-

ством слюды, хлорита и пирофиллита, с постоянным присутствием в малых количествах кварца и полевого шпата. В пробах также присутствуют каолинит, смешанослойный минерал, Na-слюда.

Слюды Домбаровского месторождения представлены негидратированными разностями с величиной первого базального отражения ($d_{(001)}$), равного 9.80–9.94 Å. Степень кристалличности слюд высокая, индекс кристалличности по K. Weber [3], составляет 105–120. Слюды представлены в большинстве случаев модификацией $2M_1$.

Большая часть хлоритов, установленных в породах Домбаровского месторождения, относится к высокожелезистым разностям (Fe_y = 3.2–5 форм. ед.). Параметр *c sin* β для хлоритов равняется 14.00–14.05 Å. Фигуративные точки установленных хлоритов на диаграмме интенсивностей первых трех базальных отражений $I_{(001)}$-$I_{(002)}$-$I_{(003)}$ расположены вблизи верхней границы составов 14-Å хлоритов и выше нее. Следует отметить, что важным является зафиксированное в двух образцах 9-4 и 9-10 высокожелезистых хлоритов (Fe_y > 5 форм. ед.) отражение в области d = 2.65 Å, что свидетельствует о наличии хлоритов со структурным типом пакета I*a* β = 97°.

На Брединском месторождении Полтаво-Брединского района Южного Урала минеральный состав глинистой фракции пород характеризуется устойчивой ассоциацией минералов; это – слюда, хлорит, кварц, с незначительной примесью полевого шпата (в том числе калиевого). Слюды Брединского месторождения по величине $d_{(001)}$ = 9.80–10.05 Å относятся к негидратированным разностям, но асимметричный характер первого базального отражения свидетельствует о неоднородности материала и о наличии нескольких слюдистых фаз, что подтверждается дифракционной картиной в области отражений 5-го порядка. В каждом из образцов здесь присутствуют два отражения, толщина структурного пакета (*c sin* β) равняется 19.88–19.91 Å и 20.10–20.30 Å.

Хлориты Брединского месторождения представлены умеренно железистой разностью (Fe_y = 2.7–3.2 форм. ед.), что несколько отличает их от хлоритов Домбаровского месторождения. Толщина структурного пакета (*c sin* β) в хлоритах из обр. 5-1, 5-4 и 5-5 Брединского месторождения составляет 14.03–14.07 Å. Среди хлоритов Брединского месторождения установлен моноклинный хлорит со структурным типом пакета II*b* β = 90°.

На Алтынайском месторождении Егоршино-Каменского района Среднего Урала в составе пелитовой фракции (< 0.001 мм) пород установлены каолинит (35–89 %), аммоний-содержащие (NH_4) минералы (8–62 %), пирофиллит (3–30 %) и хлорит (3–7 %), присутствуют слюды. Слюды негидратированные или слабо гидратированные, с $d_{(001)}$ = 10.05 Å. Для них характерно повышенное значение параметра *c sin* β, равное 20.00 Å, и низкая интенсивность базального отражения пятого порядка. Отношение интенсивностей первых двух базальных отражений для слюд Алтынайского месторождения ($I_{(001)}/I_{(002)}$) состав-

ляет 3.0–4.0. Индекс кристалличности, по K. Weber [3], составляет 200, в отличие от слюд Домбаровского месторождения, где Hb = 105–120.

На Подосининском месторождении Егоршино-Каменского района Среднего Урала минеральный состав глинистой фракции пород определяется различным количественным соотношением минералов группы каолинита и слюды, присутствуют также кварц, полевые шпаты, следы пирофиллита и смектита. Хлориты отсутствуют. Группа каолинита представлена смесью каолинита и диккита. Слюдистый минерал в составе глинистой фракции пород Подосининского месторождения относится к гидратированным разностям, с содержанием до 20–40 % смектитовой компоненты, и характеризуется некоторой тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Величина первого базального отражения ($d_{(001)}$) составляет 10.05–11.00 Å. Параметр $c \sin \beta$ (Å), отражающий толщину структурного пакета слюд, составляет 19.89–20.00 Å. Отношение интенсивностей первых двух базальных отражений для слюд Подосининского месторождения ($I_{(001)}/I_{(002)}$) составляет 2.1, в отличие от слюд Алтынайского месторождения ($I_{(001)}/I_{002}$ = 3.0–4.0) и Домбаровского месторождения ($I_{(001)}/I_{002}$ = 2.5–2.6).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64041).

Литература

1. *Стукалова И.Е , Сахаров Б.А., Расулов А.Т.* Аммоний-содержащие минералы в нижнекарбоновых угленосных отложениях Егоршино-Каменского района (восточный склон Урала) // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. С. 162–170.
2. *Oinuma K., Shimoda H., Sudo T* Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites // Intern. Clay Conf., Madrid. 1972. V. 1. P. 161–171.
3. *Weber K.* Notes on the determination of illite crystallinity // News Jb. Mineral. Mh. 1972. P. 267–276.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА РУБЕЖЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Д.А. Субетто

РГПУ им. А И. Герцена,
г. Санкт-Петербург, e-mail – Subetto@mail.ru

Донные отложения озер, среди других геологических архивов, являются летописями, в которых записана и сохранена информация о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня с разрешением от тысячелетий и столетий до года. В последние годы уделяется все большее внимание проблеме климатической изменчивости, а также факторам, приводящим к сменам ледниковых и межледниковых эпох. Смена холодного и сухого климата позднего плейстоцена теплыми и влажными условиями голоцена привела к изменению природных обстановок на водосборах озер и их эко-

систем и, как следствие этого, к трансформации процессов озерного седиментогенеза.

Развитие большинства озер Европейской части России связано с распространением четвертичных оледенений, сформировавших современный рельеф и обусловивших возникновение различного генезиса озер, которые можно подразделить на две большие группы – на группу реликтовых озер, являвшихся в прошлом частью крупных приледниковых бассейнов, и на группу озер, развитие которых происходило независимо от приледниковых озер (термокарстовые, подпруженные, аккумулятивно-просадочные, экзарационные и другие).

Реликтовые озера расположены преимущественно на относительно низких абсолютных отметках в районах распространения в прошлом крупных приледниковых бассейнов. К этой группе озер на северо-западе России относятся оз. Ильмень, озера северной низменной части Карельского перешейка, Приладожье и Ладожское озеро, озера прибрежной зоны Балтийского моря, оз. Псковско-Чудское и оз. Онежское, большие мелководные озера в Вологодско-Архангельском регионе – Воже, Лача, Белое, Кубенское и некоторые другие. В этих районах существовали крупные приледниковые водоемы, возникшие не ранее 14000 л. н. в результате таяния ледника последнего валдайского оледенения. Для этих озер характерно наличие в нижней части разрезов донных отложений мощной (до десятков м) толщи ленточных глин – отложений озерно-ледникового генезиса, формировавшихся в условиях сезонного поступления потоков наносов с талыми водами с ледникового щита.

Для подпруженных моренами озер, термокарстового генезиса или озер, возникших в результате протаивания погребенного льда, характерны, как правило, в основании разреза маломощные (первые м), иногда с неясно выраженной слоистостью, глинистые отложения, преимущественно серого или буровато-серого цвета. Время происхождения озёр этой группы, как правило более позднее, чем реликтовых озер, особенно у термокарстовых и протаивания глыб мертвого льда.

Смена климатических условий от холодных, арктических позднего плейстоцена к теплым и влажным голоцена в Северном полушарии около 10000 радиоуглеродных лет назад привела к серьезным палеогеографическим изменениям: 1) в растительном покрове (произошла смена тундро-степных ценозов лесными сообществами и переход от азональности к зональности в распределение растительности); 2) в почвообразовании (сформировался устойчивый почвенный покров, произошло таяние вечно-мерзлых грунтов); 3) в гидрографической сети (происходит полное исчезновение приледниковых бассейнов); и 4) в быстрой деградации ледника.

Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах севера Европейской части России. Как правило, серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурыми, зеленовато-коричневыми, органоген-

ными осадками – илами или сапропелями. Этот переход был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений можно наблюдать ясную, четкую границу смены позденеледниковых отложений, отложениями голоцена [1].

В целом строение кернов озерных отложений, где бы они не были отобраны, будет иметь, как правило, двухчленное строение. Нижняя часть разреза донных отложений разнотипных озер будет представлена минерогенными отложениями позднеледниковья, формировавшихся в условиях сурового, холодного, континентального (нивального) климата, а верхняя часть разреза – органогенными отложениями голоцена или межледниковья, формировавшихся в условиях умеренно теплого, влажного (гумидного) климата. Следует отметить, что тип донных отложений довольно резко сменяется от серых глин позднеледникового возраста к темно-коричневым сапропелям голоцена. Все это свидетельствует о катастрофических природно-климатических изменениях. Возраст этой границы перехода от минеральных осадков к органогенным на северо-западе России, по данным многочисленных радиоуглеродных анализов, варьирует в узком диапазоне 9500–9000 лет назад. Это свидетельствует, по-видимому, о запоздалой реакции наземных и водных экосистем на резкое потепление около 10000 радиоуглеродных л. н., что связано с отличием природно-климатических условий восточной части Европы от западной. Запоздалая реакция озерных экосистем и наземной растительности на быстрое/катастрофическое потепление на рубеже плейстоцена и голоцена может быть объяснена различием циркуляции воздушных масс на северо-западе России по сравнению с западными районами Европы, прилегающими к Северной Атлантике. Экстремальная континентальность климата и/или антициклональная циркуляция из-за возможного господства сильных восточных ветров к югу от Скандинавского ледникового щита, могли способствовать сохранению вечной мерзлоты на северо-западе России. Зона высокого давления над территорией распространения вечной мерзлоты и преобладание восточных ветров могли блокировать перенос теплых воздушных масс с запада на восток на протяжении более 2000 лет (11000–9000 л. н.) [1, 2].

Резкое потепление на границе позднего плейстоцена и голоцена хорошо регистрируется в Северном полушарии в небольших мелководных озерах вне зависимости от близости к краю ледникового щита. Быстрая трансформация природно-климатических обстановок на границе плейстоцен/голоцен датируется в изученных разрезах озерных отложений в западном секторе атлантического региона 10000 лет назад, а восточнее, в Европейской части России, уже около 9500 л. н. Можно сделать вывод об асинхронности реакции природных экосистем на потепление климата на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, составившего около 500 лет.

Исследования выполняются в рамках проектов РФФИ № 07-05-01115.

Литература

1. *Субетто Д.А.* Поздне-послеледниковая трансформация озерных седиментационных обстановок на Северо-западе России // Экологический вестник научных центров ЧЭС. Приложение № 1. Краснодар, 2006. С. 90–96.
2. *Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В. и др.* Климат Северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Изв. РАН. Сер. географическая. 2003. № 5. С. 80–91.

МЕТАСОМАТИТЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БОЛЬШЕХЕТСКОЙ МЕГАСИНЕКЛИЗЫ

А.И. Сухарев

ООО «КогалымНИПИнефть»,
г. Когалым, e-mail – Suharev@nipi.ws.lukoil.com

Большехетская мегасинеклиза находится на севере Западно-Сибирской плиты. Осадочный чехол сложен терригенными отложениями, мощность его составляет порядка 12–14 км. На временных разрезах четко выделяется слоистая структура чехла. Самые древние отложения, вскрытые скважиной 2099 на Хальмерпаютинской площади на глубине 4480.0 м, датируются батским–байосским ярусом средней юры. На временных разрезах палеозой-триас-юрских отложений в виде локальных вертикальных зон деструкции выделяются погребенные кольцевые депрессии (ПКД) и венчающие их инверсионные кольцевые структуры (ИКС). В разрезе структуры типа ПКД-ИКС имеют штокверкообразную форму (рис. 1, 2) диаметром до 10 км [1, 2, 4]. Существенное понижение пластовых скоростей может объясняться как разуплотнением осадков, так и значительным газонасыщением отложений. На севере Западно-Сибирской плиты выявлено более десятка крупных структур подобного типа. Закономерностей в их распространении не наблюдается. Природа данного «феномена» вызывает оживленные споры.

Бурение второго ствола скважины 2020 в контуре Пякяхинской ИКС, возможно, позволит приблизить решение вопроса о природе структур типа ПКД-ИКС. На глубине 2.5–3.5 км указанным стволом вскрыты зоны интенсивной аргиллизации с полной ликвидацией первичных признаков седементационной природы отложений осадочного чехла. Следует отметить, что в отложениях, вскрытых первым стволом, несмотря на развитие процессов низкотемпературной пропилитизации, сохранились структурно-текстурные признаки их осадочной природы. Расстояние между стволами скважины составляет не более 150 м.

Наиболее интенсивно процессам метасоматоза были подвержены пласты БУ от 6-го до 16. По результатам исследования шлама, выделены глинистые аргиллизиты, представленные неразбухающими и разбухающими глинистыми минералами. Между зонами интенсивного ме-

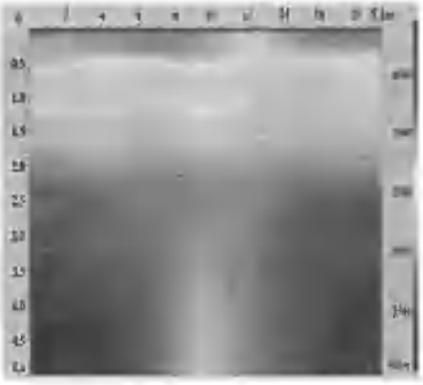


Рис. 1. Разрез скоростей суммирования. Ямбурская ИКС. Профиль 37.

тасоматоза присутствуют интервалы, в которых первичные структурно-текстурные признаки осадочных образований сохранились. Подобная зональность уже отмечалась на о. Кунашир, где установлена инверсия в распределении глинистых минералов по разрезу, т.е. выше могут находиться менее разбухающие по сравнению с нижележащими [3]. По результатам литолого-петрографических исследований песчаников, вскрытых в первом стволе скважины в пластах $БУ_5$, $БУ_6$ и $БУ_{16}$, метасоматиты классифицируются как низкотемпературные пропилиты. Выделение эпидота в песчаниках пласта $БУ_{16}$ позволяет выделять зоны развития среднетемпературных пропилитов. Отмечается полная перекристаллизация осадочного цемента и образование вторичных минеральных ассоциаций в виде микродрузовых образований на стенках пор вплоть до полной их ликвидации.

Большехетская мегасинеклиза находится на северном продолжении Колтогорско-Уренгойском рифта. Результаты бурения Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6, пробуренной в его контуре в районе пос. Уренгой, подтверждают широкое развитие процессов метасоматоза на рубеже туронского яруса верхнего мела. Время проявления метасоматических процессов по данным Rb-Sr изохронного датирования определено в 90–91 млн лет. На Пякяхинском месторождении зоны метасоматоза вскрыты в отложениях апт-альбского яруса нижнего мела, что позволяет рассматривать развитие метасоматических процессов как следствие единого этапа глубинной тектоно-магматической позднеальпийской активизации. Возникающие при этом парагенетические ассоциации минералов могут выступать как индикаторы проницаемых, так и непроницаемых зон [5]. Цеолитовые пропилиты фиксируют зоны повышенной проницаемости. Карбонаты – застойные зоны и вторичные флюидоупоры. При низкотемпературной пропилитизации ломонтит является минералом-индикатором коллекторов, а кальцит – флюидоупоров или участков слабой гидродинамической активности растворов. Это доказано на примере действующих гидротермальных систем Камчатки (Коробов и др., 1993).

Рис. 2. Пякяхинская ИКС.

Отмечается выщелачивание цеолитов и развитие серицита. Проявление наложенного щелочного метасо-

матоза с активным привносом K_2O отмечалось и в разрезе скважины СГ-6. Метасоматическая аргиллизация также выражена повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70714–0.71781). Радиогенный стронций имеет коровый источник, что свидетельствует о глубинной природе гидротермальных растворов. Результаты исследования шлама по другим скважинам, в частности на Северо-Мантойской, Западно-Хальмерпаютинской, Хальмерпаютинской, Западно-Вадинской и Южно-Мессояхской площадях указывают на широкое распространение процессов метасоматоза.

Литература

1. *Гиршгорн Л.Ш.* Дисгармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западной Сибирской плиты // Сов. геология. 1987. № 4. С. 63–71.
2. *Гиршгорн Л.Ш. и др.* Внутричехольные структурные ловушки – спутники Ямбурского месторождения // Геология нефти и газа. 1987. № 2. С. 36–40.
3. *Гиршгорн Л.Ш. и др.* Поднятия чехла над глубинными кольцевыми депрессиями на севере Западной Сибири // Сов. геология. 1999. № 1. С. 57–63.
4. *Деев Е.В., Зиновьев С.В.* Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Газовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7–8. С. 2–9.
5. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия образования и эволюция цеолитов в осадочном чехле земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 19–24.

ОЗОННАЯ МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВОГО РЕЖИМА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

В.Л. Сывороткин

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – hlozon@mail.ru

Предлагаемая нами [2] озонная методика изучения планетарной дегазации базируется на «водородной» концепция разрушения озонового слоя [1]. Концепция подразумевает синхронность процесса усиления водородной дегазации и снижения общего содержания озона (ОСО) над центром дегазации.

В теоретическом плане «водородная» концепция разрушения озонового слоя опирается на два твердо установленных научных факта: 1 – водородный цикл разложения озона (1965 г.) и 2 – водородное дыхание Земли. Последний феномен, хорошо известный геологам, изучающим планетарную дегазацию, никогда, однако, не учитывался специалистами в области химии атмосферы при рассмотрении возможных причин разрушения озонового слоя.

Измерения ОСО из космоса проводятся с1978 г. спутниками Nimbus-7 по1993 г., Метеор-3 (1991–1994 гг.), ADEOS (1996–1997 гг.), EarthProbe (1996 г.–настоящее время) приборами TOMC. Кроме того,

мониторинг ведется приборами SBUV GOME со спутников NOAA и ERWS-2 соответственно. Измерение ОСО регулярно производится также более чем на 150 наземных станциях, причем наблюдения на швейцарской станции Ароза были начаты в 1926 г.

К настоящему времени накоплен огромный массив данных о конфигурации планетарного поля озона и его ежесуточных трансформациях. Визуальный анализ нескольких тысяч спутниковых карт показал, что в поле ОСО четко проявляются основные стволы мировой рифтовой системы (срединно-океанские хребты и их континентальные продолжения), которые и являются главными каналами дегазации планеты [1].

Сегодня нет иного метода, который бы позволил сразу увидеть выделение газов на всей планете, причем практически в режиме реального времени (технологическая задержка получения карт ОСО от 1 до 3 суток). Обращаем особое внимание – информация эта бесплатная и общедоступная.

Озоновые карты оцифрованы. Общее содержание озона оценивается в единицах Добсона (Д.Е.), что уже сейчас позволяет в разах или процентах сравнивать мощность выбросов глубинных газов в различных участках планеты друг с другом. Принципиально возможен перевод единиц Добсона в количественные показатели газовых концентраций (г/т, %). Для этого нужно экспериментально выяснить соотношение концентрации подпочвенного водорода в центрах дегазации и ОСО над ними. Такая работа начата нами несколько лет назад. На Хибинском массиве с 19-го апреля 2005 г. по настоящее время производится измерение концентрации подпочвенного водорода с 5-ти минутным интервалом (первый год интервал измерений был 1 мин).

Ограничения метода связаны с разнообразием процессов формирующих озоновый слой планеты как конструктивных, так и деструктивных. Главными из них являются динамика атмосферы, магнитное поле Земли, солнечная активность, вулканические извержения. При количественной оценке газового дыхания планеты они являются помехами, их нужно (и можно) учитывать. Но на качественную картину они существенно не влияют!

Исключением является только зона внутритропической конвергенции, где интенсивные пассатные потоки часто «размазывают» водородные выбросы, маскируя их локализацию, т.е. местоположение центров дегазации. Однако среди тысяч карт ОСО присутствует много таких, где эта локализация отчетливо проявлена. Нужно понимать, что водородный след в озоновом слое – это результат сочетания интенсивности выброса и интенсивности воздушной динамики. Крайние случаи: мощный выброс + спокойная атмосфера = отчетливая отрицательная аномалия ОСО; слабый выброс + сильный ветер = отсутствие аномалии. Все остальные случаи – вариации между крайними.

Недостатком спутниковых карт является отсутствие данных для полярных регионов в зимний (темный) период, т.к. приборы TOMC

работают «по солнечному свету». Но эти утраты покрываются картами ОСО, составленными по данным наземных станций, большинство которых (зарубежных) оснащено приборами, работающими «по Луне».

Информация, которую дает предлагаемая методика, заключается в локализации центров глубинной дегазации, оценка ее (дегазации) интенсивности, выявление временных закономерностей в масштабе планеты.

Регионы наиболее интенсивной (по частоте выбросов) дегазации (за последние 30 лет) – Антарктика, приантартический участок ВТП, моря Зондского архипелага, северный участок САХ, северный (континентальный) участок ВТП, Аляскинская зона Тихого океана.

Вторым после Антарктиды по мощности газовых выбросов оказался регион Северо-Западной Европы! Активно дегазирующими структурами здесь являются рифтовые структуры Балтийского моря.

С точки зрения оценки седиментационной обстановки, перечисленные факты означают частую и мощную продувку названных акваторий залповыми выбросами восстановительных газов, что приводит к «заморам», т.е. массовой гибели аэробной биоты на всех таксономических уровнях. Этим фактором можно объяснить участившиеся в последние годы случаи массовых выбросов китообразных и рыбы на сушу. Гибель зоопланктона и рыбы приводит к вспышкам численности ракообразных (падальщиков). Смена газовой обстановки на анаэробную способствует массовому развитию синезеленых и бурых водорослей, получившему название «красные приливы».

Развитие мощных озоновых аномалий над регионами оледенения обеспечивает усиление притока тепловой солнечной энергии к земной поверхности, что способствует интенсивному таянию материковых льдов. В результате усиливается снос терригенного материала с материковой суши и его разнос льдинами и айсбергами по акваториям. Одновременно из-за усиленного притока талой воды значительно снижается температура морской воды, усиливаются холодные течения (Гумбольта, Бенгельское), которые выносят холодную воду от Антарктиды до экватора. В низких широтах Восточной Пацифики это явление получило название Ла Нина.

Периодический нагрев воды через озоновые аномалии в этом же регионе приводит к климатическому феномену – Эль Ниньо. Происходит смена восточных пассатов на западные ветры, что приводит к ливневым дождям на западных склонах Анд и катастрофическому усилению гравитационных потоков – обвалов, оползней, селей. Быстро преодолевая узкую прибрежную равнину, они продолжают свой путь уже по подводному склону, вынося огромные массы обломочного материала на дно океана.

Насыщение морской воды газами приводит к значительному снижению температуры ее замерзания, что в совокупности с фактором гидромеханического воздействия газовых выбросов (взрывы) приводит к освобождению полярных акваторий ото льда. Тем более, что и

здесь работает фактор нагрева льдов (и воды) через озоновые дыры. Газовые выбросы часто связаны с усилением сейсмичности, также являются эффективным седиментологическим фактором.

Литература

1. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация и глобальные катастрофы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2002. 250 с.
2. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация как фактор осадконакопления. Новый метод изучения процесса глобальной дегазации // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4 Всерос. литологического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С.197–198.

ИЗУЧЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНОГО ПЛАСТА $БС_{10}^{1}$ УМСЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ЗОН ФЛЮИДОМИГРАЦИИ

И.Ф. Талипов

ОАО «Газпромнефть», ТПДН «Муравленковскнефть», г. Муравленко, e- mail – IlshatTalipov@gmail.com

В настоящее время разработка гигантских месторождений с однородным строением коллектора уходит в прошлое, и все больше внимание уделяется месторождениям с трудноизвлекаемыми запасами. Но в отличие от «классических месторождений», разработка месторождений с трудноизвлекаемыми запасами, требует ее детального изучения геологии резервуара, поскольку он является неоднородным.

Здесь большое внимание уделяется: фациальной реконструкции для определения условий осадконакопления, литологии резервуара для оценки фильтрационно-емкостных свойств коллектора, петрографии для определения минеральной составляющей породы, что дает необходимые знания при выборе методов увеличения нефтеотдачи.

Умсейское месторождение, как и многие другие месторождения Западной Сибири, локализовано в мощной толще терригенных пород мезокайнозойского чехла, залегающего на размытой поверхности доюрских отложений (основные продуктивные комплексы приурочены к меловым отложениям пластов серии БС). Тектонически описываемая площадь приурочена к Южно-Пурпейскому и Умсейскому локальным поднятиям Северо-Памальяхинсого структурного мыса, осложняющего северную периферию Верхнее-Надымской моноклинали южной части Надым-Тазовской синеклизы.

Пласты, представляющие основной промышленный интерес (неоком-$БС_{11}$, $БС_{10}^{1}$, $БС_{6}$), имеют сложное клиноформенное строение с множеством пропластоков (по данным результатов исследования 3D сейс-

мики и детальной корреляции фонда пробуренных скважин). Представлены преимущественно серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, обогащенными углисто-слюдистым материалом с переслаиванием алевролитов и аргиллитов, цемент карбонатно-глинистый.

Основной пласт $БС_{10}^{1}$ разрабатывается с 1991 г., и на сегодняшний день сформировался ряд конкретных вопросов для выбора стратегии разработки. Ответ на эти вопросы может дать детальный геолого-технический анализ с построением адекватной геолого-литологической модели.

С этой целью был исследован ряд скважин, с проведением детальной корреляции и построением их литологических разрезов скважин. Согласно полученным материалам, пласт представлен: не выдержанными по разрезу серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, многочисленными пропластками серых алевролитов и аргиллитов. Наблюдаются намывы углисто-слюдистого материала. Текстура прерывистая, косая, косоволнистая, мелколинзовидная, линзовидная.

Изучена природа и закономерность развития зон флюидомиграции и проницаемости, на 36 образцах керна из 6 скважин, предварительно ориентированных методом палеомагнитного размагничивания. С каждого образа керна были сделаны шлифы в 3-х направлениях (север, восток, и перпендикулярно оси бурения). В шлифах проводились подсчеты предпочтительных ориентировок для данных пород-коллекторов: ориентировки длинных осей пор (пустых и заполненных твердыми и жидкими углеводородами); микротрещин, к которым относились трещины, переходящие друг в друга, т.е. находящиеся в одной плоскости и в разрезе шлифа, пересекающие не менее 3 обломков; микродислокаций, к которым отнесены параллельные дислокации в пределах одного, как правило, крупного (более 0.5 мм) обломка; ориентировки вторичных продуктов. В керне, а также в шлифах наблюдаются многочисленные дефекты и дислокации зерен кварца и полевых шпатов, а также цемента. Для всех образцов характерно развитие вертикальных и субвертикальных микродислокаций, которые далее преобразовываются в видимые микротрещины. Они являются результатом напряжения растяжения, так как их полости часто заполнены вторичными продуктами. Косые дислокации, которые, вероятно, являются результатом горизонтальных тектонических движений, заполнены бурыми и черными твердыми либо остатками жидких углеводородов. Серии вертикальных дислокаций могут рассекать как отдельные обломки, так и часто объединяются в протяженные зоны микротрещиноватости. Изучение ориентировки и подсчеты свободных и заполненных пустот, а также дислокаций и микротрещин для пласта $БС_{10}^{1}$ Умсейского месторождения показало, что генеральное направление миграции углеводородов составляют 25°–35° северо-восток и 340°–350° северо-запад.

Кроме того, нами были проведены порометрические исследования с помощью центрифугирования и построены зависимости остаточной водонасыщенности от капиллярного давления, отношения радиусов

пор к общему объему пор, долевое участие пор различного радиуса в процессе фильтрации. Согласно исследованиям в пласте два максимума радиусов пор, участвующих в процессе фильтрации, что свидетельствует о наличии первичной и вторичной пористости.

Выполненные работы сопровождались определением минерального состава, гранулометрического состава и ренгенофазовым анализом глинистой составляющей, что имеет большое значение при выборе методов увеличения нефтеотдачи.

Итогом работы является составление геологической модели пласта $БС_{10}^1$ Умсейского месторождения, который имеет сложное клиноформенное строение с множеством пропластков. Пласт представлен преимущественно мелко-среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, с переслаиванием алевролитов и аргиллитов, цемент глинисто-карбонатный, каолинит хлоритовый. Пласт имеет два типа пустотного пространства, во-первых, межгранулярные поры и, во-вторых, пространство, связанное с трещиноватостью. По данным проведенных исследований можно предположить, что в продуктивном пласте наблюдается два генеральных направления фильтрации и флюидомиграции углеводородов: 25°–35° северо-восток, связанная по большей части с вторичной пористостью (микротрещиноватость и микродислокации) и 340°–350° северо-запад, связанная в основной массе с межгранулярной пористостью; которые необходимо учитывать в ходе разработки пласта и при заложении эксплуатационных скважин.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПЕРМСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО УРАЛА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Г.В. Тараборин[1], Т.Я. Демина[2], Д.Г. Тараборин[3]

[1]Оренбургский НЦ УрО РАН,
г. Оренбург, e-mail – mineral@mail.osu.ru
[2]ГОУ Оренбургский государственный университет, г. Оренбург
[3]КНИ и ВЦ «Геоэкология»

Изученный регион включает депрессии складчатого Урала, Предуральский краевой прогиб, юго-восток Русской платформы и переходную от Урала к Тянь-шаню область. Исследования по проблеме проведены с привлечением методики стадийно-динамического фациального анализа [2], положенного в основу картирования литолого-фациальных комплексов покрова. Работам предшествовали уточнение стратиграфических схем, литостратиграфии, ритмостратиграфии и биоритмостратиграфических подразделений этих осадков с увязкой разрезов и обоснованием стратиграфических единиц, выбор структуры стратиграфии и ее характерных реперов.

Выполненные исследования показали, что свиты геологических районов региона отличаются достаточной устойчивостью основных фациально-литологических признаков на площади распространения и закономерно эволюционируют на протяжении поздней перми-мезоя.

На сформировавшемся наземно-равнинном фациальном комплексе раннепермских толщ после значительной нивелировки рельефа накапливаются волноприбойные карбонатно-терригенные осадки в связи с трансгрессией с севера раннеказанского морского бассейна [3]. Распространение песчаных и алеврито-песчаных осадков указывает на общее меридиональное направление низменной линейной области прогибания, в которой хорошо фиксируются ее бортовые и центральная части с замыканием и выклиниванием отдельных горизонтов в южной части впадины. Впадина вмещает участки медной и иной сульфидной и оксидно-карбонатной минерализации Приуральского пояса меденосности.

К концу раннеказанского времени устанавливается обмеление моря и его регрессия с переходом к формированию позднеказанского наземного терригенного комплекса. С отступлением раннеказанского моря на запад и северо-запад связано появление островного режима в районе Каргалинских рудников, ставшего впоследствии крупной областью меденакопления.

В позднеказанском фациальном комплексе обособилась равнинная долина большой реки и волнистая подгорновеерная равнина, окаймляющая склоны Палеоурала. Наметились усиление стока вод с Палеоурала с более заметным развитием веерноруслового аллювия. Площадь развития меденосности в волноприбойных терригенно-карбонатных осадках, накопившихся в начальную фазу трансгрессивного этапа развития раннеказанского моря, вытянута в виде узкой полосы вдоль простирания береговой линии.

В раннетатарское время унаследовано продолжает расширяться равнинная долина крупной приуральской палеореки, протекавшей вблизи Палеоурала, поворачивая к северо-западу с охватом территории юго-западного погружения Русской платформы. С фациальными зонами этой равнинной долины связаны ряд площадей меденакопления (Вязовская, Каргалинская). Рудоносные пролювиально-аллювиальные и аллювиально-озерные палеобассейны, вмещающие рудный ресурс Приуральского пояса меденосности, начали закладываться и развиваться в поздней перми.

Отложения триасовой системы характеризуются накоплением равнинноодолинных осадков (ранний триас) и сложены ритмосериями конгломерато-гравийно-песчаных, алевропелитовых пород, возникших за счет сноса материала с Палеоуральского высокогорного интенсивно разрушающегося палеоподнятия.

Составленные нами фациально-палеогеографические карты устанавливают положение в позднем триасе русловой палеодолины, конт-

ролирующей размещение аллювия, накоплений пойм и заболачивающихся озер. В пенепленизированном обрамлении Мугоджар и Центрально-Уральского поднятия формировались существенно каолиновые коры выветривания, а также переотлагались продукты перемыва доверхнетриасовых кор.

Отложения юрской системы имеют сокращенные разрезы на площади Сакмаро-Бельского Приуралья. Континентальные осадки нижней-средней юры в междуречье Илека-Урала-Сакмары и в Актюбинском Приуралье повсеместно представлены мощной ритмотолщей, включающей русловые, пойменные, озерно-болотные накопления, с которыми связаны месторождения угля (Яйсанское, Илецкое, Акбулакское и др.) Осадконакопление контролировалось речной системой, унаследованной от триасового времени, а участки угленакопления располагались вблизи реликтовых триасовых палеоподнятий.

Депрессии складчатого Урала в разрезах юры отличаются резко выраженной палеофациальностью, литологической изменчивостью в вертикальном разрезе и по площади [1]. Верхнеюорские накопления в южном погружении Урала и в Актюбинском Приуралье сложены исключительно морскими песками, песчаниками, глинами, ракушечниками, переходя в районе р. Юшатырь в однообразную толщу мелководноморских волноприбойных органогенно-обломочных пород. В западных районах прибрежные накопления верхнеюрского моря отличаются наличием внутриформационных размывов, сопровождающихся фосфатообразованием.

Осадконакопление валанжина и готерив-апта, особенно в начале валанжинского века, развито ограниченно. Отложения готеров-апта в виде красноцветного пролювия накапливались по периферии Мугоджар. На части территории морская карбонатно-глинистая и песчано-глинистая субформации валанжина и готерива с пластами фосфатизированных песчаников и песков отличаются возрастанием мощности в погружающихся к югу разрезах Прикаспийской впадины. В составе нижнемеловой серии более широко развиты накопления альба, имеющие наибольшую мощность в Примугоджарье и в Предуральском прогибе. Среди них выделяются осадки водораздельно-элювиального пояса, равнинодолинные накопления двух крупных рек и волноприбойные отложения к западу от меридиана Оренбург-Соль-Илецк. Морские отложения альба, включая накопления подводной дельты крупной палеореки и волноприбойные осадки, повсеместно развиты к западу от линии бассейн р. Эмба (Общий Сырт) – г. Уральск.

Отличительная особенность накоплений альба Башкирского Предуралья, Актюбинского Приуралья, Западного и Южного Примугоджарья – наличие в верхних частях разреза мощной ритмоначки равниннодолинных осадков.

Вышележащая морская глауконитово-меловая формация верхнего мела завершает разрез мезозоя. Максимум верхнемеловой трансгрессии приходится на маастрихт, после чего море регрессирует.

Выполненный анализ и картографические построения наметили основной тренд формирования мезозойского комплекса осадков-неоднократную смену наземных и морских фациальных обстановок, наличие крупных аллювиальных долин, прослеженных в ритмосериях триас – альбского разреза, а также существование на месте современных Уральских гор, Мугоджар высокогорных (ранний триас) и низкогорных (юра, мел) поднятий.

Литература

1. *Демина Т.Я., Тараборин Г.В.* Меденосность покровных формаций позднего фанерозоя в Приуральском осадочном бассейне // Материалы научой сессии ГИ УрО РАН. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 83–85.
2. *Попов В.И., Макарова С.Д., Филиппов А.А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 714 с.
3. *Тараборин Г.В., Демина Т.Я.* Комплексное изучение осадочных толщ северной части Оренбургского Приуралья. Оренбург: Изд-во Оренбургского университета, 2004. 112 с.

КОМПЛЕКСЫ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ

Н.И. Тимонин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – institute@geo.komisc.ru

Пассивные континенты континентов известны более 100 лет, начиная с трудов Э. Зюсса. В последние десятилетия, благодаря быстрому развитию теории тектоники литосферных плит (актуалистической геодинамики) и комплексному учению геологии современных акваторий, была разработана новая классификация и номенклатура этих образований [1, 3, 6 и др.]. Современная геодинамика позволяет понять эволюцию пассивных окраин от начальных до завершающих этапов в соответствии с циклом Вильсона. При полном развитии выделяется четыре главных стадии в их закономерной последовательности.

Зачаточная, рифтогенная стадия начинается со сводового поднятия с последующим утонением, растяжением, расколом континентальной коры и образованием линейных грабенов по системе сбросов. В них происходит быстрое накопление мощных вулканогенно-терригенных формаций. Современный пример тому – Великие Восточно-Африканские и другие рифты [1, 3, 6 и др.]. На этой стадии проявляются процессы, не характерные для классических, зрелых пассивных окраин: сейсмичность, вулканизм, поднятия, накопление молассоидных формаций и др. Непрерывная последующая эволюция земной коры в полном цикле Вильсона позволяет включить эту стадию с эмбриональными формами в состав пассивноокраинных

комплексов по Д.П. Кеннету [3]. В случае прекращения дивергенции образуются структуры, заполненные мощной осадочной толщей, известные как авлакогены, которые, в этом понимании, также логично относить к пассивноокраинным, несмотря на некоторую специфику геодинамического режима формаций.

Юная стадия эволюции характеризуется разъединением континента или его части с образованием между блоками океанической коры. Примером тому – Красное море, где начались процессы спрединга с внедрением дайковых комплексов при непрекращающемся быстром и мощном осадконакоплении в протоокеаническом бассейне.

Зрелая стадия следует при продолжении дивергенции и также не имеет резкой границы с предшествующей. Ее отличие заключается в постепенном формировании четкого разграничения формаций шельфа, континентального склона, подножия и абиссали с накоплением на них соответственно карбонатных, терригенно-карбонатных, дивергентно-флишевых и кремнисто-сланцевых толщ. Характерной особенностью пассивноокраинного флиша является «зрелость» песчаников, заключающаяся в олиго- и мономиктовом составе зерен. Основное осадконакопление происходит вблизи континента и вдали от зоны спрединга уже широко раскрывшегося океана. Вследствие этого здесь отсутствует сейсмичность, структурообразование и магматизм. Современными примерами зрелой стадии могут служить хорошо изученные окраины Восточной Америки, Африки, Индии и др. [3, 6].

Последующая эволюция земной коры по циклу Вильсона связана с конвергенцией. Она приводит к субдукции океанической коры, при которой поддвигаемая плита сохраняет свойства пассивной окраины вплоть до коллизии. Этот период развития можно назвать **конвергентной стадией** с выделением двух этапов – субдукционного и коллизионного. На **субдукционном этапе** происходит происходит поглощение океанической коры с постепенным вхождением в зону глубоководного желоба краевых частей пассивной окраины с батиальными и абиссальными формациями. Современный пример тому – северо-западная Австралия, где в Зондский (Яванский) желоб и его восточное продолжение – Тиморский трог со скоростью 7.8 см в год под углом подвигается пассивная окраина этого континента.

На **коллизионном этапе** в зону конвергенции входит шельфовая часть пассивной окраины. Происходит образование надвигов, шарьяжей и принадвиговых складок. Прилегающий шельф погружается, формируя полоценный краевой прогиб, который заполняется орогенным комплексом (флиш, нижняя и верхняя молассы). Современный пример этого этапа – Предараканский краевой прогиб на северном продолжении уже упомянутого Зндского желоба. Древним аналогом является Западный Урал с Предуральским краевым прогибом.

При расмотрении геодинамики древних пассивных окраин в геологическом случае отсутствия юной и зрелой стадии развития, после-

дующая конвергенция может создавать структуры, известные на примере авлакогенов, как например в Днепровско-Донецкой впадине в Донбассе.

В фанерозойской эволюции **восточной окраины Европы** вдоль Урала и Пай-Хоя отчетиво выделяется пассиыная окраина с тремя формациоными комплексами. Нижний, рифтогенный (позднекембрийско-раннеордовикского возраста формировался в зачаточную стадию развития. К концу его, в строенииЗападного Урала и Приуралья наметилось разделение двух типов разреза – грубообломочного и карбонатного а западе и песчано-сланцевого, батиального на востоке. Это свидетельствует о постепенном переходе к юной стадии развития пассивной окраины. Зрелой стадии отвечает мощный перикратонный комплекс среднеордовикско-раннепермского возраста с четкой дифференциацией на шельфовые и батиальные формации.

Вышележащие орогенные формации отражают конвергентную стадию развития пассивной окраины.Они имеют скользящий с омоложением к западу возраст в диапазоне от карбона до триаса включительно. Первоначально этот комплекс форомировался в Приуральском желобе, который эволюционировал в краевой прогиб. Обломки в конгломератах и песчаниках состоят в основном из глубоководных силицитов. На субдукционном этапе в карбоне орогенные формации отлагались на отложениях абиссали, батиали и глубоководного шельфа.

В строении Пай-Хоя и прилегающих структур четко выделяются комплексы формаций, отражающих их палеогеодинамическое развитие. В целом они отражают формированиеоног единого цикла Вильсона: рифтогенез ($Є_3$–O_1) → спрединг (O_2–S) → сбдукция (D–C) → → коллизия (C–K_1). Кроме того, на него в среднем-позднем девоне был наложен втономный цикл Бертрана (Центральнопайхойский точечтовый рифтогенез и рифтогенез Вапандей-Адзьвинского авлакогена) и формирование трапповых формаций раннего триаса, связанных с прохождением Исландской «горячей точки» [4].

Выделением и изучением осадочных формаций Пай-Хоя занимался А.И. Елисеев [2]. В осадочных комплексах, развитых в Печорской палеошельфовой (карбонатной) зоне, он выделил следующие формации: фалаховая – позднекембрийско-нижнеордовикская; платамовая – среднеордовикская; калейдовая – верхнеордовикско-нижнедевонская; фалаховая – эйфельская; платамовая – среднедевонская; калейдовая – франско-турнейская; платамовая – средне-верхневизейская; калейдовая – серпуховско-касимовская. Последняя трансгрессивно перекрывается орогенными формациями – пермской флишевой и молассовыми формациями. Как видно из сказанного, в формационном ряду карбонатных палеозойских отложений отмечается отчетливо выраженная цикличность развития, выразившаяся в тройном повторении циклов от позднего кембрия до позднего карбона. В каждом цикле наблюдается закономерная смена формаций: фалаховая → платамо-

вая → калейдовая. Особенностью выделенных циклов является сокращение мощности и продолжительности накопления фааховых формаций во втором цикле и их полное выпадение в третьем, а также сокращение времени накопления остальных формаций от цикла к циклу вверх по разрезу.

В Карской сланцевой зоне, сложенной формациями палеобатиали, наблюдается непрерывный и однонаправленный, начиная с позднего кембрия – ордовика и кончая нижней пермью, формационный ряд палеозойских отложений. В палеозойских батиальных отложениях Пай-Хоя А.И. Елисеевым [2] выделены следующие формации: палиноровая – позднекембийско-ордовикская; нижняя толеровая – силурийско-нижнедевонская; кремнисто-терригенная – среднедевонская; фтанитовая – франско-турнейская; верхняя толеровая – верхнедевонско-среднекаменноугольная и флишевая – верхнекаменноугольно-нижнепермская.

Выделенные формации отражают геодинамический режим периода образования пород, поэтому их также называют ***литодинамическими комплексами.*** Один из самых распространенных звучит как ***ассоциация формаций пассивной окраины Лавразии*** [5, 7].

Литература

1. *Аплонов С.В.* Геодинамика. Учебник. СПб: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2001. 360 с.
2. *Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 204 с.
3. *Кеннет Дж. П.* Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с.
4. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм Северного Приуралья // Уральский геологический журнал. 2004. № 1 (37). С. 37–52.
5. *Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: Уро РАН, 2004. 226 с.
6. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Московского университета, 1995. 476 с.
7. *Юдин В.В.* Пассивные окраины юга и востока России // Геологія і геохімія горючих копалин. 2001. № 3. С. 34–43.

ПРОБЛЕМЫ ТИПИЗАЦИИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА И ПОЗНАНИЯ ИХ ЭВОЛЮЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

П.П. Тимофеев

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – mlk@ginras.ru

В настоящее время российские литологи вплотную подошли к необходимости нового подхода к разработке проблемы эволюции осадочного процесса в истории Земли. Этот подход должен быть основан

на глобальном сравнительном анализе процессов осадко- и породообразования, формаций и формационных комплексов.

Для решения этой проблемы необходим анализ суммы данных, полученных в процессе детального литолого-фациального изучения и геологического генетического формационного анализа осадочных образований. Это позволит решить ряд задач, имеющих глобальное значение. К ним можно отнести следующие:

1. Сравнительное изучение на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций раздельно осадочного чехла земной коры континентальных (различные водоемы, исключая океаны) и океанских блоков как показателей этапов геологической истории областей их накопления.

2. Сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных палеогеографических (ландшафтных) обстановках континентов и океанов с целью выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития.

3. Построение общей схемы эволюции седиментационных бассейнов в истории Земли.

4. Изучение эволюции питающих провинций в истории Земли как фактора необратимого развития осадочного породообразования.

5. Глобальная корреляция типов литогенеза в породных бассейнах различных тектонических и климатических областей.

6. Разработка учения о геологических осадочных формациях и их глобальная корреляция на континентальных и океанских блоках земной коры во времени и пространстве.

7. Выяснение роли экзогенных и эндогенных факторов в формировании осадочного рудообразования.

Следовательно, прогнозируемое направление должно стать крупным теоретическим обобщением осадочной геологии, наиболее полно вскрывающим взаимосвязь осадко- и породообразования с другими геологическими явлениями. Именно поэтому оно должно способствовать решению общегеологических проблем, таких как история океанов, восстановление палеоструктуры складчатых поясов, перемещение континентов и др.

Конечной целью такой разработки должно быть построение *всеобъемлющей теории гипертологии, седиментологии, литологии и рудогенеза.* Это теория, которая будет основной в осадочной геологии на длительный период, должна вскрыть как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса процессов, так и закономерности их исторического развития во взаимосвязи с тектогенезом, магматизмом и эволюцией гидросферы и биосферы на отдельных этапах развития Земли. Только такая всеобъемлющая теория способна обеспечить однозначное решение многих вопросов корреляции геологических процессов в пространстве и во времени.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ОКРАИНАХ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) В ФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ

З.А. Толоконникова

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, e-mail – zalatoi@yandex.ru

Окраины Кузнецкого бассейна (Кузбасс) на фаменском этапе развития Алтае-Саянского региона характеризовались преимущественно морским режимом осадконакопления. Первые палеогеографические реконструкции для этого региона были составлены в 60-х гг. XX века [1, 6]. В связи с накоплением новых данных возникла необходимость их дальнейшей детализации.

Начало фамена (конодонтовая зона *triangularis*) совпадает с региональной трансгрессией, глобальным эвстатическим изменением уровня Мирового океана и кардинальной сменой систематического разнообразия фауны (событие Upper Kellwasser). В пределах Кузнецкого моря отлагались карбонатные осадки с редкими прослоями мелкообломочного материала. Среди карбонатных отложений преобладают тонкослоистые, комковатые, песчанистые известняки с разнообразной и богатой фауной (брахиоподы, мшанки, конодонты, двустворки, водоросли, гастроподы, криноидеи, остракоды, ругозы). Доля терригенных осадков относительно высока на южной и восточной окраинах бассейна, что указывает на снос обломочного материала с прилегающей суши (Кузнецкий Алатау). Общая мощность отложений этого уровня, известного в литературе как пещеркинский горизонт, колеблется от первых десятков метров на восточной, северной, южной окраинах до 250–300 м на северо-западной.

В среднефаменское время (подонинский горизонт, конодонтовые зоны *trachitera-expansa*) Кузнецкий бассейн представлял собой прибрежную аккумулятивную равнину. Она возникла вследствие быстрой регрессии, сопровождавшейся понижением уровня Мирового океана. Континентальные отложения этого временного интервала имеют красноватую или пестроцветную окраску, возникшую в условиях аридного климата и окислительного характера среды (трещины усыхания, крупная рябь течений, косая и параллельная слоистость) [2]. Мощность грубообломочных осадков (песчаники, алевролиты, конгломераты, брекчии) с небольшими прослоями карбонатов не превышает 500 м. Отложения подонинского горизонта на всех окраинах бассейна характеризуются единым литологическим обликом и отсутствием органических остатков. Лишь на севере Кемеровской области фиксируются следы неглубокого морского бассейна с неустойчивым режимом (р. Яя). Он, вероятно, представлял собой полузамкнутые водоемы и лагуны, где обитали эндемичные однообразные представители брахиопод, ихтиофауны, конодонтов, мшанок.

В конце фамена (основание топкинского горизонта, зона *praesulcata*) следует новая трансгрессия, продлившаяся в регионе до

середины турнейского века раннего карбона. Она сравнительно быстро распространилась на весь Кузнецкий прогиб и северную часть Горного Алтая. Накапливались преимущественно карбонатные осадки. На северо-западной, северо-восточной окраинах бассейна обитала разнообразная морская фауна: брахиоподы, остракоды, фораминиферы, конодонты, мшанки. Южная и восточная окраины Кузбасса характеризуются прибрежно-морскими отложениями со значительной долей терригенных осадков, содержащих споровые комплексы [5]. На эвстатические изменения уровня Мирового океана в регионе наложилась резкая активизация вулканической деятельности в Горном Алтае [3], носившая в основном характер вулканических взрывов с огромным количеством пирокластического материала. Он отлагался в Кузбассе, Минусинских впадинах, Туве в виде покрова пепловых туфов на континенте и туффитов в морском бассейне (мощность отложений в Кузбассе достигает 100 м). Именно к этому событию (подошва крутовского горизонта) наиболее близка граница девона и карбона в регионе [4]. После завершения вулканического события процессы карбонатообразования в морском бассейне продолжились (тайдонский горизонт). Для начала карбона характерно накопление темно-серых детритусовых, окремнелых известняков, содержащих разнообразную обновленную в систематическом плане органику.

Общая мощность фаменских отложений на окраинах Кузнецкого бассейна невелика (около 1 км). В конце девона наблюдается чередование морских, континентальных и прибрежно-морских отложений, отражающих региональные трансгрессивно-регрессивные эпизоды, которые наложились на эвстатические колебаниям уровня Мирового океана. Граница девона-карбона в регионе хорошо прослеживается по литологическим признакам (вулканогенный материал, увеличение доли карбонатных отложение) и палеонтологическим данным. Вероятно, в фамене Кузнецкий бассейн являлся окраинной частью Западно-Сибирского моря, примыкающей к горному сооружению Кузнецкого Алатау.

Литература

1. *Бельская Т.Н.* Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, населения и осадки. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 184 с.
2. *Гутак Я.М.* Позднефаменские отложения восточной части Кузнецкого каменноугольного бассейна (левобережье р. Яя у бывшего пос. Невский) // Природа и экономика Кузбасса. 2006. вып. 10. Т. 1. С. 37–39.
3. *Гутак Я.М., Крупчатников В.И., Федак С.И.* Постдевонский вулканизм Горного Алтая // Вулканизм и геодинамика. 2003. С. 254–258.
4. *Гутак Я.М., Родыгин С.А., Толоконникова З.А.* Нижняя граница каменноугольной системы в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всерос. конф. «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография». Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 94–97.
5. *Надлер Ю.С., Дрягина Л.Л.* Первая находка позднефаменских спор в Кузнецком бассейне // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Новосибирск, 1996. Т. 2. С. 86–88.

6. *Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Безносова Г.А., Максимова С.В.* Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 547 с.

УГЛЕВОДОРОДНАЯ ФЛЮИДИЗАЦИЯ В ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМАХ

М.А. Тугарова

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – tugarova@mail.ru

Эманационная углеводородная (УВ) флюидизация – процесс воздействия миграционного потока на минеральную часть осадков и пород может рассматриваться как один из факторов, влияющих на процессы вторичного изменения в осадочных системах, нарушающих их фоновые эпигенетические преобразования.

Обширный фактический материал, характеризующий литогеохимические процессы в осадочных системах, накоплен при проведении поисковых геохимических исследований на нефть и газ. Особенности изменения вещественных признаков осадочных пород под воздействием эманационных флюидов послужили основой для выделения отдельного вида нефтегазопоисовых съемок – литогеохимических.

Комплексные геохимические исследования на нефть и газ позволяют получать информативный материал, характеризующий осадочную систему не только с традиционных для литологии позиций – минеральное вещество, структура, текстура, но и дополняющий эти значимые признаки количественными и качественными характеристиками органического вещества (в твердой и жидкой фазах), его группового состава, составом газов (водорастворенных, сорбированных, спонтанных), живого вещества (группы микроорганизмов и их количество).

Углеводородная флюидизация осадочных образований проявляется на всех стадиях литогенеза, при этом максимально сложно фиксировать ее проявления в диагенезе, характеризующимся большим разнообразием биогеохимических процессов.

На основе фактического материала, полученного в ходе комплексных геохимических съемок ВНИГРИ, при участии автора, рассматриваются особенности фоновых диагенетических процессов и особенности его проявления в очагах разгрузки углеводородных флюидов. Объекты изучения – современные осадки дельтового комплекса р. Печоры, Печорского моря (север Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции), северо-восточного шельфа о. Сахалин. Районы работ принципиально различаются по структурно-тектоническим особенностям, контролирующим масштабы и характер проявления миграционных углеводородных компонентов и, как следствие, особенности их распределения в осадках. Общая для регионов углеводородная специализация проявляется как в повышенном уровне фоновых концентра-

ций доминантных углеводородных соединений, так и в наличии многочисленных аномалий УВ в осадочном чехле, в том числе в приповерхностных горизонтах. Геохимический углеводородный фон осадочной среды складывается из трех основных составляющих: УВ диагенетического происхождения как результат преобразования исходного ОВ донной среды, УВ миграционно-фильтрационного генезиса – результат «газового дыхания недр» и техногенные УВ. Отработанные методики комплексных геохимических съемок позволяют с большой степенью надежности дифференцировать сингенетичные и эманационные компоненты углеводородов [1, 2].

Критериями отнесения углеводородов к эманационно-эпигенетическим являются: их качественный состав, соответствующий миграционной части УВ залежей, а также изотопный состав; аномальное увеличение содержания УВ, прежде всего газовых, над фильтрационно-проводящими зонами; аномальные диагенетические изменения минеральной среды осадка на фоне закономерных в латеральном ряду фаций; локализация аномальных зон, определяющаяся типом и составом УВ залежи, геотектоникой региона.

Эманационно-эпигенетические УВ: 1) асинхронны и эпигенетичны по отношению к современной минеральной осадочной среде, что выражается, прежде всего, в их химическом составе – это УВ, прошедшие термокаталитическую стадию; 2) проявления этих углеводородов в современных осадках контролируются наличием глубинных продуктивных структур и проводящих фильтрационных зон; 3) локализации зон с повышенным содержанием этих углеводородов не контролируется обстановкой осадконакопления или контролируется частично; 4) содержание эпигенетических углеводородов в осадочной среде определяется интенсивностью эманационного потока и лишь отчасти подчиняется литодинамическим закономерностям особенностям бассейна седиментации; 5) при наличии эпигенетических УВ в непрерывном латеральном ряду обстановок осадконакопления нарушаются фоновые закономерности диагенетических изменений минеральных компонентов осадков. Доминирующим фактором распределения ОВ в осадочной среде является геотектонический. Локальная аккумуляция не зависит от особенностей обстановок осадконакопления, литодинамика которых лишь отчасти может способствовать их аккумуляции. Но даже в случае высокодинамичного литодинамического режима при устойчивом поступлении эманационных УВ, их содержания будут оставаться на уровне аномальных.

В осадочной среде максимальные содержания жидких и газообразных УВ, являющихся результатом миграционных диффузионных и фильтрационных процессов, приурочены к песчано-алевритовым осадкам. Геохимические особенности «аллотигенного» диагенеза, определяемого присутствием УВ, проявляются в доминировании восстановительных геохимических условий и соответствующего им изменения химического состава (в частности, валентных форм элементов),

аутигенного минералообразования, преобразовании глинистых фаз осадков, в особенностях количественного и качественного (например, появлении микроорганизмов, окисляющих тяжелые гомологи метана) распределения групп микроорганизмов, изменения состава поровых вод и др. Зоны проявления этих процессов локализованы и приурочены к глубинным продуктивных структурам и проводящим фильтрационным зонам.

Следует отметить, что не только ранние этапы формирования осадочных отложений фиксируют проявление углеводородных эманационных процессов. Миграционные битумы в древних толщах играют не меньшую роль в изменении квазистатической осадочной системы. Литологические признаки пород, находящихся на стадии катагенеза, в большей степени фиксируют флюидизацию жидкими углеводородами и позволяют достаточно надежно и экономично фиксировать миграционные битумы в составе пород нефтегазоносных комплексов.

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. *Астафьев В.П., Грибков В.В., Коц В.Г. и др.* Комплексное биогеохимическое изучение донной среды для прогноза нефтегазоносности субаквальных площадей // Комплексные геохимические нефтегазопоисковые исследования субаквальных площадей. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 4–18.

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОРЫ КАТАГЕНЕЗА

М.А. Тугарова[1], Е.Б. Суворова[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – tugarova@mail.ru
[2]Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, г. Санкт-Петербург, e-mail – suvork@inbox.ru

На примере осадочного разреза Адмиралтейского поднятия Баренцевоморского региона рассматриваются индикаторные катагенетические вещественно-структурные признаки терригенных пород – состав, структуры, физико-механические свойства.

Адмиралтейское поднятие расположено в восточной части шельфа Баренцева моря и является наиболее крупной структурой, входящей в состав мегавала Адмиралтейства.

На Адмиралтейском поднятии разрез, вскрытый скважиной Адмиралтейская-1, представлен мощной толщей нижнетриасовых терригенных отложений, а также вскрыты породы позднепермского возраста.

При относительно неглубоком гипсометрическом положении осадочные породы Адмиралтейского поднятия характеризуются повышенной степенью катагенетической преобразованности по сравнению с другими районами Баренцевоморского шельфа, обусловленной дифференцированным воздыманием участков мегавала в позднепермско-триасово-юрский период. По результатам катагенетического моделирования Н.К. Евдокимовой (1994 г.) величина аплифта на Адмиралтейском поднятии оценивается в 700 м, причем это значение представляется заниженным, так как в разрезе отсутствуют породы мезозоя моложе ааленского яруса средней юры, размытые в кайнозое.

Катагенетическая зональность установлена на основании отражательной способности и показателей преломления витринита (Г.М. Парпарова, 1990 г.; Н.К. Евдокимова, 1994 г., 1998 г.; Т.Н. Вишневская, 1989–1990 гг). На глубине 1620 м отложения характеризуются степенью катагенетической преобразованности, соответствующей стадии $МК_2$, на глубине 1844 м – $МК_2$-$МК_3$ (значения величины отражения витринита 0.71–0.87 %), а ниже 2100 м – стадии $МК_3$ и выше (среднее значение коэффициента отражения 0.93 %).

Степень преобразованности нижнетриасовой толщи в бортовых частях Баренцевского мегапрогиба соответствует стадиям $МК_2$ и ниже. Глубина границы перехода от $МК_1$ к $МК_2$ соответствует 1700–2000 м, а граница между стадиями $МК_2$ и $МК_3$ находится на глубине 2600–3000 м.

В скважинах, расположенных в центральной части Баренцевского мегапрогиба (не вскрывших нижнетриасовые отложения), границы стадии катагенеза соответствуют большим глубинам. Граница между стадиями ПК-$МК_1$ фиксируется на глубине 2100–2500 м, подошва пластов, находящихся на стадии $МК_1$ – на глубине 2700–3100 м, а переход от стадии $МК_2$ к $МК_3$ – в интервале глубин 4150–4400 м.

Литологическое изучение пород разреза проводилось комплексом методов (петрографические, рентгенофазовый, гранулометрический анализы, электронная микроскопия с электронно-микроскопическим зондированием и др.).

Нижнетриасовые отложения Адмиралтейского поднятия преимущественно представлены тонкослоистыми светло-серыми и серыми кремнистыми алевритовыми аргиллитами, песчанисто-алевритовыми аргиллитами, песчано-глинистыми алевролитами, массивными и горизонтально-слоистыми алевритистыми аргиллитами. В составе обломочной части пород преобладает кварц (60–75 %), полевые шпаты (7–12 %), обломки кремнистых пород, единичные зерна карбонатных минералов, глауконит, хлориты, пирит. Состав глинистого матрикса – хлорит-иллитовый с изменяющимся соотношением глинистых минеральных фаз. Все литологические разности терригенных пород разреза характеризуются высокой степенью уплотнения.

Степень катагенетической преобразованности пород отчетливо соотносится с их структурными характеристиками, степенью преобразован-

ности глинистого матрикса и регенерацией обломочных зерен, морфологией, конфигурацией и пространственной локализацией микротрещин.

Основной тенденцией в изменении состава глинистой фракции, представленной в основном минералами групп хлорита и гидрослюд, является увеличение степени гидрослюдизации вниз по разрезу, с увеличением содержания гидрослюд до 80 %. На глубинах, соответствующих стадии катагенеза $МК_3$ и выше фиксируются процессы аутигенного кремнеобразования, приводящие к уплотнению пород и увеличению степени кристаллизационных контактов в породах.

Структура терригенных пород и характер контактов между зернами для существенно глинистых пород разреза прослежена в соответствии со схемой, предложенной В.И. Осиповым с соавторами [1]. Выделено два преобладающих типа контактов – цементационный и кристаллизационный. Кристаллизационные контакты, проявленные в породах на глубинах более 2600 м, характеризуются срастанием отдельных компонентов пород, выражаются в сложности морфологического обособлении отдельных минеральных видов даже на электронно-микроскопическом уровне. Петрографически структуры этих отложений идентифицируются как криптокристаллические, иногда фиксируются отдельные относительно крупные (до 0.1 мм) аутигенные кремнистые выделения.

В наименьшей степени процессы перекристаллизации затрагивают породы с первичной примесью карбонатного вещества. Так, на глубинах 3200 м известково-терригенные породы с примесью углефицированных растительных органомацералов сохраняют цементационный тип контактов.

Изменения состава и структур пород сопровождается заметным изменением их прочностных свойств, проявляющихся в частности в густоте, морфологии и ориентировки микротрещин. Основными тенденциями, проявляющимися с увеличением глубины залегания пород, являются: увеличение густоты трещин, смена их ориентировки от субгоризонтальной, соответствующей седиментационной слоистости, на диагональную секущую слоистость и далее, переходящую в стилолитовую. Характер микротрещин, с одной стороны, фиксирует увеличение геостатического давления на пласты, с другой, по-видимому, отражает процессы тектонической нагрузки. Отмечено, что с увеличением степени кристалличности структур и увеличением доли кристаллизационных контактов густота и плотность трещин увеличиваются. Зигзагообразные и стилолитовые трещины наиболее характерны для пород с проявленным катагенетическим окремнением, придающим им дополнительную хрупкость. Микротрещины преимущественно зияющие, что заставляет предположить их вторичность по отношению к процессам катагенетической перекристаллизации.

Совокупность литологических признаков пород, отражающих нарастание степени катагенеза вниз по разрезу, хорошо согласуется с данными по определению катагенеза по витриниту и заставляет рассматривать их как индикаторные для осадочного разреза региона.

Литература

1. *Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В.* Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 238 с.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАОСАДОЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА

О.М. Туркина

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – turkina@uiggm.nsc.ru

Раннедокембрийские зеленокаменные пояса (ЗКП) локализованы в северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Сибирский кратон). В Онотском ЗКП метаосадочные отложения приурочены к верхней части разреза, где преобладающими являются амфиболиты, переслаивающиеся с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, горизонтами магнезитовых и доломитовых мраморов. Вверх по разрезу они сменяются пачками переслаивающихся гранат- и ставролитсодержащих биотитовых и амфиболовых сланцев и подчиненных амфиболитов. Среди метабазитов развиты гематитовые сланцы и пласты железистых кварцитов. Установленные для метабазальтов реликты подушечной отдельности и наличие прослоев железистых кварцитов указывают на субаквальные условия их формирования, о мелководных обстановках седиментации свидетельствует также ассоциация карбонатных и терригенных метаосадков. Возраст кислых метавулканитов из нижней части разреза ЗКП составляет 2.88 млрд лет (U-Pb, циркон). Высокое содержание в амфиболовых сланцах Fe_2O_3 (11–16 мас. %), MgO (2–7 мас. %), TiO_2 (1–1.6 мас. %), CaO (3–9 мас. %) и Na_2O позволяет интерпретировать эти породы как вулканомиктовые или туфогенно-терригенные осадки, образованные за счет вулканитов основного состава. Гранат-ставролит-биотитовые сланцы, обогащенные Al_2O_3 (17–19 мас. %), по составу близки аргиллитам и пелитовым аргиллитам. Сходство по редкоэлементному составу глиноземистых сланцев со средним архейским аргиллитом (AS) [2] позволяет предполагать, что образование первых произошло в результаты эрозии пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) комплекса и основных вулканитов ЗКП. Вклад пород ТТГ-комплекса, обедненных тяжелыми РЗЭ, подтверждается и более высоким отношением $(La/Yb)_n$ (8.5–10.6) глиноземистых сланцев в сравнении с AS ($(La/Yb)_n = 6.8$). Для амфиболовых сланцев, судя по особенностям состава, в том числе по пониженным отношениям La/Sc (0.7) и Th/Sc (0.1) относительно AS (La/Sc = 1.3 и Th/Sc = 0.43), вклад мафического источника сноса был доминирующим.

Стратифицированный метаморфический комплекс Урикского ЗКП Булунского блока традиционно подразделялся на две толщи (свиты):

таргазойскую и ерминскую. В составе первой доминируют амфиболиты, гранатовые амфиболиты с маломощными прослоями и линзами кианитсодержащих гранат-слюдистых сланцев и кварцитосланцев, а также относительно мощные пачки гранатсодержащих биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Гранатсодержащие сланцы из мощных пачек имеют широкие вариации SiO_2 (54–68 мас. %) и по распределению петрогенных компонентов соответствуют алевролитам и аргиллитам (CIA = 59–68). В сравнении со средним архейским аргиллитом они отчетливо обогащены TiO_2 и обеднены щелочами, особенно K_2O (0.5–1.8 мас. %). С ростом кремнекислотности в метаосадках отчетливо снижаются содержания Ti, Fe, Mg, Ca, которые в среднем близки к таковым в AS. По степени фракционирования редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$ = 5.9–9.3) кристаллические сланцы сопоставимы со средним архейским аргиллитом ($(La/Yb)_n$ = 6.8), но отличаются более высоким уровнем концентраций РЗЭ и наличием слабого европиевого минимума (Eu/Eu* = 0.7–0.9). Обогащение сланцев Zr и Nb в 1.5–2 раза относительно AS, особенности распределения РЗЭ и низкое содержание K_2O указывают на преобладающий вклад кислых магматических пород натриевого ряда в образование терригенного материала. Мафический источник сноса, судя по обогащению метаосадков Ti, Zr, Nb, P, мог быть представлен субщелочными основными вулканитами с повышенным содержанием указанных компонентов, и/или накопление Ti и ассоциирующих с ним элементов происходило за счет тяжелых детритовых минералов.

Кристаллические сланцы и кварцитосланцы из тонких прослоев (SiO_2 = 65–79 мас. %) петрохимически соответствуют более зрелым (CIA = 66–82) кремнисто-глинистым терригенным осадкам, сильно деплетированным Ti, Fe, Mg и щелочами (Na_2O = 0.6–2.0 мас. %; K_2O = 0.8–1.2 мас. %). В сравнении с архейским аргиллитом они резко обеднены Th, РЗЭ, Zr, Nb, концентрации этих элементов снижаются от биотитовых к кианитсодержащим сланцам. По распределению РЗЭ биотитовые сланцы подобны среднему архейскому аргиллиту, но отличаются более низкими концентрациями РЗЭ, особенно тяжелых лантаноидов, повышенным отношением $(La/Yb)_n$ (7.5–19.6), что указывает на вероятное участие пород ТТГ-комплекса в формировании осадочного материала, и наличием очень слабых аномалий европия (Eu/Eu* = 0.9–1.2). Кианитовые сланцы резко обеднены лантаноидами и характеризуются «плоским» до слабо фракционированного распределением РЗЭ с положительной европиевой аномалией (Eu/Eu* ~ 1.2). Отмеченные особенности распределения петрогенных и редких элементов указывают на формирование кремнисто-глинистых осадков за счет интенсивного выветривания мафического и плагиогранитоидного источников, высокую зрелость осадков и, вероятно, дистальные условия седиментации. Появление положительной аномалии Eu может свидетельствовать в пользу глубоководной обстановки седиментации, где накопление Eu было связано с гидротермальным привносом и соосаждением с

оксигидрооксидами Fe. Положительная аномалия европия фиксируется во взвеси вблизи выхода современных гидротерм на океаническом дне [1]. Гидротермальным привносом объясняются европиевые максимумы, например для палеоархейских (3.8 млрд лет) метаосадков, обогащенных Fe_2O_3, из зеленокаменного пояса Исуа, Гренландия [3].

Метаграувакки Урикского ЗКП по величине модельного возраста – $T_{Nd}(DM)$ = 3.3–3,6 млрд лет перекрываются с ассоциирующими плагиогнейсами и плагиогранитоидами (T_{Nd} (DM)=3.3–3.5 млрд лет). Очевидно они были сформированы за счет палеоархейской питающей провинции и отражают характер древней континентальной коры Булунского блока. В Онотском поясе метапелиты резко отличаются по Nd модельному возрасту ($T_{Nd}(DM)$ ~ 3.0 млрд лет) как от пород ТТГ комплекса ($T_{Nd}(DM)$ = 3.5–3.6 млрд лет), так и подстилающих кислых метавулканитов ($T_{Nd}(DM)$ = 3.3–3.5 млрд лет), что подразумевает участие неоархейских источников в образовании терригенного материала. Маркерами поступления в верхнюю кору ювенильного метериала служат метабазальты и амфиболовые кристаллические сланцы. Последние были сформированы главным образом за счет мафического источника сноса или представляли собой туфогенно-терригенные осадки.

Таким образом, метаосадочные породы изученных зеленокаменных поясов Шарыжалгайского выступа отражают в своем редкоэлементном и изотопном составе локальные источники сноса. Они служат индикаторами распространения древней (палеоархейской) сиалической коры, а также наличия ювенильного мафического материала, поступление которого предшествовало или сопровождало осадконакопление.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-64572.

Литература

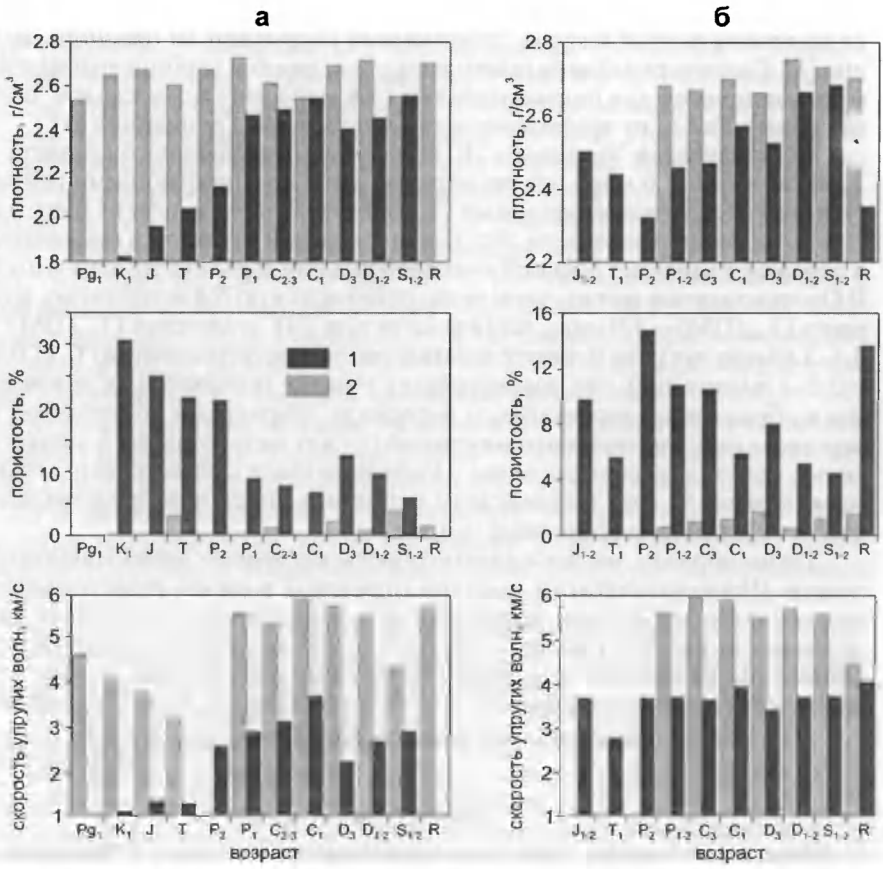
1. *Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
2. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
3. *Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al.* Chemical characterization of Earth's most ancient metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 1555–1573.

ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

В.А. Тюремнов

Геологический институт КНЦ РАН,
г. Апатиты, e-mail – raevsky@geoksc.apatity.ru

Петрофизические данные по скважинам Баренцевоморского шельфа, континентальной части Балтийского щита и Тимано-Печорской



Петрофизические характеристики терригенных (а) и карбонатных (б) пород континентального южного (1) и островного северного (2) обрамления Баренцевоморской окраины.

провинции позволили проследить изменения физических свойств осадочных пород в пространственно-временных координатах. Были установлены закономерности формирования пород как карбонатного, так и терригенного состава, связанные не только с их возрастом (рисунок), но и с глубиной залегания.

Помимо этого, установлены взаимосвязи физических свойств пород, в частности, пористости с плотностью и скоростью распространения упругих волн. Эти связи, в общем, носят типичный характер, свойственный осадочным образованиям и определяются их гранулометрическим составом и содержанием глинистости и карбонатности в породах.

Последние определяют общее уплотнение осадочных пород с глубиной залегания, поскольку глинистые частицы под влиянием

геостатического давления, вдавливаясь между более прочными обломками пород, уменьшают ее пористость и увеличивают плотность и скорость распространения упругих волн. Для различных структур эти закономерности могут проявляться по разному, но надежно выделяются несколько реперных физических границ. В первую очередь к ним относится региональная граница, разделяющая платформенный осадочный чехол и кристаллическое основание, а также намечается ряд локальных границ, таких как: юра-триас, триас-пермь, карбон-девон. В скв. Дресвянская надежная граница установлена по кровле карбонатов ассель-сакмарского возраста перми, разделяющая весь разрез скважины на терригенную и карбонатные части. С этой границей связан опорный горизонт, выделяемый на территории Тимано-Печорской провинции. Намеченные физические границы имеют свое вещественное и историко-геологическое объяснение. Они приурочены, в основном, или к границам раздела между циклитами или же к стратиграфическим подразделениям, подчеркнутым размывами, или же к пачкам пород, резко отличающимся по литологии от вмещающих пород. Однако однотипные породы близкие по своему стратиграфическому положению могут существенно отличаться по своим петрофизическим параметрам если их образование происходило в более сложной тектонической обстановке и сопровождалось более высокими стадиями катагенеза и метаморфизма.

СОСТАВ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ИРКУТНОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП)

Л.Н. Урманцева

Институт геологии и минералогии СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail – urmantseva@mail.ru

Шарыжалгайский выступ фундамента, являющийся южным обнаженным окончанием Тунгусской провинции Сибирского кратона, простирается от побережья оз. Байкал до бассейна р. Оки в Присаянье. Ряд сутурных зон и разломов делит Шарыжалгайский выступ на Бунунский, Онотский, Китойский и Иркутный террейны. Метаосадочные породы распространены в верхней толще метаморфического комплекса Иркутного блока и включают в себя гранат-биотитовые и высокоглиноземистые кордиерит- и силлиманитсодержащие гнейсы. Помимо этих типов гнейсов, в рассматриваемой толще встречаются также биотитовые гнейсы, протолитами которых, вероятно, являлись магматические породы средне-кислого состава, о чем свидетельствует их сходство с вулканитами зеленокаменных поясов типа А1 и раннедокембрийскими гранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиорито-

вой (ТТГ) серии [1]. Минеральные ассоциация гнейсов, включающие плагиоклаз, кварц, биотит, роговую обманку, гранат, кордиерит, гиперстен, силлиманит, и особенности слагающих их минералов свидетельствуют о том, что они образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

На диаграмме Неелова [2] для реконструкции первичной природы метаморфизованных пород гранат-биотитовые и высокоглиноземистые гнейсы образуют непрерывный ряд от граувакковых песчаников и алевролитов до аргиллитов и пелитовых аргиллитов. По величинам гидролизатного модуля гранат-биотитовые гнейсы сопоставляются с алевролитами и основными граувакками, а высокоглиноземистые – с гидролизатными глинистыми породами. Особенности распределения петрогенных элементов, а также рассчитанные при помощи программы MINLITH [3] нормативные минеральные составы протолитов гнейсов свидетельствуют о том, что гранат-биотитовые гнейсы формировались при метаморфизме граувакк, а высокоглиноземистые – пелитов.

Метаосадочное происхождение гранат-биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов подчеркивается сходством их спектров РЗЭ с архейскими и постархейскими глинистыми сланцами. По сравнению со средним архейским аргиллитом (AS) ($(La/Yb)_n$ = 6.8 и $(La/Sm)_n$ = 3.2) [4] метаосадочные породы характеризуются обогащением РЗЭ и более высокими $(La/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ отношениями. Для гранат-биотитовых гнейсов установлены $(La/Yb)_n$ = 3.9–14.5 и $(La/Sm)_n$ = 2.8–4.9; для высокоглиноземистых гнейсов – $(La/Yb)_n$ = 3.6–7.7 и $(La/Sm)_n$ = 2.9–4.5. Подобно постархейскими глинистыми сланцами, оба типа гнейсов обладают отрицательной европиевой аномалией (гранат-биотитовые гнейсы – Eu/Eu* = 0.46–0.89, высокоглиноземистые – Eu/Eu* = 0.38–0.85), не типичной для архейских парапород. Наряду с легкими лантаноидами, гнейсы обнаруживают обогащение Zr, Y и Th относительно AS, что свидетельствует о существенном участии кислых пород в источнике сноса. Близкие к средним значениям для AS концентрации в высокоглиноземистых гнейсах Ti, Cr, Ni, V, Sc указывают на наличие в области эрозии пород основного состава. Снижение концентраций указанных компонентов в гранат-биотитовых гнейсах, вероятно, отражает уменьшение вклада базитовых источников в образование терригенного материала.

Гранат-биотитовые гнейсы характеризуются модельным возрастом $T_{Nd}(DM)$ = 2.6–2.9 млрд лет. Высокоглиноземистые гнейсы обладают близкими изотопными характеристиками: $T_{Nd}(DM)$ = 2.4–3.1 млрд лет. Величины модельных возрастов для обоих типов парагнейсов перекрываются по своим значениям. Ортогнейсы Иркутного блока характеризуются $T_{Nd}(DM)$ = 2.7–3.6 млрд лет. Большие вариации модельных возрастов ($T_{Nd}(DM)$ = 2.4–3.1 млрд лет) метаосадочных пород, а также то, что содержание легких РЗЭ в осадках и величина их модель-

ного возраста определяются главным образом кислыми источниками сноса [5], указывают на присутствие в области размыва кислых пород как архейского, так и раннепротерозойского возраста. Наиболее молодой модельный возраст, равный 2.4 млрд лет, служит оценкой нижней границы осадконакопления.

Поскольку значения модельных возрастов для орто- и парапород отчасти перекрываются между собой, то ортогнейсы могли быть одним из компонентов в области эрозии. Наличие парагнейсов с более молодыми, чем ортопороды, модельными возрастами ($T_{Nd}(DM) < 2.7$ млрд лет) требует вовлечения в область размыва более молодого неоархейского или раннепротерозойского ювенильного материала.

Следует отметить, что почти все изученные парапороды характеризуются отчетливым отрицательным европиевым минимумом. Это свидетельствует о том, что породы в источнике сноса были представлены, в том числе продуктами внутрикорового плавления. Так как ортогнейсы, ассоциирующие с парагнейсами, наоборот, характеризуются отсутствием европиевой аномалии, то к моменту эрозии рассматриваемый блок коры, служивший источником терригенного материала, должен был подвергнуться дифференциации в результате метаморфизма и частичного плавления.

Особенности составов и сходство ортогнейсов с кислыми вулканитами зеленокаменных поясов и архейскими ТТГ свидетельствуют о возможности образования их протолитов в субдукционных обстановках. Так как парапороды имеют характеристики, отвечающие составу продуктов эрозии зрелой континентальной коры, то можно предположить, что образование терригенных осадков было оторвано по времени от процессов островодужного вулканизма и происходило в стабильной континентальной обстановке, то есть осадконакоплению предшествовал период стабилизации и дифференциации коры в результате внутрикорового плавления.

Литература

1. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 388 с.
2. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
3. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
4. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 284 с.
5. *Jahn B., Condie K.C.* Evolution of the Kaapval Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 11. P. 2239–2258.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В БОЛЬШИХ ОЗЕРАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

С.М. Усенков

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, e-mail – usenkov@ecopro.spb.ru

Современной седиментологии присуща интегрирующая способность объединять частные аквальные исследования на базе литодинамических представлений. Процесс седиментогенеза является важнейшим фактором формирования подводных ландшафтов и соответственно является ведущим экологическим фактором, определяющим распределение сообществ донных организмов и качество вод. При таком подходе системы больших озер привлекают особое внимание, т. к. они содержат более 50 % поверхностных пресных вод, пригодных для питья.

Озера как геосистемы. Большие озера – природные геосистемы, в формировании которых, наряду с гидрологическим режимом, решающую роль играет литогенная основа. Это жесткое основание геосистемы, связи которого с другими составляющими проявляются посредством потоков осадочного вещества, а также организующего и регламентирующего воздействия на гидрологический режим.

Ни один из факторов, обусловливающих возникновение озер, не может сравниться по своей значимости с воздействием плейстоценовой гляциации. Именно по этой причине в данном исследовании внимание фокусируется на больших озерах бореальной зоны: они широко распространены, они доминируют в ландшафтах Северной Европы и Северной Америки, кроме того, обладают крайне высокой экологической и практической ценностью.

Аквасистемы больших озер Европы и Северной Америки имеют гораздо больше сходств, чем различий. Их объединяют: 1) общий тип климата и, соответственно, атмосферной циркуляции; 2) большое сходство геолого-геоморфологической основы; 3) сходный характер гидрофизических, гидрохимических и седиментологических процессов; 4) схожая история освоения и развития территорий, одинаковая структура и интенсивность хозяйственной деятельности в областях питания, проблемы ухудшения качества воды [1]. До некоторой степени морфометрические параметры Европейских озер уступают Великим Американским, но вместе с тем физико-химические особенности вод и ряд гидрологических параметров у них очень близки по своим значениям.

Динамические типы дна. Превалирующие динамические типы дна в водных бассейнах выявляются с использованием следующих критериев: 1) энергетический фактор, определяемый положением волновой базы; 2) морфологический фактор, определяющий характер гипсогра-

фической кривой; 3) фактор крутизны склона, определяющий стабильность склона [4].

На основе всестороннего анализа данных по морфологии дна и характеру динамических процессов, а также детального изучения литологических особенностей (прежде всего, эмпирических данных по фракций-индикаторов) для ряда больших озер проведено динамическое районирование дна и оконтурены зоны *эрозии, транспортировки и аккумуляции*. Эти три категории динамических типов дна отражают преобладающее воздействие долговременных процессов размыва, седиментации и осадочной переработки.

Наиболее интересны области аккумуляции, где происходит окончательное осаждение наиболее тонкого материала природного и техногенного происхождения – «конечные станции» Здесь широко развиты разнообразные хорошо дифференцированные алевритовые и глинисто-алевритовые осадки. Формированию зон аккумуляции способствуют локальные сезонные циркуляционные течения, связанные с термобаром. За счет них осуществляются «закачивание» и аккумуляция тонкодисперсного седиментационного материала [2]. В больших озерах площадь, занимаемая зонами аккумуляции, составляет приблизительно 35 % от площади дна.

Литодинамика больших озер. Анализ обобщенных схем озерной литодинамики, где в интегрированном виде отражаются пути поступления и транспортировки осадочного вещества, обстановки осадконакопления и области накопления осадочного материала.

Весь осадочный материал распределяется в озерах под действием разнообразных седиментологических факторов при ведущей роли придонных динамических процессов. В береговой зоне ведущими агентами транспортировки осадочного материала являются волны и волновые течения. В открытой части озер сложный характер транспорта и аккумуляция осадочного вещества определяет взаимодействие циркуляционных течений, вихревых и волновых движения, ашвеллинга и других явлений. Также достаточно существенно влияние речных стоковых течений и геострофический эффект, благодаря которому тонкий материал перемещается в озерах в основном против часовой стрелки.

На основании исследований последних лет установлено, что в больших озерах действуют эпизодические динамические явления, вызывающие вихревые потоки или течения [5, 6]. Суть их в том, что массовый перенос твердого вещества осуществляется во время сильных штормов весной и осенью. Указанные динамические факторы приводят к возникновению плюмов взвеси в прибрежных частях озер. Причины возникновения плюма: 1) активный размыв и абразия подводного берегового склона и берега; 2) ресуспензия поверхностных отложений под воздействием волнений; 3) конвергенция течений в береговой области. Процессы ресуспензии донных отложений вызывают озерный метаболизм. В период существования плюма значения физичес-

ких и биологических характеристик существенным образом изменяются в вертикальном разрезе. При этом вектор транспортировки планктона и загрязняющих веществ, ассоциирующих с взвешенным материалом плюма, направлен в сторону центральных частей озер. В Ладожском озере время транспортировки материала в результате действия описанного механизма по оценке составляет около 5 суток [3]. Такое же время занимает осаждение тонких осадочных частиц на дно в период, когда водная толща озера не стратифицирована. Таким образом, можно предложить концептуальную модель, согласно которой медленный циклонический перенос осадочного материала вдоль восточного берегов Ладоги периодически прерывается транспортировкой и осаждением вещества под воздействием течений, индуцированных сильными ветрами определенных направлений. Подобная модель транспортировки осадочного материала свойственна, вероятно, всем большим озерам бореальной зоны.

Литература

1. *Усенков С.М.* Сравнительный анализ загрязнения донных отложений озер Европы и Северной Америки (на примере озер Гурон, Венерн и Ладожского) // Геоэкология. 2003. № 1. С. 36–44.
2. *Усенков С.М.* Особенности современного седиментогенеза в Ладожском озере // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 1. С. 15–26.
3. *Beltsky D.* Modeling wind-driven circulation in Lake Ladoga // J. Boreal Environment Research. 2001. V. 6. P. 307–316.
4. *Håkanson L., Janson M.* Lake sedimentology. Springer-Verlag. Berlin. 1983. 316 p.
5. *Lick W., Lick J, Ziegler C.K.* The resuspension and transport of fine-grained sediments in Lake Erie // J. Great Lakes Res. 1994. V. 20. P. 599–612.
6. *Schwab D.J., Belettsky D., Lou J.* The 1998 Coastal Turbidity Plume in Lake Michigan // Est. Coast. Shelf Sci. 2000. V. 50. P. 49–58.

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ

А.М. Фазлиахметов

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, e-mail – stpal@anrb.ru

Улутауская свита была впервые выделена Л.С. Либровичем [1] в Сибайском районе Республики Башкортостан. Возраст ее определялся им как среднедевонский (эйфельский и живетский века). В последующие годы улутауская свита выделена повсеместно на западном борту Магнитогорского мегасинклинория. В настоящее время ее возраст уточнен и определяется по конодонтам как соответствующий зонам ensensis–transitans, включительно (конец эйфельского, живетский и начало франского веков) [3].

Л.С. Либрович рассматривал отложения улутауской свиты как туфы, продукты подводных пирокластических выбросов [1]. И.В. Хворова и

Т.Г. Елисеева в свите выделяли три категории осадков, состоящих из: 1) однородного по составу необработанного вулканического материала, 2) разнородного по составу необработанного материала и 3) однородного или смешанного хорошо обработанного материала. Эти осадки слагали слои с двумя типами текстур – массивными и градационными [5].

Наиболее обстоятельно вопрос формирования улутауской свиты рассмотрен Т.И. Широбоковой [6], которая указывает на пирокластическую природу обломочного материала, основным механизмом транспортировки которого, по ее мнению, были турбидные потоки, а источником – быстро разрушающиеся вулканические конусы, сложенные пирокластикой.

Относительное время формирования улутауской свиты составляет 8–9 млн лет, а мощность свиты – в среднем 970–1600 м и достигает значений более 2000 м. Автором был произведен расчет средней скорости седиментации. Она составила в среднем 107–78 мм/1000 лет, а в некоторых районах превысила 220 мм/1000 лет.

Такая скорость осадконакопления сопоставима с лавинной седиментацией, под которой понимается осадконакопление большой скорости с нижним пределом в 100 мм/1000 лет. Известны три области лавинной седиментации: дельты рек, подножия континентальных склонов и глубоководные желоба. В геологической летописи сохраняются осадки первых двух, причем их образование происходит за счет продуктов выветривания суши [2]. Поскольку в улутауское время на западе Магнитогорского синклинория существование суши никем не отмечается, основным поставщиком кластики являлся вулканизм.

Г.А. Мизенс отмечает, что на территории современной Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала с эйфельского века до конца девона действовала Магнитогорская вулканическая дуга. Глубоководный бассейн, образовавшийся между ней и микроконтинентом Уралтау, рассматривается им как задуговой, осадконакопление осуществлялось со стороны дуги, в том числе и в живетско-раннефранское время [4].

В пределах задугового бассейна с востока на запад можно выделить три зоны, отличающиеся характером геологических процессов.

Первая зона – Магнитогорская вулканическая дуга – область активного вулканизма, где в глубоководных условиях происходили извержения лав и пирокластики.

Вторая зона – глубоководная впадина, расположенная между активной Магнитогорской и не активной Ирендыкской дугами. Здесь, в результате гравитационного переноса продуктов разрушения вулканитов первой зоны, отлагались гравититы улутауской свиты, подавлявшие накопление фоновых кремнистых и кремнисто-глинистых осадков.

Третья зона, ограниченная от источников кластического материала барьером Ирендыкской дуги, характеризуется накоплением мало-

мощных конденсированных кремнистых и кремнисто-глинистых осадков актауской свиты.

А.П. Лисицин выделяет несколько типов отложений гравитационных потоков – гравититов, развитых на подножье пассивных окраин континентов, механизм образования которых действует и на склонах вулканических дуг. Отличие состоит лишь в источнике, а следовательно, и в составе кластики [2].

Первым классом гравититов являются оползни и обвалы – перемещение отдельных блоков толщи осадков вниз по склону. Так, в скальных выходах, расположенных в 200 м к югу от вершины горы Агырташ (580.4 м), был обнаружен оползень, тело которого сложено крупногалечно-щебневым микститом с редкими валунами и глыбами размером до 1.2 м, подстилаемых маломощной (10–20 см) пачкой переслаивания окремненных вулканомиктовых мелкозернистых песчаников и алевролитов, по подошве которых произошел срыв оползня.

Второй класс – отложения разжиженного (разжиженного осадочного у А.П. Лисицина) вещества, состоящего в основной массе из песчаных, алевритовых, илистых частиц с примесью более крупных обломков. Особенностью этого типа гравититов является отсутствие градационных текстур, хаотический гранулометрический состав. Подобные кластиты вулканомиктового состава составляют существенную часть свиты, так же как и турбидиты, относящиеся к третьему классу и проявляющие градационную слоистость.

Соотношение гравититов разных классов в составе улутауской свиты отдельных областей ее развития является предметом дальнейшего изучения.

Литература

1. *Либрович Л.С.* Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 208 с.
2. *Лисицин А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
3. *Маслов В.А, Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.
4. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны в палеозойской истории Южного Урала // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 112–116.
5. *Хворова И.В, Елисеева Т.Г.* Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты // Литология и полезн. ископаемые. 1965. № 1. С. 53–69.
6. *Широбокова Т. И.* Ритмично-слоистые толщи среднедевонского вулканогенно-обломочного комплекса и их соотношение с колчеданными формациями в Баймакском районе Южного Урала. Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УФАН СССР, 1973. 29 с.

СЛЕДЫ ДРЕВНИХ «КУРИЛЬЩИКОВ» В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю.Н. Федоров[1], **Ю.Л. Ронкин**[2]

[1]ООО «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail – ronkin@r66 ru

Под образованиями связанными с деятельностью современных «курильщиков» понимаются металлоносные гидротермально-осадочные отложения, формирующиеся на дне современных океанов в районах гидротермальных полей.

Под отложениями, связанными с ископаемыми «курильщиками», нами понимаются слои гидротермально-осадочного генезиса, отличающиеся по облику от вмещающих пород морского происхождения и характеризующиеся аномальными содержаниями ряда элементов, спектр которых адекватен составу древней глубинной флюидной системы.

По мнению Ф.А. Летникова, состав глубинных флюидов меняется по мере роста зрелости литосферы. Из этого может следовать, что состав современных гидротермально-осадочных отложений, сопряженных с «курильщиками», на океанической коре может не совпадать в полной мере с составом ископаемых следов деятельности «курильщиков», имевших место на коре с развитым гранитогнейсовым слоем, как это было в условия Западно-Сибирского мегабассейна на юрском этапе его развития.

Нами уже обращалось внимание [2] на наличие в разрезе абалакской свиты Шаимского НГР желто-бурых слоев карбонатных алевроаргиллитов, почти всегда нефтенасыщенных, резко отличающихся от вмещающих темно-серых аргиллитов и алевроаргиллитов. Прецизионное изучение их состава методом ICP-MS показало большое своеобразие этих образований в геохимическом аспекте.

Нормирование на PAAS свидетельствует об обогащении «желтых» слоев оксфордского возраста рядом петрогенных элементов и элементов примесей. Например содержание Mn превосходит его содержание в PAAS в 200 и более раз, Fe – 3.5–5, Ni – 3.1–70, Zn – 2.2–11.5. Также в образцах из указанных слоев существенно повышены концентрации РЗЭ, W и Pb.

По данным Ф.А. Летникова [1], для континентальной литосферы средней зрелости характерны глубинные флюиды с вполне определенной композицией элементов. Как видно на рис. 1, спектр этих элементов очень хорошо согласуется с набором элементов, аномальное содержание которых определено нами в «желтых» слоях.

Кроме этого, сравнение содержаний ряда элементов в объекте исследования и металлоносных осадках, проведенное А.В. Масловым, показывало большой дефицит мышьяка в «желтых» слоях (рис. 2). Это

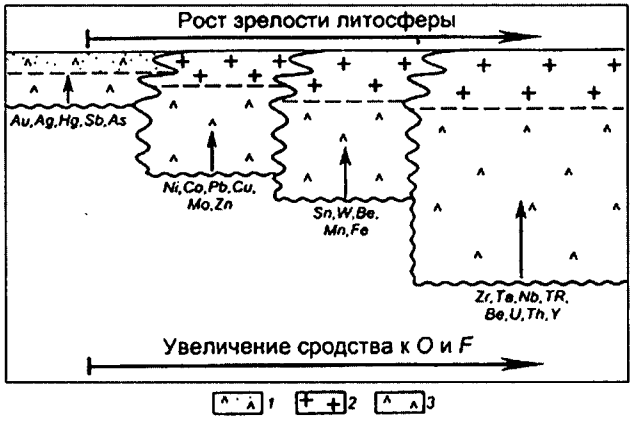


Рис. 1. Рудно-геохимическая специализация астеносферных флюидов под литосферой разной степени зрелости.

1 – океаническая и островодужная кора; 2 – гранитогнейсовый слой; 3 – истощенная мантия (по [1]).

свидетельствует, в соответствии с рис. 1, о заметном отличии геохимических специализаций глубинных флюидных систем рифтовых зон современных океанов и систем развитых на платформенном этапе развития земной коры. В этой связи определенное своеобразие состава гидротермально-осадочных отложений верхней юры Шаимского НГР легко находит свое объяснение. Однако заметим, что поднятый вопрос в приложении к геологии Западной Сибири обсуждается впервые и поэтому на ограниченном материале. Из этого должно следовать несомненное понимание актуальности продолжения данных исследований с целью уточнения полученных выводов.

Кроме чисто научного интереса, изучение следов деятельности древних «курильщиков» в нефтегазоносных толщах Западно-Сибирского мегабассейна может являться важным и с прикладной точки зрения. Возможно [3], что формирование углеводородных систем происходило с участием глубинных флюидов.

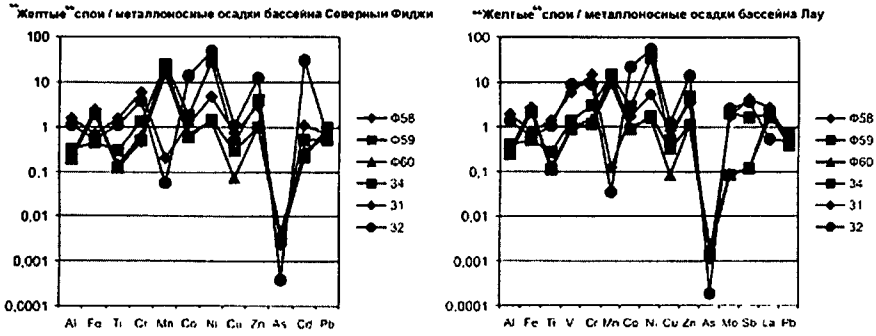


Рис. 2. Отношения содержаний некоторых элементов в «желтых» слоях и металлоносных осадках.

Литература

1. *Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-1999. М.: Изд-во МГУ, 1999. С. 63–98.
2. *Федоров Ю.Н.., Алексеев В.П., Иванов К.С. и др.* Новые геологические данные и перспективы прироста активных запасов нефти в Шаимском нефтегазоносном районе // Нефтяное хозяйство. 2004. № 6. С. 22–24.
3. *Федоров Ю.Н.* Редкоземельные элементы в нефтях Западной Сибири как возможный индикатор условий образования жидких углеводородных систем // Горные ведомости. 2006. № 4. С. 36–47.

СРЕДНЕЮРСКО-АПТСКИЕ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФРАГМЕНТА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ): ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕРРЕЙНА

А.Н. Филиппов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail – philippov@fegi.ru

Террейны аккреционных комплексов широко распространены на восточной окраине Азии. Они имеют большое значение для сбора информации об особенностях седиментации и вулканизма в древних океанических бассейнах и занимают ключевое положение в геодинамических построениях [2, 4]. Среди них составом и структурным положением выделяется Киселевско-Маноминский террейн. Предполагается, что этот аккреционный комплекс формировался в конце раннего мела в результате субдукции океанической плиты Изанаги [1]. Он сложен юрскими и раннемеловыми кремнями, кремнисто-глинистыми породами и основными вулканитами. Юго-западный фрагмент террейна отличается наибольшим количеством вулканитов, которые ассоциируются с кремнями, кремнисто-глинистыми породами со значительной примесью вулканомиктового материала, известняками и обломочными породами. По имеющимся датировкам, возрастной диапазон этих отложений конец средней юры – среднеаптский подъярус нижнего мела. Вулканиты наиболее распространены в интервале титон-апт.

Кремневые породы представлены радиоляриевыми кремнями и их глинистыми разностями. Обилие планктонных микроорганизмов, отсутствие значимой примеси терригенных компонентов позволяют отнести их к пелагическим планктоногенным отложениям. Слоистая микротекстура в некоторых литотипах указывает, что они накапливались под воздействием придонных течений. Кремнисто-глинистые породы – это радиоляриевые кремнистые аргиллиты, красно-коричне-

вые кремнистые туфоаргиллиты, темно-серые радиоляриевыми туфоалевроаргиллиты и оливково-серые алевроаргиллиты с включениями обломков пород. Для этих пород характерен глинистый состав, остатки планктонных микроорганизмов, незначительное количество алевритовой терригенной и обилие вулканической кластики. Эти признаки свойственны современным [3] и древним [5] гемипелагическим отложениям. Алевроаргиллиты с включениями обломков пород образовались при сползании смеси глины и обломков. Известняки образуют линзы в вулканитах. Среди них выделяются оолитовые, онколитовые и органогенно-обломочные разности, которые накапливались в мелководных обстановках. Обломочные породы представлены вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками. Вулканомиктовые брекчии сложены обломками уплощенной формы размером 0.5–3 см, представленные различными по структуре основной массы базальтами и диабазами. Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек размером 1–5 см массивных и миндалекаменных базальтов. Связующая масса сложена зернами базальтов, плагиоклаза и пироксена. Вулканомиктовые песчаники и гравелиты образуют прослои среди кремнисто-глинистых пород, имеют иногда эрозионный нижний контакт и градационную слоистость. Они состоят из угловатых обломков базальтов с витрофировой или интерсертальной структурой основной массы. Редки зерна вулканического стекла, кристаллы плагиоклаза и пироксена. В некоторых песчаниках есть обломки кремневых пород. Для вулканомиктовых песчаников и гравелитов характерна клинопироксеновая ассоциация тяжелых минералов с повышенными содержаниями (7–29 %) в отдельных пробах ортопироксена, оливина, роговой обманки и эпидота. Редки гранат, циркон, сфен, лейкоксен, магнетит, ильменит и хромит. Источники клинопироксена щелочные и толеитовые базальты. Окатанная галька в вулканомиктовых конгломератах указывает, что это волновые или прибойные образования мелководной обстановки. Песчаники гравелиты образуют прослои в пелагических и гемипелагических кремнисто-глинистых отложениях и, вероятно, накапливались турбидными потоками. Эффузивные породы преобладают над другими разновидностями основных вулканитов: кластолавами, лавокластитами, гиалокластитами и туфами. Среди базальтов выделяется два типа: щелочные базальты и низкокалиевые толеиты. Толеиты ассоциируются с известняками и кремнисто-глинистыми породами и установлены на позднетитонском и аптском уровнях. Щелочные базальты чаще развиты среди кремневых пород и по геохимическим характеристикам соответствуют внутриплитным базальтам океанических островов. Толеиты сходны с нормальными спрединговыми базальтами океанов (N-MORB).

Среди рассматриваемых отложений выделяется две породные ассоциации, соответствующие крупным фациальным обстановкам: вул-

каногенно-кремневая и вулканогенная. Ведущий генетический тип вулканогенно-кремневой ассоциации – пелагические радиоляриевые отложения. Меньше распространены эффузивы и кремнисто-глинистые породы с прослоями вулканомиктовых турбидитов. Эта ассоциация формировалась в пелагической области седиментации, осложненной щелочными вулканическими постройками. Вулканогенная ассоциация сложена в основном эффузивами. Меньше распространены гемипелагические кремнисто-глинистые породы с вулканомиктовым и пирокластическим материалом. Редки мелководные известняки и обломочные отложения. Данная ассоциация представляет собой участок бассейна в гемипелагической области седиментации с многочисленными вулканическими постройками, сложенными толеитовыми базальтами.

Многие исследователи рассматривают Киселевско-Маноминский террейн как аккреционную призму, которая образовалась в результате субдукции океанической плиты под континент в конце апта–начале альба [1] или под Монерон-Самаргинскую островодужную систему в готериве(?)-альбе [2, 4]. Однако в террейне нет обломочных отложений конвергентной границы. На смежной с северо-запада территории отсутствуют окраинно-континентальные или островодужные надсубдукционные магматические породы, родственные Киселевско-Маноминскому аккреционному комплексу. Кроме того, низкокалиевые толеиты сходные со спрединговыми базальтами установлены в верхней части колонки, что не соответствует последовательности океанических отложений в древних аккреционных призмах [6]. Очевидно, Киселевско-Маноминский террейн формировался в результате тектонического смешения и коллизии полифациальных вулканогенно-осадочных образований. Эти процессы, по-видимому, происходили в конце раннего мела и во многом были обусловлены направлением смещения в это время океанической плиты под острым углом к континенту.

Литература

1. *Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К.* Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 45–58.
2. *Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
3. *Мурдмаа И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
4. *Ханчук А.И., Кемкин И.В.* Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
5. *Matsuda T., Isozaki Y.* Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. V. 19. № 2. P. 475–499.
6. *Wakita K, Metcalfe I.* Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia // J. of Asian Earth Sci. 2005. V. 24. № 5. P. 679–702.

О ПРАВОМЕРНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЮЛЬМЕНСКОЙ ПОДСВИТЫ В РАЗРЕЗЕ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В.А. Филиппов

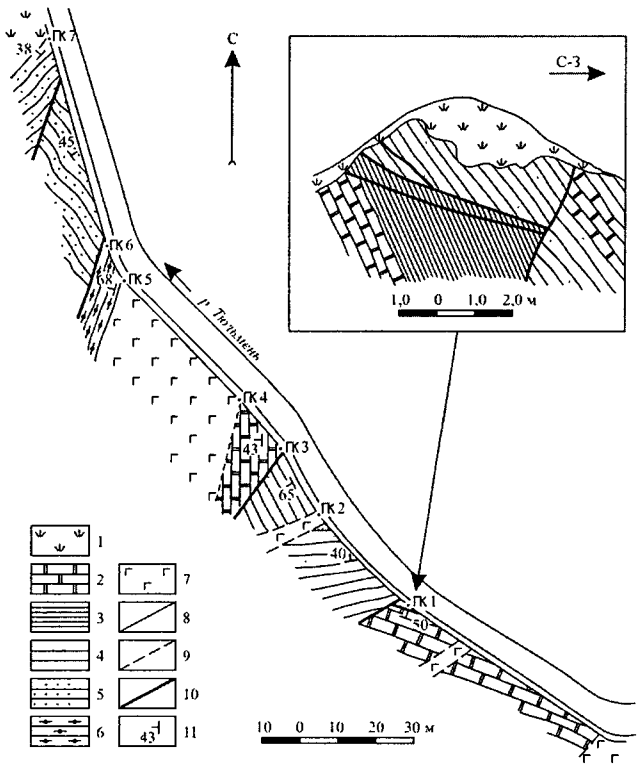
ООО «Геопоиск», г. Екатеринбург, e-mail – tmo@mail.ur.ru

Термин «тюльменская подсвита» появился в специальной литературе после сообщения В.И. Козлова [2]. До этого исследователи, посещавшие выход зоны контакта юрматинской и каратауской серий на р. Тюльмень и изучавшие те же обнажения, что и В.И. Козлов, не находили признаков, позволяющих выделить новое стратиграфическое подразделение. Более того, обращали внимание на неблагоприятную для такого выделения тектоническую обстановку участка, осложненную внедрением роя диабазовых даек [3]. Даже в работе В.И. Козлова на участке протяженностью в несколько десятков метров показаны три дайки мощностью от 2 до 35 м. Фактически их не менее четырех.

По нашим данным, на светло-серых доломитах с прослоями лиловато-коричневых глинистых сланцев (реветская подсвита юрматинской серии) согласно залегает пачка вишнево-красных аргиллитов, ленточно-слоистых, с желтовато- и розовато-серыми доломитовыми прослойками мощностью до 1–2 см. Видимая мощность аргиллитовой пачки около 2 м. Далее вниз по течению реки в отдельных обнажениях, разделенных задернованными промежутками и дайками диабазов, на протяжении 200 м последовательно выходят (рисунок): 1) алевролиты доломитовые розовые, массивной текстуры. Химический анализ штуфной пробы этой породы показал содержание (в %%): SiO_2 – 35.0, Al_2O_3 – 9.0, Fe_2O_3 – 3.5, CaO – 13.7, MgO – 12.7, Na_2O – 0.1, K_2O – 3.7, п.п.п. – 21.1; 2) доломиты светло-серые; 3) сланцы углисто-глинистые черные с редкими тонкими прослоями серого алевролита; 4) переслаивание песчаников мелкозернистых серых, алевролитов зеленовато-серых, сланцев углисто-глинистых и алеврито-глинистых; 5) песчаники аркозовые мелкозернистые, розовые, массивные и толстослоистые, с отдельными пакетами, мощностью до 5 см, тонких черных слойков, обогащенных рудными минералами (бирьянская подсвита каратауской серии).

Если сравнить это описание со сделанным В.И. Козловым, то нетрудно заметить, что разница между ними заключается лишь в некоторых деталях. У В.И. Козлова алевролиты слоя 1 названы кварцевыми, их видимая мощность определена в 5 м, в доломитах слоя 2 отмечено присутствие розового оттенка в окраске, а пачки 3 и 4 объединены в одну 30-ти метровую пачку переслаивающихся сланцев, алевролитов и песчаников. Эти расхождения представляются несущественными.

Породы пачки 4 разделены видимым разрывным нарушением на два блока с различным на 80° направлением простирания слоев. Направление простирания слоев в пачках 1–3 также постоянно меняется,



Геологический план участка обнажений на левом берегу р. Тюльмень (верху в рамке фрагмент обнажения у ПК 1).

1 – задернованные участки; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты красноцветные с прослойками доломита; 4 – алевролиты доломитовые; 5 – песчаники мелкозернистые серые с прослоями сланцев и алевролитов; 6 – сланцы углисто-алеврито-глинистые; 7 – диабазы; 8 – геологические границы установленные; 9 – то же, предполагаемые; 10 – тектонические контакты; 11 – элементы залегания слоистости.

что указывает на перемещение их блоков относительно друг друга в горизонтальном направлении. Возникает вопрос, каким толщам принадлежали блоки пород, образующие этот меланж? Для решения вопроса обратимся вначале к работе О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1], литологические описания которой по детальности остаются непревзойденными во всей литературе по древним толщам западного склона Южного Урала. Начнем со слоя 1 – розовых доломитовых алевролитов. В указанной работе они названы алевритовыми доломитами. Отмечено также, что этот литотип появляется в разрезе реветской подсвиты несколько выше по течению реки от описанного разреза. С другой стороны, его трудно отнести к пестроцветным породам уртинской свиты кужинской серии [4], так как ни в одном из многочисленных описаний уртинской свиты этот литотип отмечен не был.

Розовый оттенок в окраске доломитов свойственен выходам реветской подсвиты в различных участках Башкирского мегантиклинория: в Катав-Ивановском районе, в пос. Верх. Авзян и южнее, по левым притокам р. Алакуян. Поэтому доломиты слоя 2, в которых розовый оттенок подметил В.И. Козлов, также, по-видимому, принадлежат реветской подсвите.

Породы пачек 3 и 4 отнесены О.П. Горяиновой и Э.А. Фальковой [1] к основанию бирьянской подсвиты – нижней толщи зильмердакской свиты. Они пишут: «На р. Тюльма (Тюльмень – В.Ф.) в основании свиты обнаружены слюдисто-хлорито-кварцевые, иногда углистые, часто сильно разрушенные алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями сланцев. Породы имеют темно-серую или зеленую окраску и тонкую слоистость. Мощность их непостоянна, вероятно, не превышает 15–20 м. Эти породы встречаются также на восточном склоне хребта Белягуш» (на левобережье р. Тюльмень – В.Ф.). По составу и окраске они резко контрастируют как с нижележащими пестроцветными терригенно-карбонатными породами верхов реветской подсвиты, от которых они отделены мощной диабазовой дайкой, так и с вышележащими розовыми аркозовыми песчаниками бирьянской подсвиты. Это позволяет считать их аллохтонными в данном разрезе. Они могут принадлежать к породам нижнего рифея, с которыми бирьянские песчаники тектонически контактируют на участке Кужинского месторождения, либо к биктимирской свите кужинской серии [4]. Объединение их с терригенно-карбонатными породами верхней части реветской подсвиты в самостоятельную тюльменскую подсвиту лишено какого-либо основания, кроме желания заполнить чем-либо пробел между юрматинской и каратауской сериями.

Литература

1. *Горяинова О.П., Фалькова Э.А.* Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР // Зигазино-Комаровский и Инзерский железорудные районы Башкирии. Уфа: Башгосиздат. 1940. С. 9–114.
2. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.
3. *Филиппов В.А.* Признаки крупной аллохтонной структуры в отложениях каратауской серии на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 3. С. 695–698.
4. *Филиппов В.А.* Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы сратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 191–201.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ТЕРРИГЕННОГО ВЕНДА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.М. Фомин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – FominAM@ipgg.nsc.ru

Большая часть открытых нефтегазовых месторождений на северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы сосредоточена в пределах

Мирнинского выступа. Перспективы открытия здесь новых месторождений, приуроченных к отложениям терригенного венда, весьма высоки, что определяет актуальность их дальнейшего изучения. Объектом настоящего исследования являлись вендские алеврито-песчаные породы северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Основным продуктивным горизонтом на описываемой территории является ботуобинский (B_5). К настоящему времени в нём открыты крупные скопления углеводородов на ряде месторождений. Стратиграфически ботуобинский горизонт соответствует нижней (ботуобинской) подсвите бюкской свиты. Установлено, что горизонт в целом представляет собой песчаниковую линзу, протягивающуюся вдоль оси Мирнинского выступа [3, 4].

Толщины песчаных тел ботуобинской подсвиты обычно не превышают 20 м. Большая часть песчаников ботуобинского горизонта относится к средне-мелкозернистым и мелко-среднезернистым песчаникам с небольшой примесью алевритового материала. Состав песчаников кварцевый со средним содержанием полевых шпатов (до 6 %). Цемент регенерационный кварцевый и неравномерный пойкилитовый ангидритовый, эпизодически развит доломитовый и кальцитовый цемент. Доля доломитового цемента при этом существенно возрастает и часто его содержание выше, чем ангидрита.

Улаханский горизонт является одним из основных продуктивных объектов в северных районах Мирнинского выступа. К настоящему времени в этом горизонте открыты залежи на Иреляхском, Маччобинском, Нелбинском, Среднеботуобинском месторождениях. Его отложения разные авторы индексируют как B_6 [1], либо как B_{11} [3], относя его, таким образом, либо к нижнебюкской, либо к нижнепаршинской подсвите, имеющим разное стратиграфическое положение в разрезе венда. Это обусловлено сложностью корреляции по причине недостаточной разбуренности соседних территорий. Для отложений ботуобинского и улаханского горизонтов было установлено, что распределение эффективных толщин и качества коллекторов подчиняются, преимущественно, распределению толщин песчаников [4].

Имеются также предпосылки нефтегазоносности и талахского горизонта (B_{13}), расположенного в отложениях талахской свиты. К нему приурочены залежи газа на Тас-Юряхской и Нижнехамакинской площадях и получены притоки из отдельных скважин. Это доказывает перспективность горизонта на поиски углеводородного сырья. В отличие от ботуобинского горизонта, талахский характеризуется неоднородностью по разрезу и латерали, несортированностью пород. Горизонт залегает на породах кристаллического фундамента и представлен прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаниками, имеющими невыдержанный состав. Имеет место чередование грубо- и тонкозернистых пород. Коллекторы нефти и газа в терригенном комплексе венда Западной Якутии могут быть двух генетических типов: 1) прибрежно-континентального происхождения, связанные с временными и посто-

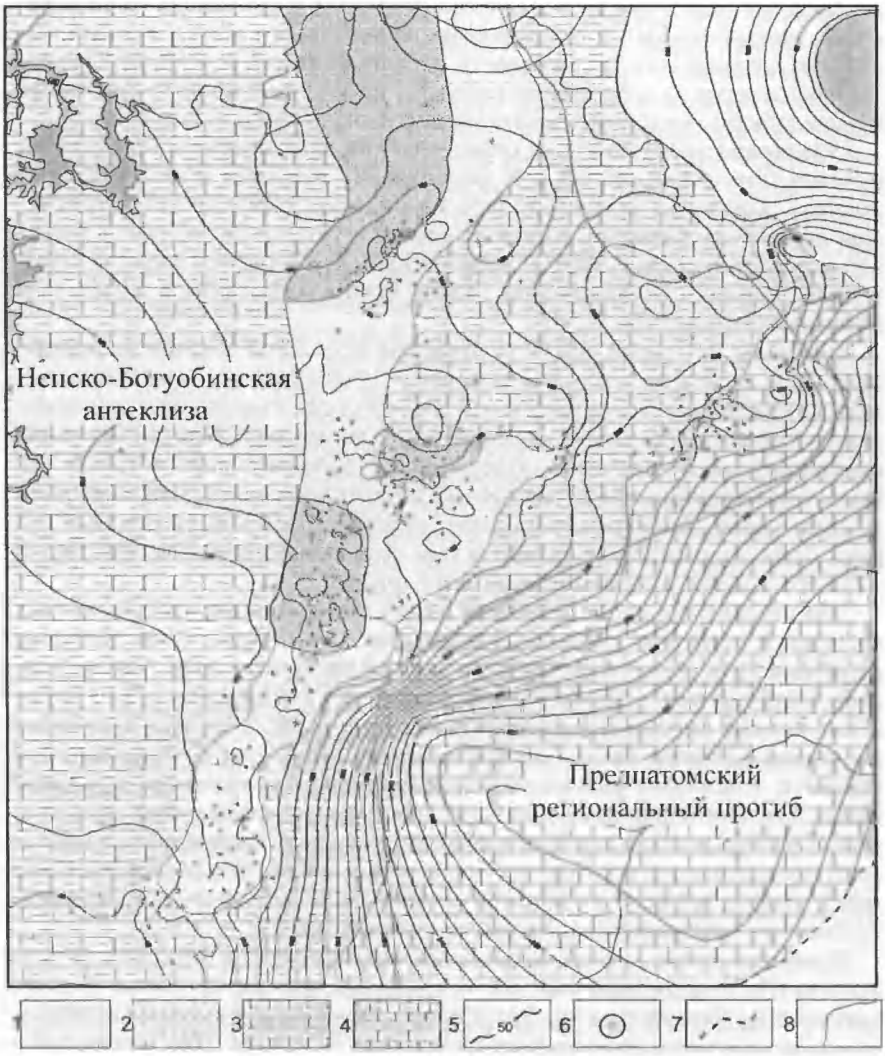


Схема распространения ботуобинского продуктивного горизонта.

1 – песчаные отложения ботуобинского горизонта; 2 – участки распространения средне-крупнозернистых песчаников; 3 – карбонатно-глинистые отложения бюкской свиты; 4 – соленосно-карбонатные отложения бюкской свиты; 5 – изопахиты бюкской свиты; 6 скважины; 7 – граница Сибирской платформы; 8 – контуры надпорядковых структур.

янными речными потоками; 2) прибрежно-морского происхождения, связанные с пляжево-баровыми аккумулятивными телами.

Коллекторы первого генетического типа более характерны для талахского продуктивного горизонта. Установлено, что наиболее круп-

ные залежи УВ в горизонте приурочены к зоне его выклинивания, где основная его часть образована фациями гравелитов и гравелитовых песчаников временных потоков. Следовательно, главным палеогеологическим критерием прогноза зон с их высоким качеством может служить накопление песчаных тел в условиях прибрежной равнины вдоль береговой линии позднеталахского бассейна осадконакопления – области эрозии.

Коллекторы второго генетического типа наиболее характерны для улаханского и ботуобинского продуктивных горизонтов. Значительное влияние на контуры области распространения песчаников оказал рельеф дна ботуобинского палеобассейна: так, крупное тело песчаников накопилось над полосой обнажений карбонатов среди глинистых пород арылахской свиты – предполагаемой зоной волнолома на дне ботуобинского бассейна [2]. Поэтому главными палеогеологическими предпосылками прогноза распространения их в слабоизученных районах могут быть региональные простирания соответствующих береговых линий палеобассейнов осадконакопления, наличие выступов дна бассейна осадконакопления в береговой зоне. Ботуобинский продуктивный горизонт представляет собой крупную линзу песчаников пляжево-барового происхождения, замещающуюся в сторону палеосуши на песчано-глинистые и карбонатные отложения лагун – приливно-отливных равнин и в сторону бассейна на глинистые и карбонатные отложения шельфа (рисунок).

Литература

1. *Лебедев М.В.* Литофациальные модели нефтегазоносных горизонтов терригенного венда северо-востока Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 1992. 18 с.
2. *Лебедев М.В., Чернова Л.С.* Фациальные модели терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 10. 51–64.
3. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 245 с.
4. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 7. Непско-Ботуобинский регион. Новосибирск: Наука, 1994. 76 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА

В.Н. Фролов

Южный научный центр РАН,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – geo@mmbi.krinc.ru

Песчаники среднего карбона являются основными породами-коллекторами в Северо-Донбасском нефтегазоносном районе. К настоя-

щему времени здесь открыто более десяти месторождений нефти и газа, расположенных преимущественно в южной части района – в принадвиговой и межнадвиговой зонах. Перспективным направлением работ является поиск месторождений углеводородов, главным образом природного газа в северной части района.

Для установления литолого-фациальных особенностей осадкообразования песчаных отложений на перспективных площадях Северо-Донбасского нефтегазоносного района автором были изучены верхняя часть мелекесского и верейский горизонты среднего карбона с установленной ранее промышленной газоносностью в южной части района.

Песчаники светло-серые, зеленовато-серые и серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые. В составе обломочной части преобладает кварц (25–50 %), представлены полевые шпаты (5–20 %), обломки пород (15–60 %), слюда (5–25 %). Среди обломков пород установлены слюдистые, серицито-кварцевые, серицито-хлоритовые сланцы, кремнистые, кварцитовидные и эффузивные породы, большей частью сильно измененные. Цемент смешанного типа, контактовый и базально-поровый, по составу известково-глинистый и серицито-хлорито-кварцевый.

Накопление терригенных песчаных пород происходило в широком диапазоне обстановок – от типично континентальных до ярко выраженных морских. Наибольшее развитие в изученное время получили фации песчаных осадков русла, выносов рек, зоны волновой ряби, баров, а также зоны морских течений, выделенные Ю.А. Жемчужниковым в Донбассе [1]. Эти фациальные обстановки генетически и пространственно связаны друг с другом, образуя канал переноса песчаного материала: река – подводная дельта – бары – зона морских течений. В указанном ряду происходит уменьшение размерности зерен, увеличивается окатанность и степень сортировки материала. Преобладающая часть указанных фациальных обстановок развивалась в условиях регрессии, поднятия территории и усиленного выноса материала. Благоприятные условия для накопления отложений баров и зон волновой ряби могли создаваться и при трансгрессии.

Осадконакопление в конце мелекесского времени происходило в условиях стабилизации поднимавшейся Воронежской антеклизы и расширения бассейна Большого Донбасса. На описываемой площади преобладали переходные и континентальные обстановки осадконакопления, сопровождавшиеся широким развитием болот и торфообразованием. В это время приподнятые области Воронежской антеклизы являлись источниками интенсивно выносившегося обломочного материала. На площади это выразилось в существовании двух речных долин северо-западного простирания, пересекавших район в его южной и северо-восточной частях. Потоки сохраняли свою устойчивость в течение продолжительного времени, при трансгрессиях переходя по вертикали в фацию подводной дельты. Мощность этих отложений составляет от 30 до 70 м. Генетически связанные с существовавшим по-

током баровые отложения развивались как в регрессивных, так и в трансгрессивных частях циклов. Южнее описываемой площади в них установлены промышленные залежи газа.

В начале верейского времени с накоплением известняка K_3 расширяющийся бассейн осадконакопления охватил южный и юго-восточный склон Воронежской антеклизы, при этом ее роль как источника обломочного материала снизилась. Согласно палеореконструкциям А.И. Егорова, основная масса обломочного материала приносилась с северо-западной области Украинского щита по субширотной системе аллювиальных равнин. Роль переходных обстановок заливно-лагунного побережья в это время возросла, шло накопление преимущественно алевритового и глинистого материала. Песчаные отложения имели ограниченное развитие и были представлены главным образом осадками зоны волновой ряби. Мощность песчаников составляет 1–3 м, отдельные пласты достигают 7 м.

К концу верея усилился вынос песчаного материала, который, вероятно, связан с кратковременным поднятием Воронежской антеклизы. Песчаные отложения получили широкое развитие в регрессивных частях циклов, при этом трансгрессивные резко сократились, вплоть до непосредственного налегания известняков на угольный пласт. В южной части района вновь появляется устойчивый во времени речной поток, переходящий по вертикали и латерали в отложения подводной дельты. Мощность пласта песчаника достигает 40 м. Фациальные обстановки выносов рек имели широкое распространение, сменяясь по латерали отложениями баров и зон подводных течений. Мощность этих полифациальных образований достигает 20 м.

На границе верейского и каширского времени амплитуда погружения бассейна увеличилась, осадконакопление происходило преимущественно в морских условиях, развивались общедонбасские трансгрессии, фиксируемые в разрезе известняками K_9, L_1. Роль песчаных отложений заметно уменьшается. Встречаются лишь единичные, плохо выдержанные по площади пласты.

Интенсивный вынос песчаного материала, перемыв и сортировка его в условиях заливно-лагунного побережья с образованием баровых тел, происходившие на площади в позднемелекесское и средневерейское время, определяют высокие перспективы газонакопления в этих горизонтах. И если в одновозрастных отложениях южной части Северо-Донбасского нефтегазоносного района уже установлены месторождения газа, то песчаники мелекесса и верея в северной части, образовавшиеся в сходных условиях, могут рассматриваться как возможные коллекторы газа.

Литература

1. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна / Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 332 с.

ЗЕМЛЯ – ПЕРВИЧНО ОСАДОЧНОЕ ТЕЛО: ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА

В.Т. Фролов

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – frolov@geol.msu.ru

Земля образовалась как осадочное тело из космического метеоритного материала в результате первой и самой грандиозной лавинной седиментации (акреции [4]). Почти синхронно, но все же вторично, шло ударное (импактное, локальное) расплавление и генерация первых магмолитов и пирокластолитов. Интрателурический магмогенез и спровождавший его эндометаморфизм, стартовали спустя десятки-сотни миллионов лет. Начались эндогенно-экзогенные рециклинги вещества Земли, и их общй тренд – дифференциадия и отгонка (ликвацией, выветриванием и др.) гранитной «пены» в континентальную кору. Содержание в ней кремнезема, особенно кварцевых песков, почти линейно (циклически-линейно) отражает эволюцию вещества Земли. В ее ходе концентрируются металлы Fe, Mn, Al, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, U, Au и ряд других, а также Ca, Mg, Sr, Na, K, Cl, S, C, H, O. Облагороживание их рудных скоплений, увеличение концентраций требует пространственной фиксированности.

Наиболее ранние экзолиты – кластолиты метеоритного состава и их ударные и ударно-расплавные производные. Они сменяются элювиальными развалами, коллювием и эоловыми песками все более сложного состава. По мере увеличения гидросферы и разогревания атмосферы еще в катархее и архее в долинах доминировал режим временных потоков, формировавший пролювий. Материал малозрелый, гипергенно слабо измененный. Первые кварцевые пески, свидетельствующие о локальных очагах химического выветривания, появились в раннем протерозое (Витватерсранд), но режим постоянных речных потоков и формирование аллювия начинает доминировать, скорее всего, лишь с выходом растений на сушу, особенно на склоны гор и ущелий: в карбоне проявилось это ясно. Подводные кластолиты и другие механолиты-граувакки известны с начала архея, вероятны в катархее, а в позднем архее они ясно разделились на мелко- и глубоководные [3] – турбидиты котловин и прогибов в зеленосланцевых поясах. В них заметно участие кварца. Не только кластолиты, но и переслаивающиеся с ними аргиллиты часто не метаморфизованы. В основании чехла кратонов часты песчано-кварцевые толщи (петрозаводская и шокшинская свиты протерозоя Карелии). В фанерозое растет разнообразие составов и генотипов класто- и пелитолитов; к ним ныне добавляется техногенный материал. Тренд роста кварцевых песков сохранится до конца земного цикла.

Эволюция хемолитов, определявшаяся ростом гидросферы, изменениями атмосферы и развитием жизни, скромно началась в катархее, имела максимумы в раннем-среднем протерозое и палеозое. Она показана Н.М. Страховым [2]: силициты, сульфиды, сидериты, бедные гондитовые Mn-руды, джеспилиты, аллиты были первыми (архей, ранний протерозой). Смена типа хемолитогенеза произошла около 2.2–2.0 млрд лет тому назад, когда содержание кислорода в атмосфере быстро увеличилось с 1 до 10 % [4]: джеспилиты «вымерли», их сменили феррооксидные элювиальные оолитовые руды, Ca-сульфатолиты, а позже (особенно с кембрия) – и хлоридолиты Na, K, а также их сульфатолиты. Хемогенно осаждались карбонаты Ca и отчасти Mg. Вскоре, в Pt_{2-3}, основным станет биохемогенный (цианофитовый) способ их седиментации [1].

Биогенный седиментогенез эволюционировал также необратимо, но более сильно. В конце архея (около 3 млрд лет назад) – первые слои типа горючих сланцев (ГС), обогащенные планктоногенным органическим веществом. С 1.5–1.7 млрд лет стартовали бентогенные ГС; пример – цианобактериальные шунгиты Карелии. Каустобиолиты с конца докембрия (ГС, газ, нефть, а потом и уголь) до наших дней развиваются ускоренно, качественно и количественно, вопреки исчезающе малому (0.03 % – парадокс) содержанию CO_2 в атмосфере. И эволюция известняков, доломитов, магнезитов, фосфоритов, силицитов и других минеральных биолитов необратима, циклична и продуктивна в теоретическом и практическом планах [2].

Литогенез (Л,) в целом (s.l.) и особенно седиментогенез (С.) протекают в условиях открытой к Космосу системы и в основном есть его производные. Для С. особенно важны малая плотность и проницаемость экзогенных флюидных сфер, а также их энергонасыщенность, что обеспечивает усреднение их составов (смешением) и глобальную климатическую зональность. Поэтому главный общий процесс Л. на уровне вещества – осадочная интеграция, а дифференциация – попутный отход. Наиболее всесторонне смешанный и самый гетерогенный кварцевый песок на минералогическом уровне оказывается наиболее отдифференцированным, чистым. В конце земного цикла финальный, итоговый песок будет включать кварцы всех времен и генотипов.

Литература

1. *Кузнецов В.Г.* Литология. М.: Недра, 2007. 511 с.
2. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
3. *Фролов В.Т.* Пример архейского флиша Австралии // Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. М.: ГИН АН СССР. 1973. С. 85–87.
4. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ПО ДАННЫМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.М. Хабаров

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – khabarovEM@ipgg.nsc.ru

Проведенный седиментологический анализ неопротерозойских отложений (дальнетайгинская, жуинская серии) Патомского нагорья показал, что осадконакопление в позднем неопротерозое происходило в пределах глубоководной части стратифицированного бассейна, ограниченного с северо-запада и северо-востока терригенно-карбонатными шельфами. В центральной части бассейна периоды гравитационной седиментации чередовались с периодами накопления гемипелагитов и дистальных турбидитов с повышенными концентрациями органического материала. Суммарная мощность углеродсодержащих комплексов с содержанием органического углерода до 5.0 % (среднее 1.5–2.5 %) составляет около 800 м. Углеродсодержащие отложения накапливались в глубоководных депрессиях, в зоне кислородного минимума, при резком уменьшении количества разбавляющего терригенного и карбонатного материала, вынесенного с соседних шельфов гравитационными потоками. Высокое положение верхней границы кислородного минимума, которая могла включать в себя даже мелководный край шельфа (например в поздневалюхтинское время), свидетельствует о тенденции к стагнации бассейна, связанной, по-видимому, с существованием островодужного поднятия, расположенного южнее и ограничивающего связи с палеоокеаном. Частичное нарушение стратификации в бассейне произошло в жуинское время.

Специфичность развития Патомского неопротерозойского бассейна должна была найти отражение в вариациях $\delta^{13}C$. В настоящее время известно, что карбонатные породы дальнетайгинской серии имеют высокие до 7.6 ‰ значения $\delta^{13}C$. В жуинской серии наблюдается резкий их негативный сдвиг (до -10 ‰). В верхней подсвите ченчинской свиты фиксируется тренд на возрастание значений $\delta^{13}C$ до -5.0 ‰, (преобладают от -5.5 до -6.5 ‰). Этот тренд прослеживается в вышележащую жербинскую свиту, в основании которой они приближаются к нулевым. Выше по разрезу, после мощной (60–80 м) пачки крупнозернистых песчаников, в измененных слабо глинистых известняках жербинской свиты венда значения $\delta^{13}C$ достигают 2.5 ‰.

Изотопный состав карбонатного углерода контролируется глобальными, региональными (бассейновыми) и постседиментационными факторами. Проведенная оценка степени постседиментационных нарушений изотопных систем показала, что такие нарушения имелись, хотя геохимические характеристики пород из-за высокой концентрации стронция в известняках в целом удовлетворительные. Высокие

концентрации стронция в известняках, вероятно, связаны с первичным арагонитовым составом известкового осадка. Об этом свидетельствует также тонкая фиброузная структура в некоторых столбчатых строматолитах из верхней части ченчинской свиты.

Выяснилось, что в доломитовой фазе С-изотопный состав в породах никольской и ченчинской свит обычно тяжелее, чем в кальцитовой. В никольской свите эта разница значений $\delta^{13}C$ составляет от 2.4 до 6.7 ‰. Столь заметные различия в явной форме указывают на существенную постседиментационную переработку кальцитовой составляющей смешанных пород никольской свиты. Известково-глинистые породы никольской свиты представляют собой отложения придонных течений, мутьевых потоков и гемипелагической седиментации в обстановках склона шельфа. Карбонатный материал поступал со стороны мелководного шельфа с интенсивным производством первичного карбонатного материала при прямом или косвенном участии микробиальных сообществ. В результате синседиментационной частичной доломитизиции известковых шельфовых осадков и последующего их переотложения доломитовая составляющая в небольшом объеме попадала в более глубоководные зоны. Поскольку доломитовая фаза более устойчива к перекристаллизации и способна лучше сохранять первичные С-изотопные отношения, чем кальцитовая, величины $\delta^{13}C$ (от -4.7 до -8.7 ‰) в доломитовой составляющей должны быть более близкими к первичным. В ченчинской свите картина иная. Значения $\delta^{13}C$ в кальцитовой и доломитовый фазах близки и обычно отличаются менее чем на 1 ‰ и лишь в единичных образцах из тинновского (р. Лена) разреза в доломитовой фазе эти значения превышают таковые в кальцитовой составляющей более чем на 2 ‰. Заметим, что в основном измененных известняках из мариинской, джемкуканской и баракунской свит кальцитовая фаза характеризуется более тяжелым изотопным составом карбонатного углерода по сравнению с доломитовой, что указывает на вероятность формирования доломита при участии гидротерм. Об этом свидетельствуют и крайне низкие (до -22.3 ‰) величины $\delta^{18}O$ в доломитовых фазах известняков.

Известно, что изотопный состав углерода растворенной углекислоты в глубинных и поверхностных водах современных океанов различается на 1.2–2.6 ‰. В стратифицированных бассейнах эта разница существенно возрастает. Так, в Черном море изотопный состав растворенной CO_2 в придонных водах составляет 6.3 ‰ , а в поверхностных – 0.8 ‰ [1]. Можно допустить, что тенденция к дифференциации С-изотопного состава углекислоты глубинных и поверхностных вод проявлялась и в позднедокембрийских бассейнах, особенно в стратифицированном Патомском. При частичной деструкции стратификации вод в бассейне, которая наблюдается в жуинское время (резкая смены темноцветных шельфовых и склоновых отложений валюхтинской свиты зеленоцветными и пестроцветными породами жуинской серии), в результате апвелинга изотопно легких глубинных вод в пределы склона

и шельфа могло происходить смещение $\delta^{13}C$ в карбонатных осадках в сторону более низких значений.

Однако оценка суммарного эффекта от воздействия постседиментационных и синседиментационных внутрибассейновых процессов на сдвиг значений $\delta^{13}C$ в жуинской серии показывает, что эти величины останутся в поле отрицательных. Особенно хорошо это заметно на фоне высоких (до 5.5 ‰, в доломитовой фазе до 6.7 ‰) значений $\delta^{13}C$ в доломитистых известняках нижележащей валюхтинской свиты дальнетайгинской серии. Следовательно, для объяснения жуинского негативного экскурса $\delta^{13}C$ необходима его временная увязка с одним из С-изотопных событий, которые фиксируются в неопротерозое и контролируются глобальными изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде из-за вариаций в темпе захоронения органического вещества в осадках с высоким содержанием изотопно легкого углерода ^{12}C и/или эпизодами внедрения газогидратов в бассейны.

Таким образом, имеющиеся седиментологические и изотопно-геохимические данные показывают, что Патомский бассейн в позднем неопротерозое имел ограниченные связи с океаном и развивался в режиме стратифицированного задугового (или остаточного) бассейна.

Литература

1. *Kazmierczak J., Kempe S. Altermann W.* Microbial Origen of Precambrian Carbonates: Lessons from Modern Analogues // The Precambrian Earth: Tempos and Evants. (Eds) Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R., Mueller W.U., Catuneanu O. Elsevier. 2004. P. 545–563.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В РИФЕЕ

Е.М. Хабаров, И.В. Вараксина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – khabarovEM@ipgg.nsc.ru

Проведен седиментологический анализ рифейских отложений Енисейского кряжа и соседней Байкитской антеклизы западной окраины Сибирского кратона. Рифей Енисейского кряжа представлен мощным (до 12 км) комплексом латерально изменчивых силикокластических, карбонатных и вулканогенно-осадочных образований. Разрез расчленен на четыре серии (снизу вверх): тейскую (свиты хребта Карпинского и пенченгинская), сухопитскую (кординская, горбилокская, удерейская, погорюйская, Карточки свиты), тунгусикскую (красногорская, джурская, шунтарская, Серого ключа и дадыктинская свиты) и ослянскую (нижнеангарская, дашкинская (токминская) и сухохребтинская). Выделяются несколько типов разрезов рифея, которые отражают палеотектоническую и седиментационную зональность осадочных бассейнов.

В рифейском разрезе (более 3 км) Байкитской антеклизы устанавливается несколько толщ (снизу вверх): зелендуконская (силикокластическая), вэдрэшевская (тонкосиликокластическая), мадринская (карбонатно-силикокластическая темноцветная), юрубченская (карбонатная с прослоями и пакетами кварцевых песчаников и песчаных доломитов в нижней части), долгоктинская (карбонатно-силикокластическая), куюмбинская (карбонатная), копчерская (крбонатно-глинистая), юктенская (карбонатная с пакетами силикокластических песчаников в нижней части), рассолкинская (глинисто-карбонатная), вингольдинская (карбонатная с песчаниками в основании и в верхней части), токурская (глинистая с прослоями доломитов), ирэмэкэнская (карбонатная с горизонтами аргиллитов). По латерали мощность и состав литологических комплексов изменчивы. Среди карбонатных пород преобладают строматолитовые (преимущественно ламиниты) и оолито-пизолито-интракластические доломиты. Корреляция разрезов Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы базируется на результатах геологических, седиментологических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических исследований. Согласно полученным данным рифейский разрез Байкитской антеклизы коррелируется с нижними (тейской и сухопитской) сериями Енисейского кряжа.

В результате проведенных работ установлены разноранговые силикокластические и карбонатные осадочные системы и их последовательности. Реконструированы доминирующие процессы и обстановки седиментации: бассейновой равнины с преобладанием гемипелагитов и дистальных турбидитов, нижнего склона с преобладанием разнообразных гравититов, верхнего склона с широким развитием гравититов и гемипелагитов, глубокого шельфа (ниже штормового базиса волнения) с доминированием гемипелагитов и штормовых турбидитов, среднего шельфа с преобладанием разнообразных штормовых отложений, мелкого шельфа (выше нормального базиса волнения) с образованиями высокоэнергетических обстановок, умеренно изолированного шельфа с широким развитием разнообразных перитидальных равнин и некоторые другие. Полученные результаты позволили уточнить вариации обстановок седиментации рифейских отложений Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы и построить палеогеографические схемы на отдельные временные интервалы в современных координатах. В связи с тем, что современный Енисейский кряж и западная часть Байкитской антеклизы представляет собой сложную складчато-надвиговую структуру, первичная седиментационная зональность нарушена.

В развитии Енисей-Байкитского региона выделяются следующие стадии.

Инициальная (1600?–1500 млн лет) отвечает основной части времени образования тейской серии и зелендуконской толщи. Во время этой стадии после длительного периода пенепленизации происходило заложение и последовательное развитие слабо выраженных рифтовых

депрессий с накоплением преимущественно терригенных, реже карбонатных отложений. Фиксируется переход от континентальных русловых комплексов к морским глубокого шельфа.

Активизации рифтинга (1500–1450 млн лет) по времени соответствует формированию верхней части пенченгинской свиты тейской серии и основания кординской свиты сухопитской серии на Енисейском кряже, а также вэдрэшевской и мадринской толщ в пределах Байкитской антеклизы. Осадконакопление происходило в условиях интенсивного растяжения и проседания фундамента в геоморфологически расчлененном бассейне с преобладанием гравитационных процессов в пределах Енисейского кряжа. На территории Байкитской антеклизы в рифтовых депрессиях накапливались глинистые и карбонатные часто углеродсодержащие отложения. Зоны интенсивного растяжения на Енисейском кряже фиксируются основными вулканитами и внедрениями мафитов (Панимбинско-Рыбинский рифт). Одновременно на территории Байкитской антеклизы происходило становление синседиментационных долеритов с возрастом около 1500 млн лет (Ar/Ar метод).

Пассивной окраины (1450–1100 млн лет). Продолжающийся процесс растяжения привел к разрыву континентальной коры, спредингу и формированию океанического бассейна в западной части Енисейского кряжа. На основной части его территории в это время (кординско-раннепогорюйское) существовал глубоководный бассейн с замедленной гемипелагической и течениевой седиментацией с периодическим внедрением силикокластических и карбонатно-глинистых турбидитов и дебрисных карбонатных потоков. Трансформация рифтового бассейна в шельфовый бассейн пассивной окраины сопровождалось частичным неравномерным поднятием территории Байкитской антеклизы (особенно западного Юрубченского блока) и размывом нижележащих отложений. Размыв преимущественно карбонатных комплексов сопровождался транзитом силикокластического материала. Смешанный карбонатно-силикокластический материал перемещался к краю шельфа и сбрасывался в глубоководный бассейн с формированием средне-крупнозернистых турбидитов и дебрисных потоков. В дальнейшем на шельфе пассивной окраины накапливались преимущественно карбонатные отложения основной части разреза рифея Байкитской антеклизы.

Активной континентальной окраины с системой дуга-окраинный бассейн (1100–860 млн лет) соответствует времени накопления верхней части сухопитской, тунгусикской и ослянской серий. В пределах Байкитской антеклизы синхронные отложения размыты во время раннебайкальских и предвендских событий. На территории Енисейского кряжа (в современных координатах) осадконакопление происходило в задуговом дифференцированном бассейне. В его восточной части накапливались преимущественно карбонатные отложения шельфов, в западной – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования задуговых рифтов, а в центральных депрессиях – углерод-

содержащие глинистые и карбонатно-глинистые глубоководные и шельфовые (штормовые) турбидиты и гемипелагиты. Широкое развитие углеродсодержащих отложений свидетельствует о периодической стагнации бассейна из-за нарушения связей с океаном.

Формирования коллизионного орогена (860–650? млн лет) нескольких генераций с развитием рифтовых (сдвиговых?) бассейнов (чингасанская, чапская серии).

Заключительная стадия становления орогена и формирования бассейна форланда с накоплением мощного комплекса континентальных и морских отложений тасеевской серии венда.

Полученные данные по изотопам углерода и стронция хорошо отражают некоторые важнейшие геологические перестройки. Так, низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7042–0.705) из нижней части разреза свидетельствуют об активных процессах рифтинга и спрединга в раннем и среднем рифее.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.Э. Хардиков, И.А. Холодная

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – khardikov@rsu.ru

Пермские терригенные и вулканогенно-осадочные отложений Яно-Колымской складчатой области, куда входит Аян-Юряхский антиклинорий, являются составной частью верхоянского геосинклинального комплекса, с которым связаны многочисленные месторождения и проявления полезных ископаемых. Особое место на исследуемой территории занимает аткансκая свита, относимая к верхней перми. Первоначально аткансκие отложения относили к туфам и туффитам и считали их частично перемытыми продуктами синхронного подводного вулканизма. Кроме того, высказывалось предположение о ледово-морской природе этих образований.

Наблюдаемая на территории исследований закономерная смена по площади одних типов пород другими позволяет выделить в составе отложений аткансκой свиты два литолого-фациальных комплекса: 1) отложений подводно-аллювиальных проток авандельты и 2) отложений бровки шельфа и континентального склона.

Литолого-фациальный комплекс отложений подводно-аллювиальных проток получил распространение в юго-западной части структурно-фациальной зоны Аян-Юряхского антиклинория. Его разрез, несмотря на значительную мощность, имеет довольно однообразное строение. Толща представлена чередованием мелкозернистых туфо-песча-

ников и алевритистых туфо-песчаников, туфо-алевролитов и песчанистых туфо-алевролитов, а также аргиллитов. Встречаются маломощные невыдержанные прослои туфо-гравелитов и туффитов. Формирование описываемого литолого-фациального комплекса происходило на внешнем шельфе нормального морского бассейна в условиях миграции мелких проток подводной дельты, донных течений, слабого волнового воздействия, лавинной седиментации и недокомпенсированного прогибания дна моря. Эта часть бассейна крайне редко подвергалась сильным волновым воздействиям типа штормов, цунами и т. д., приносившим значительные порции песчаного материала. В течение времени формирования отложений атканской свиты в зоне развития описываемого литолого-фациального комплекса существовали периоды активизации дельтового привноса. Им соответствуют толщи переслаивания песчаников и алевролитов с подчиненными пластами аргиллитов и гравелитов (подсвиты P_2at^1 и P_2at^3). Эти периоды сменялись ослаблением дельтовой активности (подсвиты P_2at^2 и P_2at^4, сложенные алевролитами с мелкими прослоями песчаников или без них).

Литолого-фациальный комплекс отложений бровки шельфа и континентального склона расположен в центральной и северо-восточной частях исследуемой территории и представлен мощной (сотни метров), однородной толщей туфо-алевролитов с маломощными прослоями (первые метры, иногда десятки метров) туфо-песчаников, аргиллитов и пакетами тонкого линзовидного переслаивания алевролитов с линзочками песчаников и аргиллитов. В толще встречаются невыдержанные прослои и линзы туффитов, туфов андезито-дацитов и лидитов. Широкое развитие как микро-, так и макрооползневых деформаций, присущее всем отложениям разреза, позволяет говорить о накоплении осадков на достаточно крутых уклонах дна. Наличие оползневых фрагментов более древних пород, образовавшихся в условиях шельфа, позволяет считать, что в зоне формирования отложений описываемого литолого-фациального комплекса существовали обстановки континентального склона. В этих условиях осадки накапливались под воздействием вязких автокинетических потоков, донных течений, выделения алевритовых и глинистых илов из взвеси и при постоянном перемещении осадочных масс по крутому склону, образовавшемуся в результате обрушения края шельфа.

Осадконакопление на исследуемой территории в течение времени формирования атканской свиты происходило в условиях синхронного окраинно-континентального вулканизма геосинклинального типа, существенно сказавшегося на характере строения изучаемых толщ. Судя по обилию и размерности пирокластического материала, а также по присутствию в разрезе туфов, туффитов и кремнистых пород, центры извержений находились вблизи современных междуречья Лошкаллах-Тырселях (левобережье нижнего течения р. Аян-Юрях) и бассейна р. Токичан (левобережье нижнего течения р. Кулу), на внешнем краю или на бровке шельфа. Юго-западнее указанного района количество крупнообломоч-

ного пирокластического материала значительно меньше, увеличивается с северо-востока на юго-запад степень окатанности и разложенности литои кристаллокластов, исчезают прослои туфов и кремнистых пород. Магматизм на исследуемой территории в течение времени формирования отложений аткансκой свиты был одноэтапным, на что однозначно указывает моновулканитовый состав обломков в масштабах всей толщи.

Исследуемый комплекс отложений характеризуется незавершенностью диагенетических процессов вследствие лавинной недокомпенсированной седиментации. Катагенетические преобразования, происходившие во время глубокого погружения, контролировались, прежде всего, составом осадочного материала. Приток морской воды и вод элизионного происхождения в пласты песчаников, содержащих малое количество межзернового глинистого заполнителя, обусловил интенсивное их постседиментационное минеральное и структурное преобразование. В тех случаях, когда зерна песчаной и алевритовой размерности были плотно окружены глинистой массой, структурные и минеральные изменения в породе шли медленнее, ограничиваясь, главным образом, сменой одних глинистых минералов другими. Таким образом, интенсивность катагенетических процессов имеет фациальный контроль. Металлогенический потенциал аткансκой свиты обосновывается элизионно-катагенетической моделью формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах [1–3].

Литература

1. *Парада С.Г.* О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
2. *Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщение 2. Бассейн с недокомпенсированной седиментацией в Верхоянье // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 2. С. 186–198.
3. *Япаскурт О.В., Горбачев В.И., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А.* Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (север Сибири). Сообщение 1. Бассейн с близкой к компенсационной седиментацией в Колтогорско-Уренгойском прогибе// Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 1. С. 36–47.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПАЛЕОДОЛИНЫ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Г.В. Холмовой, А.Д. Савко

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – Kholmovoy@mail.ru

Для выявления аллювиальных образований в древних толщах существует не так много литологических критериев, основными из ко-

торых являются: 1) характерные аллювиальные фации – русловые и пойменные, с ритмичным строением по типу проциклитов, с нормальными для конкретных условий мощностями аллювиальных свит, с однонаправленной косой слоистостью русловых песков и с округлой удлиненной формой галек в базальном горизонте; 2) эрозионные долинные формы рельефа, выполненные аллювием. Последние, являясь прямым указанием на речную деятельность, бывают часто затушеваны ингрессирующим морем и выполнены мелководно-морскими осадками, сохраняясь при этом фрагментарно. В отличие от новейших процессов экзогенеза в древние эпохи были более широко представлены площадные формы аллювиальной аккумуляции, оставившие погребенные аллювиальные равнины; 3) поверхности выравнивания и коры выветривания как необходимые предпосылки для заложения и развития гидросети на суше.

В осадочном чехле Воронежской антеклизы, которая в течение большей части своей истории представляла сушу, древнейшие аллювиальные отложения предполагаются в рифее Клинцовского грабена и Пачелмского прогиба (оршанская свита и каверинско-сомовская серия) в составе формации мономинеральных кварцевых песков. Для них характерны следующие особенности: 1) конститативное многоярусное строение и аномально высокая мощность руслового аллювия, измеряемая первыми сотнями метров; 2) отсутствие фаций пойменного аллювия и слабая выраженность базального горизонта; 3) высокая степень гранулометрической и минералогической сортировки русловых песков, формировавшихся за счет выветрелых пород кристаллического фундамента. Эти древнейшие реки были привязаны устьями к грабенам и не отличались большими размерами бассейнов. Преобладала долинная форма аллювиальной аккумуляции.

В течение длительного континентального перерыва, продолжавшегося до среднего девона, сводовая часть антеклизы представляла собой область сноса, при этом основным фактором эрозионной деятельности были реки. Следы их работы на поверхности кристаллического фундамента отмечаются в виде фрагментов долин в основании трансгрессивно залегающих горизонтов девона и карбона. На северном склоне Воронежской антеклизы это ряжская и морсовская толщи девона, на юго-востоке – мамонская толща (верхний фран–средний фамен), на юго-западном склоне антеклизы – гумеровский, бобриковский и тульский горизонты карбона [1].

Палеозойские аллювиальные образования отличаются следующими признаками: 1) они приурочены обычно к основаниям трансгрессивных циклов и сохранились в устьях небольших рек, впадавших в эпиконтинентальные бассейны, окружавшие антеклизу. В связи с этим в приустьевых зонах в пойменных фациях аллювия встречаются прослои мелководно-морских отложений; 2) представлены как долинный, так и площадной морфотипы аллювия. При этом долинный аллювий отличался разнопорядковой сетью и повышенной шириной аллюви-

ального пояса. Речные системы не отличались большими размерами; 3) наблюдается отчетливая дифференциация фаций на русловые, пойменные и старичные. Хорошо выражен базальный горизонт. Подошва аллювия обычно плоская, ровная и реже вогнутая; 4) характерно многоярусное констративное строение с мощностями ритмов до 15–20 м; 5) слагающие русловые фации пески и песчаники отличаются высокой зрелостью, а в составе пойменных глин много каолинита, что является следствием размыва древних каолиновых кор выветривания на гранито-гнейсовых породахв области питания.

С аллювиальными образованиями мамонской толщи верхнего девона мощностью до 200 м, развитой на юго-востоке региона, связаны залежи каолинов и песчано-гравийных смесей. С тульскими отложениями карбона КМА связаны бокситы, образующие вместе с остаточными разностями месторождения, и сухарные глины.

В мезозое аллювиальные отложения достоверно установлены в основании разреза юры (орельская свита байосского яруса), а также в аптском ярусе нижнего мела (криушанская и девицкая свиты латненской серии). Среднеюрские долины имеют развитую древовидную конфигурацию и глубину вреза около 50 м. Аптский аллювий слагает обширную прибрежную аллювиальную равнину с общим направлением стока к северу и частично на юго-западном крыле антеклизы – к юго-западу.

Как и в палеозое, наблюдается отчетливая дифференциация русловых и пойменных фаций, перстративное строение аллювия, несколько меньшие мощности отдельных аллювиальных свит и залегание их на разных уровнях. Высокая степень сортировки материала при его транспортировке и частичное питание за счет кор выветривания обусловили формирование месторождений огнеупорных и тугоплавких глин, стекольных и ценных бетонных песков. При этом большую роль играли процессы «проточного» диагенеза, приведшие к «дозреванию» осадков с выносом железа, щелочей и щелочноземельных элементов [2].

Кайнозойские аллювиальные отложения отличаются от более древних большим разнообразием морфологических и литологических типов, в том числе появлением новых климатических вариантов аллювия (перигляциального, семиаридного) с иными фациальными типами. В течение неогена и квартера происходит последовательное усложнение и уменьшение размеров аллювиальных тел, нарастает степень фациальной дифференциации, появляются сочетания «теплых» и «холодных» аллювиальных свит, слагающие аллювиальные комплексы надпойменных террас, что является отражением климатических изменений. Палео- и пра-Дон прошел при этом сложный путь эволюции от слабо локализованного стока в раннем миоцене до крупнейшей реки континента в среднем миоцене – плиоцене и до современных масштабов в течение четвертичного периода. С неогеновыми и четвертичными аллювиальными отложениями связаны все основные месторождения кварцевых песков, керамических глин, торфа, пигментов [3].

Литература

1. *Савко А.Д.* Геология Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 2002. 165 с.
2. *Савко А.Д., Михин В.П.* Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон-Ведуга- Девица / Тр. НИИ Геологии Воронежского университета. Вып. 26. Воронеж, 2004. 11 с.
3. *Холмовой Г.В.* Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1993. 100 с.

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ПЛЯЖЕВЫХ РОССЫПЕЙ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

И.А. Холодная, А.Э. Хардиков

Южный федеральный университет,
г. Ростов-на-Дону, e-mail – khardikov@rsu.ru

В результате детального изучения геологического и геоморфологического строения Таманского полуострова, а также состава современных и киммерийских отложений установлено, что ближайшим источником образования современных титан-циркониевых пляжевых россыпей являются надрудные песчаные горизонты киммерийских отложений. Содержание тяжелых минералов в рудных прослоях киммерийских отложений составляет 79.77 %. В результате активной абразии берегов, сложенных киммерийскими отложениями, а также механической сортирующей деятельности моря происходило концентрирование и фиксация тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях. По данным М.Г. Барковской [1], богатые налеты тяжелых минералов распространены на склонах первого штормового вала, связанного с наиболее частыми волнениями 4–5 баллов. Более тонкие налеты прослеживаются у уреза воды и вблизи клифа. При этом минеральный состав естественных шлихов в половине пляжа, примыкающего к морю, отличается от шлихов, распространенных вблизи клифа. Концентраты, обогащенные ильменитом, магнетитом и титаномагнетитом, приуроченные к более мелким фракциям, прослеживаются у самого клифа. Более крупные минералы, такие как пироксены и амфиболы образуют налеты у уреза воды и на склонах первого штормового вала. Гранаты наблюдаются на склонах первых валов, на склоне штормового вала и вблизи клифа. Такое распределение россыпных минералов происходит в соответствии с их гидравлической крупностью, определяющейся не только геометрическими размерами тяжелых минералов, но и их плотностью. Более тяжелые и мелкие зерна ильменита, магнетита и титаномагнетита соответствуют гидравлической крупности кварца

мелкопесчаной размерности, аккумулирующегося вблизи клифа. Более легкие и крупные пироксены, амфиболы, сфен, ставролит сопоставимы с крупно- и среднезернистыми песками, формирующимися у уреза воды. Гранат и часть ильменита, имеющие промежуточные значения плотности, распределяются по всему пляжу. Концентраты россыпных минералов образуют полого наклоненные в сторону моря маломощные прослои. Их количество в разрезе и пространственная протяженность определяются режимом накопления пляжевых отложений.

Активная абразия мыса Железный Рог и прилегающего участка вплоть до оз. Соленого, с одной стороны, и аккумуляция наносов в юго-восточном направлении, с другой, привели к тому, что абразионный берег отступил на несколько километров, а аккумулятивный выдвинулся на 2 км. Контур береговой линии повернулся по часовой стрелке на 5–7°. В результате эволюции южного побережья Таманского полуострова одностороннее перемещение наносов вдоль Анапской пересыпи почти прекратилось. В настоящее время данный участок берега является равновесным и относительно стабильным [2, 3], что способствует накоплению и длительному сохранению здесь мощных и протяженных россыпей.

Литература

1. *Барковская М.Г.* Закономерности распределения обломочного материала в полосе пляжа Черного моря // Вестник Ленинградского университета. 1959. № 24. С. 11–35.
2. *Невесский Е.Н.* История развития Анапской пересыпи // Труды Института океанологии. 1957. Т. XXI. С. 165–174.
3. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Ростовского университета, 1969. 218 с.

ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА – ОСНОВА ГЕОХИМИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

В.Н. Холодов

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – rostislavn@yandex.ru

1. Сравнение химического состава магматических пород и состава осадочных пород и руд однозначно доказывает, что главным геохимическим процессом осадкообразования на Земле является разделение или дифференциация вещества; интеграция или смешение вещества проявляется локально и не играет определяющей роли в формировании осадков.

2. Основоположники геохимии осадочного процесса – В.М. Гольдшмидт и Л.В. Пустовалов определяющим и глобальным геохимическим процессом считали химическую дифференциацию. В.М. Гольдш-

мидт (1938, 1954) подчеркнул значение химической и биогенной дифференциации в осадочном цикле, а Л.В. Пустовалов (1940) утвердил механическую и химическую дифференциацию, отодвинув на второй план биологическое разделение вещества. Оба эти исследователя пытались создать универсальную систему осадочной дифференциации, характерную для всей планеты Земля в целом.

3. В работах Н.М. Страхова [1–4] была предложена схема фазовой дифференциации вещества, в основе которой лежит идея тесной зависимости поведения химических элементов в осадочном цикле от минеральной и гранулометрической формы их нахождения. Исследование распределения химических элементов вне минералогической формы его нахождения и связи со средой осадкообразования (поведение разбавителей, фации, тип водоема, состав водосборов и др.) с этой точки зрения лишено всякого генетического смысла.

4. Работами Н.М. Страхова [2, 3] и его учеников [5] было также показано: а) разделение химических элементов на континентальном блоке планеты зависит от физико-географической обстановки и поразному реализуется в пределах гумидной, аридной и ледовой зон; б) состав компонентов, участвующих в фазовой дифференциации вещества, в значительной степени определяется проявлением эндогенных факторов и активно влияет на процесс осадкообразования в областях современного и древнего вулканизма, а также при активизации эрозионных срезов древних магматических комплексов (древние питающие провинции); в) фазовая дифференциация вещества по-разному реализуется в осадочных бассейнах с различными соотношениями водосборов и акваторий; интенсивность и механизм разделения сильно меняется в ряду озеро–эпиконтинентальное море–краевое море–океан; г) фазовая дифференциация вещества проявляется на всех стадиях осадочного породообразования, в процессах мобилизации, переноса, седиментации, диагенеза, катагенеза; в то же время очевидно, что в седиментационных процессах она охватывает преимущественно породообразующие химические элементы, тогда как на поздних стадиях – малые, редкие и радиоактивные элементы.

Литература

1. *Страхов Н.М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.
2. *Страхов Н.М. и др.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 377 с.
3. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с. Т. II. 574 с. Т. III. 550 с.
4. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1976. 299 с.
5. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗА ТЕРМОГРАММ СКВАЖИН

Н.Н. Христофорова, А.В. Христофоров

Казанский государственный университет, г. Казань, e-mail – nkhristo@ksu.ru

Авторами статьи выполнены геотермические исследования в скважинах, расположенных на территории Восточно-Европейской платформы и в других регионах. Более чем 600 полученных термограмм были обработаны методами Фурье и вейвлет-анализа.

Исследования проводились в скважинах с установившимся тепловым режимом на нефтяных, газовых, нефтегазовых и др. месторождениях в течение 40 лет. Измерения температуры выполнены в интервале глубин от поверхности Земли до 6000 м, шаг измерений составлял от 5 м до 10 см. Техника и методика измерений изложены в работе [4].

Для выполнения Фурье и вейвлет-анализа, а также предварительной подготовки термограмм использовались стандартные инструменты, интегрированные в программном пакете MATLAB. В качестве базисного вейвлета при разложении использовался вейвлет Морлея.

Вейвлет-анализ – это представление сигнала в виде обобщенного ряда или интеграла Фурье по системе базисных функций, сконструированных из исходного вейвлета за счет операций сдвига и изменения масштаба по оси независимой переменной [1].

Вейвлеты представляют собой функции в виде коротких волн (всплесков) с нулевым интегральным значением и с локализацией по оси независимой переменной. Изменение масштаба обеспечивает способность вейвлета выявить различие в характеристиках процесса на различных шкалах. Посредством сдвига вейвлета анализируют локальные особенности процесса в различных точках на всем интервале изменения независимой переменной. В нашем случае анализируемый процесс – это изменение температуры в скважине с изменением глубины, независимая переменная – глубина.

При анализе полученных трехмерных графиков вейвлет-преобразования термограмм скважин была обнаружена неизвестная ранее особенность теплового режима земной коры, заключающаяся в том, что в горных породах существуют пространственные периодические колебания температуры вертикальной протяженности – температурные волны [2].

Измерения распределения температуры в скважинах и обработка термограмм методами Фурье и вейвлет-анализа позволили выявить следующие основные закономерности в поведении температурных волн в природных средах [3]: 1) температурные волны присутствуют на термограммах любых скважин, независимо от сложности вскрытого разреза; 2) амплитуда волны, как правило, не остается постоянной с

глубиной; 3) модовая структура термограммы (длины волн, их амплитуды и фазы) для каждой скважины является индивидуальной и несет в себе информацию о геологическом разрезе; 4) определенная фаза температурной волны, как правило, «привязана» к определенной границе между слоями в многослойных разрезах.

Анализ большого массива термограмм разных скважин позволил установить, что почти повсеместно положение экстремумов и точек перегиба на температурных волнах («особые точки») связано с положением границ между слоями в разрезе. Это могут быть границы пород с различной теплопроводностью, литологические границы и др.

Мы установили, что наблюдается хорошее соответствие между положением литологических границ, определенных путем анализа кернового материала и другими геофизическими методами (промысловый материал) и расположением «особых точек» на температурных волнах. Отметим, что такое соответствие хорошо проявляется для определенных мод, которые, как правило, имеют наибольшие амплитуды в спектрах. Например, если для определенной структуры или определенного месторождения положение литологических границ, т.е. границ раздела слоев с различной теплопроводностью для разных скважин смещается по глубине, то соответственно смещается по глубине и расположение экстремумов и точек перегиба на температурных волнах. Как показал вейвлет-анализ большого массива термограмм, 70–80 % «особых точек», т.е., экстремумов и точек перегиба на температурных волнах соответствуют литологическим границам.

Обнаруженное соответствие указывает на возможность использования температурных волн для определения или уточнения положения литологических границ в геологических разрезах. Выявленные закономерности позволяют использовать температурные волны для изучения природных сред: определения границ раздела сред с различной теплопроводностью, выделения литологических границ в разрезе горных пород, а также при поисках и разведке полезных ископаемых в осадочных комплексах.

Литература

1. *Дьяконов В.П.* Вейвлеты, от теории к практике. М.: Солон-Пресс, 2004. 268 с.
2. *Христофоров А.В., Христофорова Н.Н.* Способ обнаружения полезных ископаемых. Патент. Заявка 2005121606/03(024350). Положительное решение ФГУ ФИПС 15.08.06; приоритет 08.07.2005.
3. *Христофоров А.В., Христофорова Н.Н., Бурганов Б.Т.* Температурные волны в природных средах: Фурье и вейвлет-анализ термограмм скважин // Георесурсы. 2005. № 2. С. 2–6.
4. *Khristoforova N.N., Khristoforov A.V., Muslimov R.Kh.* Temperature distribution and anomalies in the crystalline basement // Phys. Chem. Earth (A). 2000. V. 25. № 6–7. P. 597–604.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕЛЕНГА-ХАИМСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.К. Хрусталев

Геологический институт СО РАН,
г. Улан-Удэ, e-mail – smetanina@gin.bscnet.ru

Последние годы в отечественной геологической науке особую актуальность приобрели проблемы геодинамики и минерагении осадочных бассейнов, так как процессы седиментации и рудообразования в этих бассейнах стали изучать на основе идей тектоники литосферных плит. Нами изучен один из таких бассейнов в перикратонном прогибе южного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона [1]. Его структура по современным геодинамическим представлениям классифицируется как кратонный террейн.

Селенга-Хаимский перикратонный прогиб, выделенный нами в междуречье Селенги и Хаима, прослеживается в северо-восточном направлении на 150 км при ширине от 5 до 10 км. Прогиб представляет собой узкий трог с резко асимметричным поперечным профилем, выполненный рифейскими осадочно-метаморфическими породами итанцинской (черносланцевой) и бурлинской (карбонатной) свит. Располагается трог на активной континентальной окраине Сибирского кратона. В поперечном профиле трога в междуречье Малой, Большой Билюты и Черемшанки устанавливается по латерали следующий индикационный ряд осадочных формаций: в тыльных частях трога развита аспидная формация, представленная преимущественно черносланцевым литокомплексом; в серединной части – флиш, соответствующий условиям шельфовой зоны с мелководными лагунными заливами; во фронтальных частях (наиболее удаленных от кратона) в глубоководном желобе сформировались отложения нижней (морской) молассы. Эта триада является возможным индикатором палеосубдукции.

На основе анализа индикационных рядов литокомплексов по продольной оси прогиба в отложениях преимущественно карбонатной бурлинской свиты устанавливается закономерное преобладание глубоководных осадков на юго-западном и северо-восточном флангах, где преобладают отложения нижней морской молассы, и развитие ритмично переслаивающихся песчаников, сланцев и доломитов в центральной части прогиба в междуречье рч. Малой, Большой Билюты и Черемшанки, представляющих собой типичный макрофлиш. Мощность прослоев – первые м – первые десятки м. Здесь устанавливается максимум фосфатообразования и установлены все интересные проявления фосфора. Литофациальные соотношения типов пород по разрезам итанцинской свиты также подчеркивают эту закономерность. Кроме этого, выявляются специфические особенности северо-восточного фланга прогиба, где в основании разрезов фиксируется значительный

процент вулканогенного материала (до 46 % в бассейне р. Бурли), среди которых преобладают высоко-хромовые базальты, характерные для палеоспрединговых зон.

В междуречье Малой Билюты–Черемшанки оконтурена Черемшанская рудная площадь с уникальным сочетанием минерагении экзогенного и эндогенного (Cu, Pb, Zn, Ni, U, Mo, Ag, Au) профиля. Экзогенная минерагения рудной площади проявлена в промышленных масштабах и представлена разнообразными типами полезных ископаемых: кварциты, известняки, доломиты, фосфориты, графит, марганцевые руды, маршаллиты, минеральные пигменты, золотоносные коры выветривания, россыпи золота.

Разведанные балансовые запасы кварцитов Черемшанского месторождения составляют в сумме 46.3 млн т. Они характеризуются выдержанным химическим составом с высоким содержанием кремнезема – более 99.0 % и низкими содержаниями вредных примесей – железа, алюминия и кальция (в сумме 0.7–1.0 %).

Доломиты Черемшанской площади пользуются доминирующим развитием, слагая мощную (более 1 км) толщу. В составе толщи разведано Мало-Билютинское месторождение доломитов с запасами 2.7 млн т. Доломиты характеризуются следующим средним химическим составом (содержание %%): магния – 21.63; кальция – 30.86; железа – 0.16; кремния – 0.26; алюминия – 0.10; серы и фосфора – до 0.10; потери при прокаливании – 46.44 %. Доломиты соответствуют марке ДК-18-0.25 по ГОСТ 23672-79.

Фосфатосодержащие карбонатные породы с содержанием оксида фосфора до 10–15 % образуют среди доломитов и доломитизированных известняков горизонты (пласты) мощностью до 6-10 м и протяженностью до 1.5 км. Прогнозные ресурсы фосфатосодержащих карбонатных пород оцениваются в сотни тысяч–первые млн т.

Маршаллиты развиваются селективно по пластам кварцитов и дайкам гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Содержание SiO_2 в них составляет 98.53–99.53 %. По ГОСТу они соответствуют марке ПБ-150-1. Прогнозные ресурсы маршаллитов составляют около 2 млн т.

Минеральные пигменты образуют самостоятельные промышленные тела в контуре эксплуатируемого карьера и могут попутно извлекаться при вскрышных работах. Природные пигменты относятся к глинисто-железооксидным и карбонатным охрам с богатой гаммой цветов – от светло-желтого и желтовато-коричневого, до темно-коричневого, оранжевого, красного и других тонов. Произведенные на основе пигментов воднодисперсионные, масляные краски и эмали отвечают требованиям соответствующих ГОСТов. Прогнозные ресурсы пигментного сырья оцениваются в десятки–первые сотни тысяч т.

Каолинитовые тела связаны с линейными корами выветривания даек гранит-порфиров. Прогнозные ресурсы каолинового сырья оцениваются первыми сотнями тысяч т.

Литература

1. *Хрусталев В.К.* Геодинамика и минерагения перикратонных прогибов южного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Межд. конф. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 79–80.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ

А.К. Худолей[1], С.В. Фролов[2], А.В. Молчанов[3]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, e-mail – khudoley@ah3549.spb.edu
[2]Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – Serfgeo@yandex.ru
[3]ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург,
e-mail – Anatoly_Molchanov@vsegei.ru

Проведенные за последние 10–12 лет U-Pb и Ar-Ar изотопно-геохронологические исследования магматических и осадочных комплексов [1–4] позволили существенно уточнить имеющиеся представления об эволюции осадочных бассейнов северной Сибири в рифее.

В конце раннего протерозоя в северной части Сибирской платформы произошло магматическое событие с возрастом 1700–1730 млн лет [2, 4]. Оно представлено эффузивами кислого состава и дайками основного состава и хорошо коррелируется с близким по возрасту анорогенным магматизмом, широко проявленным на юге Сибирского кратона. Это событие фиксирует начальные стадии развития древних рифтов, в дальнейшем приведших к формированию рифейских осадочных бассейнов.

Раннерифейское осадконакопление происходило в серии изолированных внутрикратонных бассейнов, область распространения которых ограничивается на западе верховьями р. Хета, а на востоке – Оленекским поднятием. Фрагменты этих осадочных бассейнов обнажены на окраинах Анабарского щита и в пределах Уджинского и Оленекского поднятий. Нижняя часть нижнерифейского разреза (мукунская серия Анабарского щита и ее аналоги) представлена косослоистыми песчаниками с линзами и прослоями конгломератов. Состав песчаников варьирует от аркозовых до кварцевых аренитов. Широко развиты красноцветы. Наибольшие мощности фиксируются на западном склоне Анабарского массива (около 800 м), но осевая часть прогиба расположена западнее и скрыта от наблюдения. Осадконакопление происходило в основном в обстановках временных водотоков на континенте или в прибрежной приливно-отливной зоне и над ней.

Судя по ориентировке косой слоистости, основным источником сноса было поднятие, располагавшееся на месте современного

Анабарского щита. Как показывают U-Pb возраста обломочных цирконов в песчаниках из основания рифейского разреза [2] и модельные Nd возраста этих же проб, размывались преимущественно архейские комплексы, подвергшиеся интенсивной переработке около 1950–2010 млн лет.

Верхняя часть нижнерифейского разреза представлена карбонатами и аргиллитами (билляхская серия Анабарского щита и ее аналоги). На рубеже между накоплением терригенного и карбонатного комплексов нижнего рифея произошло интенсивное магматическое событие с возрастом около 1500 млн лет [1, 3, 4], представленное дайками, силлами и эффузивами основного состава. Это магматическое событие, вероятно, фиксирует новый импульс рифтогенеза, в результате которого произошло углубление отдельных бассейнов. В осадочной летописи это отразилось в локальном появлении пачки черных аргиллитов мощностью до 40–50 м, накопление которых происходило ниже приливно-отливной зоны. Вышележащие отложения представлены карбонатами с обилием строматолитов и водорослей и аргиллитами, в которых нередко отмечаются пестрые и красные окраски. Мощность и соотношение между карбонатными и глинистыми породами варьируют в широких пределах. Отсутствие регионально проявленных циклов и несогласий, позволяющих проводить корреляцию разрезов Анабарского щита и Уджинского и Оленекского поднятий, позволяет считать, что осадконакопление происходило в изолированных бассейнах, а связь с мировым океаном могла быть лишь кратковременной.

Нижнерифейские комплексы прорываются дайками с возрастом около 1385 млн лет [3, 4]. Связь этого магматического события с эволюцией осадочных бассейнов пока не установлена.

В центральных районах северной части Сибирской платформы нижнерифейские отложения перекрыты вендом и детали средне- и позднерифейской истории этого региона неизвестны. Судя по незначительным изменениям в амплитуде предвендского размыва для большей части региона, осадконакопление в среднем и позднем рифее здесь не происходило или же было намного менее интенсивным, чем в раннем рифее.

Начиная со среднего рифея, осадочные бассейны развивались на окраинах Сибирской платформы и не проникали в ее внутренние части. Повсеместно преобладают карбонаты со строматолитовыми и водорослевыми постройками. На Туруханском поднятия они столь многочисленны, что образуют рифовый комплекс мощностью до 550 м. Глинистые породы составляют значительную часть разреза только на Игарском поднятии. Песчаники в разрезе среднего и верхнего рифея встречаются сравнительно редко и представлены как высокозрелыми кварцевыми аренитами на северо-востоке платформы, так и аркозовыми до лититовых аренитов на ее северо-западной окраине. На Игарском поднятии в позднем рифее происходили излияния ба-

зальтов, но их возраст не установлен. Доминирующей обстановкой осадконакопления было открытое мелководное море с изолированными лагунами в прибрежной зоне, хотя мелкозернистые терригенные породы из основания среднерифейского разреза Туруханского поднятия могли накапливаться и в более глубоководных условиях. Для восточной окраины (Хараулахское поднятие) архейский модельный Nd возраст среднерифейских аргиллитов свидетельствует, что наиболее вероятным источником сноса был фундамент Сибирской платформы.

Работа выполнена при частичной поддержке корпорации Сатесо и гранта РФФИ № 08-05-00703.

Литература

1. *Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф. и др.* Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу долины реки Фомич (северный склон Анабарского поднятия) // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 775–779.
2. *Худолей А.К., Молчанов А.В., Округин А.В. и др.* Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит // Фундаментальные проблемы тектоники. Материалы XL Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 333–335.
3. *Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др.* Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использовании при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 248–252.
4. *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al.* Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.

УГЛЕНОСНЫЕ И СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ В ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛАХ

В.М. Цейслер

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, e-mail – tseisler@msgpa.ru

Среди неметаллических полезных ископаемых одно из важнейших мест занимают соли и угли. Осадочные толщи, содержащие залежи солей, именуют соленосными формациями, углей – угленосными. Формации, составляющие обе группы, существенно различаются по петрографическому составу слагающих их горных пород, внутреннему строению и особенностям накопления.

К соленосным формациям относят толщи разнообразного состава – от сульфатных и карбонатно-сульфатных до терригенных пестроцветных и красноцветных. Это могут быть парагенезисы отложений элювиальных, озерных, отшнурованных полуизолированных морских бассейнов (лагун). С соленосные формациями ассоциируют медные, полиметаллические руды, соединения йода, брома.

В группу угленосных формаций входят преимущественно терригенные сероцветные толщи с отдельными прослоями карбонатных, вулканических пород. Это ассоциации элювиальных, делювиальных, аллювиальных, озерных, лагунных, морских отложений с обязательным присутствием болотных. С угленосными формациями ассоциируют бурые железняки, бокситы, марганцевые руды. В конкретном регионе соленосные и угленосные формации разобщены во времени и в пространстве.

Несмотря на существенные различия в типах пород, слагающих обе группы формаций, они обнаруживают определенные черты сходства, выраженные в их зависимости от климатической зональности, их приуроченности к близким типам конседиментационных структур (рифты, краевые прогибы, межгорные впадины, полуизолированные синеклизы на платформах), а главное – они занимают примерно одинаковое положение в крупных тектоно-седиментационных (циклах) ритмах, отвечая их началу или завершению [1, 2].

По мере развития трансгрессии впереди «фронта» наступающего водоема формируется зона высокого стояния грунтовых вод – зона подтопления суши. В обстановке гумидного климата в этой зоне образуются торфяники, в обстановке аридного климата – себхи с солью. На начальных этапах трансгрессии благодаря изрезанности береговой линии создаются условия для образования полуизолированных бассейнов. Дальнейшая трансгрессия приводит к тому, что осадки болот (торфяники) или себх (засоленные глины) оказываются перекрытыми морскими накоплениями. Если бассейн располагался в зоне аридного климата и пока он был отшнурован, полуизолирован, в нем продолжалось накопление соленосных толщ. При развитии трансгрессии в условиях полуизолированного бассейна в аридной зоне соленакопление сохраняется. Торфонакопление в гумидной зоне прекращается. В итоге процессы торфо- и соленакопления начавшиеся одновременно, завершаются на разных этапах трансгрессивной фазы тектоно-седиментационного цикла.

В регрессивную фазу тектоно-седиментационного цикла вслед за отступающим морским бассейном вторично вновь создаются благоприятные ландшафты для торфонакопления в гумидных зонах и соленакопления – в аридных. При этом соленакопление относительно торфообразования в регрессивную фазу цикла начинается раньше, но завершаются оба процесса одновременно.

Уровень седиментации при формировании торфяных залежей соответствует положению кровли грунтовых вод. Уровень рапы в соле-

родном бассейне нередко существенно ниже уровня поверхности вод в смежных бассейнах.

Ниже приводится размещение угленосных и соленосных формаций на территории Северной Евразии.

Альпийский цикл (поздний мел–антропоген)

Завершение (миоцен-антропоген) угленосные – в Прибайкалье, на Сахалине, в Приморье, в Закавказье, в Закарпатье; соленосные – во впадинах Средней Азии, Предкарпатье, на юге Западной Сибири, в Закаспии.

Начало (апт-альб-сеноман) угленосные – на Таймыре, в Верхояно-Чукотской области; соленосные (гипсы) – на востоке Средней Азии.

Киммерийский цикл (юра–неоком)

Завершение (титон-неоком) соленосные – на Туранской плите, в Предкавказье); угленосные - в Верхояно-Чукотской области, в Забайкалье.

Начало (нижняя-средняя юра)– угленосные – в центральной и восточной Сибири, на Урале, на Туранской плите, соли – не известны.

Индосинийский цикл (поздняя пермь–триас)

Завершение (верхний триас) угленосные – в Зауралье.

Начало (верхняя пермь) угленосные – на Волго-Камской антеклизе, в Печерской, Воркутинской впадинах, в Тунгусской синеклизе, Кузнецкой впадине; соленосные в Прикаспийской синеклизе, в Польско-Германской, Чу-Сарысуйской впадинах.

Герцинский цикл (девон–ранняя пермь)

Завершение (нижняя пермь) угленосные и соленосные – в Предуральском прогибе, соленосные – в Донбассе, Прикаспийской впадине, угленосные – в Тунгусской синеклизе, Кузнецкой впадине.

Начало (девон) угленосные – в Кузнецкой впадине (Барзасское месторождение), на Тимане; соленосные – в Минусинских впадинах, в Вилюйской синеклизе, в Подмосковье, в Припятско-Днепрово-Донецком прогибе.

Практически каждому тектоно-седиментационному циклу (ритму) сопутствует появление угленосных и соленосных формаций на одной из площадей территории Северной Евразии.

Литература

1 *Конищев В.С.* Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ. Минск: Наука и техника, 1984. 190 с.

2 *Цейслер В.М* Угленосные формации и эпохи торфонакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 3–7.

ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В МЕЗОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ГРАБЕНАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ю.Г. Цеховский

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – tsekhovsky@ginras.ru

В настоящее время познание седиментогенеза в рифтах или рифтогеннных грабенах продолжает привлекать внимание геологов. В этой связи изучались процессы осадконакопления на территории Западного Забайкалья. Мезозойские континентальные отложения выполняют здесь цепочки узких приразломных грабенов, шириною от нескольких до первых десятков километров. Сливаясь друг с другом, грабены нередко образуют депрессии, длина которых достигает первых сотен километров. Глубина погружения фундамента в данных структурах не превышает 2–2.5 км, а суммарная максимальная мощность мезозойских осадочных и вулканогенных толщ в сводных разрезах достигает 4–5 км. Наиболее крупными депрессиями в регионе являются: Гусиноозерская, Тугнуй-Сухаринская, Хилок-Чикойская, Иволгинско-Удинская.

Результаты последних детальных литолого-фациальных и формационных исследований мезозойских континентальных терригенных осадочных толщ, заполняющих эти структуры, изложены в публикациях [1–3]. Слагающие их породы часто обогащены грубообломочным материалом, содержат пласты углей и обычно относятся здесь к семейству моласс (индикаторов горных ландшафтов). Однако установлено, что из их числа к собственно орогенным молассам в районе исследований можно отнести лишь нижнеюрские отложения. Остальные осадочные комплексы пород, датируемых средней-поздней юрой и ранним мелом, принадлежат к фэновой формации, которая накапливалась в грабенах среди палеоландшафтов холмистых равнин.

При этом участвующие в их строении мощные (достигающие 1000–1500 м) толщи грубообломочных пород формировали узкие (по ширине не превышающие первых километров) шлейфы вдоль подножий высоких и крутых прибортовых уступов грабенов. Здесь накапливались отложения коллювиальных, делювиальных, пролювиальных и селевых фаций; нередко отмечается также присутствие гравитационных микститов (или олистостромов), содержащие иногда обломки размером более100 м^3 и называемые «гигантобрекчиями». Важно отметить преобладание неокатанных или слабо окатанных обломков пород и нередко плохую их сортировку в вышеотмеченных фациях.

По направлению центральным частям грабенов характеризуемые отложения замещались тонкообломочными (нередко угленосными) толщами – фациями равнинного аллювия (пойменных озер и болот, реже русел рек с невысокой гидродинамикой вод). Здесь накапливались песчаные, алевритовые или глинистые отложения, местами с лин-

зами гравелитов и дресвяников. В их строении часто присутствуют углистые породы, а также нередко наблюдаются пласты углей. Последние часто достигают значительной мощности (свыше 10-15 м, а в отдельных случаях – 50–70 м).

Характерным признаком фэновых формаций, отличающим их от моласс, является практически полное (за редким исключением) отсутствие в их строении фаций горного аллювия. В горном аллювие (в отличие от равнинного) главенствующую роль играли русловые отложения и резко подчиненную – пойменные. При этом в составе крупных обломков доминировали окатанные гравийно-галечные, местами с включениями валунов, разности.

Практически повсеместный равнинный характер древних рек (включая крупные транзитные реки, пересекавшие грабены) свидетельствует в пользу развития на территории Западного Забайкалья равнинных палеоландшафтов. Лишь изредка предполагается наличие небольших островков гор, что подтверждается наличием очень небольших линз горного аллювия в составе грубообломочных пород, слагающих прибортовые шлейфы грабенов. Поступавшие в грабены крупные по размеру дресвяно-щебнисто-глыбовые обломки (возникшие за счет эрозии пород, слагающих бортовые уступы) имели небольшие пути транспортировки и оставались не окатанными. Отсутствие в равнинных ландшафтах горных рек с высокой динамикой вод препятствовало транспортировке этих обломков на значительные расстояния и возникновению скоплений окатанных разностей, широко развитых в межгорных молассах.

Одним из важных признаков рассматриваемой фэновой формации является высокая ее угленасыщенность и присутствие мощных (до 10–70 м) пластов углей. Причиной этого являлось не только наличие теплого гумидного климата во время формирования фэновых формаций, но и возникновение благоприятных ландшафтов – холмистых равнин, осложненных грабенами [2]. В последних, вследствие подпруживания пересекавших их древних транзитных равнинных рек, широкое развитие получали пойменные озера или болота.

Наличие равнинных областей денудации, окружавших грабены, способствовало также малой скорости проявления древних эрозионных процессов и привноса в эти структуры относительно небольших объемов терригенного материала. Его основным источником служили породы, слагающие прибортовые уступы, за счет разрушения которых у их подножий формировался сравнительно узкий грубообломочный шлейф. Далее, к центру грабенов, было немало участков, лишенных терригенного осадконакопления. И здесь в течение длительного времени прогибание дна структур компенсировалось лишь ростом торфяников, что и привело к образованию мощных залежей углей.

В целом установлено, что развитые в Западном Забайкалье мощные комплексы мезозойских грубообломочных пород, обычно относящиеся к межгорным молассам, на самом деле не всегда таковыми

являются. Многие из них представляют собою важную составную часть фэновой формации. Ее образование происходило в грабенах среди равнинных палеоландшафтов при определенным (отличным от эпох горообразования) геодинамическом режиме – доминировании обстановок растяжения земной коры [3]. Имеются данные считать, что фэновые формации (обычно включаемые в состав межгорных моласс) широко развиты в разрезах мезозоя и кайнозоя многих регионов Земли [1–3]. Их вычленение из моласс позволит по-новому реконструировать палеоландшафты и геодинамический режим этих регионов.

Работы проводились в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» и гранта РФФИ № 04-05-64148.

Литература

1. *Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Гусев И.М.* Равнинные фэновые формации в юрско-меловых грабенах Западного Забайкалья // Литология и полезн. ископаемые. 2005 . № 6 . С. 620–636.
2. *Цеховский Ю.Г., Стукалова И.Е., Гусев И.М.* Формирование мощных пластов угля в мезозойских грабенах Западного Забайкалья // Осадочные процессы (седиментогенез, литогенез, рудогенез). Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 54–58.
3. *Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Леонов М.Г.* Фэновые и молассовые формации как индикаторы палеоландшафтов и геодинамических режимов // Осадочные процессы (седиментогенез, литогенез, рудогенез). Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 213–223.

ОСОБЕННОСТИ ЭВАПОРИТОВОГО ЛИТОГЕНЕЗА ПЕРМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

И.И. Чайковский

Горный институт УрО РАН,
г. Пермь, e-mail – ilya@mi-perm.ru

Соленосные кунгурские толщи, отложившиеся в бассейне охватывающем пространство от Верхней Печоры до Прикаспия, отнесены [4] к галогенной формации внутриконтинентальных солеродных водоемов морского типа, не имеющей современных аналогов. Литолого-палеогеографические данные свидетельствуют о том, что площадь ее распространения сопоставима с площадью существовавшего ранее моря. А.А. Иванов предполагал, что на протяжении всего кунгурского времени эвапоритовый бассейн сообщался с океаном и в него поступали воды нормальной солености. Однако различная завершенность галогенеза во впадинах Предуральского прогиба (до сильвинита – в Верхнепечорской, до караллитита – в Соликамской, до целестина и галита – в Юрюзано-Сылвенской, до сульфатов калия и магния – в Прикаспийско-Южноуральской) свидетельствует об их относительной автономности и наличии локальных факторов, обусловивших их специфику.

Для Юрюзано-Сылвенской депрессии установлена фациальная зональность эвапоритов [3]: с запада на восток сульфато-карбонаты иренской свиты сменяются доломитами с прослоями ангидритов и солей поповской свиты, а затем песчаниками, аргиллитами, конгломератами, ангидритами, иногда с солями, кошелевской свиты. В районе Соликамской депрессии вместо отложений поповской свиты развиты мощные галогенные осадки березниковской свиты. В обеих впадинах на границе с уральским складчатым сооружением формировались существенно терригенные толщи горных подножий и краевых бассейнов, а в платформенной части – чередующиеся пачки доломитов и гипсов. Предполагается, что появление солей в разрезе связано с размерами и глубиной водоемов, которые были предопределены располагающимися поперек Предуральского прогиба приподнятыми блоками: Колвинской и Косьвинско-Чусовской седловинами. В самых крупных депрессиях проявились сильвинитовая и карналлитовая стадии. Отличие Верхнепечорской и Соликамской впадин от Прикаспийской, соленакопление в которой шло до сульфатов калия и магния, определено не только масштабами. Вероятно, свою роль сыграло примыкающее с запада значительное по площади мелководье, где происходило массовое фракционирование сульфатов, обусловившее трансформацию рассолов и галоидный тип седиментогенеза в наиболее глубоких частях впадин.

По поводу глубины солеродных водоемов высказываются самые разнообразные мнения. Сторонники первично-седиментационной природы зон галитизации, развитых в калийной залежи, предполагают, что латеральная смена солей обусловлена фациальными обстановками, вызванными неровностью дна бассейна и расслоенностью рапы, то есть наличием большого числа приповерхностных поднятий. Выполненные нами структурные построения показывают [5], что зоны галитизации приурочены не к поднятиям дна, а к тектонизированным участкам, на которых отмечаются наиболее значительная поперечная складчатость и сдвиговые деформации. Минералогический анализ выявил эпигенетическую природу зон галитизации, которые очевидно обязаны своим происхождением отделившимся при складчатых деформациях соляной толщи поровым рассолам, а затем и пресной кристаллизационной воде. Стратиграфическая выдержанность практически всех слоев на площади 7,5–8 тыс. км^2 может говорить о том, что осадконакопление происходило на таких глубинах, где фациальные особенности не сказывались.

Минералогический набор годового цикла и строение разреза, характеризующегося постепенным отложением все более и более растворимых солей, то есть одномодальностью, дают основание полагать, что при образовании калийных минералов солеродный бассейн уже утратил связь с морем, и незначительно распреснялся лишь сезонными водами, стекающими, в основном, с уральской суши.

В заполнении Юрюзано-Сылвенской депрессии более значительную роль сыграл терригенный материал. Присутствие в разрезе Мазуевского месторождения целестиновых руд, наряду с толщами ангид-

ритов и известняков апотуфовых глин и песчаников, содержащих обломки вулканических и магматических пород [2, 6] позволяет предполагать, что стронций в бассейн седиментации поступал не только из морской воды, но и за счет выщелачивания и гидролиза пирокластики. Схожее совмещение стронциеносного вулканизма и эвапоритового процесса известно для континентальных миоцен-плиоценовых эффузивно-осадочных месторождений Калифорнии и Аризоны [2]. Как и в Соликамской впадине, на Мазуевском месторождении проявились эпигенетические процессы, приведшие к перераспределению стронция и образованию жильной минерализации.

Таким образом, специфика эвапоритового литогенеза в Предуральском краевом прогибе предопределялась масштабами бассейна седиментации, наличием периферических мелководий, на которых происходила подготовка и трансформация рассола, привносом вулканокластического материала. Немаловажную роль сыграл и тектонический фактор, определивший границы отшнурованных бассейнов и интенсивность эпигенетических процессов.

Литература

1. *Болотов А.А.* К вопросу о генезисе стронциевых руд Прикамья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Матер. регон. конф. Пермь: Изд-во ПГУ, 1997. С. 84–87.
2. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. III. С. 622–626.
3. *Золотова В.П., Девингталь В.В., Хурсик В.З. и др.* Биостратиграфия нижнепермских отложений Пермского Предуралья // Нижнепермские отложения Пермского Приуралья. М.: ВНИГНИ, 1973. С. 49–135.
4. *Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М.: Недра, 1972. 328 с.
5. *Чайковский И.И.* Эпигенетическая трансформация калийных и магниевых руд Верхнекамского месторождения солей // Рудогенез. Материалы межд. конф. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 331–334.
6. *Чайковский И.И., Чайковская Е.В.* Типоморфизм минералов Мазуевского месторождения целестина // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Изд-во ПГУ, 2004. С. 31–42.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ПОРОД ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

А.А. Черепанов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – alexcherepanov@mail.ru

Под черными сланцами подразумеваются тонкозернистые осадочные породы (пелиты, алевролиты, силициты), в разной степени рассланцованные и метаморфизованные и содержащие повышенные ко-

личества ($C_{орг}$ > 5 %) углеродистого вещества углистой, битумной или графитовой субстанции [3]. Породы морского происхождения с био- и хемседиментогенным источником углерода. В геодинамическом отношении образование подобных формаций свойственно области внутриконтинентального рифтогенеза или же условиям внутриконтинентальных морских палеобассейнов с полуциклическим развитием этих структур и бимодальных вулкано-плутонических ассоциаций. Многие черные сланцы представляют большой интерес на весьма богатое и перспективное золотосодержащее сырье [1]. В последнее время в них установлена и платинометальная минерализация.

В Хабаровском крае потенциально платиноносные черные сланцы распространены в рифей-палеозойском обрамлении Сибирской платформы, Южно-Верхоянской складчатой зоне, Удско-Шантарской СФЗ и Буреинском массиве.

В Юдомо-Майском перикратонном прогибе (Южное Верхоянье) платиноидная минерализация установлена в терригенно-карбонатном разрезе трех уровней возраста пород: протерозой-среднерифейского, верхнерифейского и кембрийского. Минерализация приурочена к тонким алевролитовым осадкам мелководных фаций, содержащих примесь вулканомиктового материала. Содержание минералов платиновой группы (МПГ) до 2.0–2.5 г/т, но они имеют широкую площадную распространенность (десятки кв. км) с локализацией максимумов вдоль зон глубинного Бурхалинского разлома. Более обогащенными МПГ оказались углеродистые сланцы верхнерифейского уровня со средним содержанием (г/т): Pt – 0.7, Pd – 0.05, Ir – 1.5, Au – 0.1-0.003, Ag – 30.

В черных высокоуглеродистых алевролитах и аргиллитах, образующих прослои в омнинской свите среднего рифея (обрамление Сибирской платформы), выявлены признаки платиноидной минерализации в ряде штуфных проб из лимонитизированных пород. Содержания Pt – десятые доли г/т, а в двух пробах – 4.01 и 16.2 г/т.

На Буреинском массиве платиноидная минерализация приурочена к черносланцевым породам Кимканского и Мельгинского прогибов, а также к останцам пород кровли Сутарского тектонического блока.

В Мельгинском прогибе платиноносны сульфид-графитовые сланцы пятигранской свиты протерозой-рифейского возраста. Породы свиты прослежены на расстояние более 75 км, и в них выделено несколько пласто- и линзообразных тел сульфидизированных графитовых сланцев протяженностью до 8 км и мощностью 50–250 м с содержаниями Pt до 0.36 г/т, Pd до 0.12 г/т и Os до 0.08 г/т. Платиновая минерализация сопровождается повышенными содержаниями фосфора, V, Cu, Cr, Ni, Au, Ag, U. Содержания платиноидов определялись инверсионно-вольтамперметрическим методом, который у многих вызывает сомнения в достоверности.

Повышенная платиноносность установлена в породах кровли Сутарского тектонического блока, представленных графитовыми сланцами союзненской свиты.

В Кимканском прогибе платиноносны графитовые сланцы мурандавской свиты (V-Є) и кимканской толщи (нижний кембрий). Для них характерна повышенная радиоактивность и сульфидизация. По данным опробования выделяются 4-6 м пласты с аморфным или тонкозернистым строением графита и содержаниями Pt от сотых долей до 10 г/т, Pd – 0.003–0.6 г/т. Содержания других платиноидов тысячные, редко десятые доли г/т. Породы также характеризуются относительно повышенными содержаниями V (0.6–0.8 %), Mo (до 0.02 %), Cr, Ni, Y, реже Ba, W, Ag и P.

На золоторудных месторождениях в черносланцевых породах Селемджино-Кербинской СФЗ Амуро-Охотской ГСС постоянны находки в шлихах и концентратах МПГ.

Кроме платиноидного оруденения, в черносланцевых толщах большой интерес представляют находки МПГ в зонах углеродистого метасоматоза. В высокоуглеродистых метаморфитах участка Хребтовый (кольцевой хребет кальдеры Кондера) работами ЗАО «Амур» были отобраны штуфные пробы с платиной от десятых долей г/т до 56.9 г/т.

Подобныые образования известны в зоне Тас-Юряхских разломов. Породы имеют сланцевато-полосчатую текстуру, основная масса сложена мусковит-серицитовым агрегатом. Со слюдистыми минералами тесно ассоциирует графит (до 8–10 %). Сульфиды имеют полосчатое вкрапленное неравномерное распределение, их содержание варьирует от первых процентов до 10 %. Представлены сульфиды пиритом, пирротином, марказитом, установлены мелкие выделения халькопирита, сфалерита, молибденита.

В целом платинометальное оруденение, ассоциирующее с черными сланцами, характеризуется мелкодисперсными пылевидными выделениями, трудно фиксируемыми современными техническими средствами. Характерно неравномерное распределение платиноидов и мельчайшие (микронные) размеры их минеральных выделений, которые рассеялись в оруденелых породах. Форма проявления платиновых металлов сложная – от металлоорганических соединений и тонких сорбированных частичек до самородных, сульфидно- арсенидных минералов, теллуридов и других образований. Характерны соединения МПГ с серой, селеном, Bi, Te, As, Au, Cu и другими. При процессах тектогенеза и метаморфизма происходит перераспределение и обогащение вещества с укрупнением минеральных фаз платиновых металлов.

Установление рудопродуктивных горизонтов и основных параметров МПГ и Au осложняется неоднозначностью аналитических данных, полученных в различных лабораториях и характеризующихся значительными вариациями величин концентрции МПГ и Au, из-за несовершенства методик определения этих металлов в высокоуглеродистых породах, когда потери МПГ в присутствии углеродистого вещества достигают 1–2 порядков за счет образования их летучих соединений. Истинное содержание может быть в десятки и сотни раз выше [2, 4].

Отлаженная аналитика для сульфидных платиноидных Cu-Ni малосульфидных платинометальных руд не дает результатов при определении МПГ в углеродсодержащих комплексах. Низкие концентрации МПГ в горных породах и их неравномерное распределение не позволяют использовать для анализа какой-либо один метод в качестве универсального. Рациональный комплекс методов определения платиноидов в геологических пробах разнообразного состава отсутствует. Экспресс анализ на МПГ в России еще не разработан.

Литература

1. *Буряк В.А., Кельмачев В.Л.* Углеродистые толщи как генераторы нефтегазовых и золотоплатиноидных месторождений // Строение и эволюция востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 148–159.
2. *Варшал Г.М. и др.* О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 114–121.
3. *Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
4. *Курский А.Н., Витоженц Г.Ч. и др.* Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России. Т. II, кн. 1. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 150–174.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ХАРАКТЕРИСТИКА АКЦЕССОРИЕВ КУРСКОЙ (БЕСЕДИНСКОЙ) СТРУКТУРЫ

А.В. Черешинский

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – vsu31022@mail.ru

Одним из наиболее интересных тектонических объектов на территории Воронежской антеклизы является Курская (Бесединская) структура. Существует несколько взглядов на природу её образования. По одному из них она представляет собой грабен, заполненный отложениями девонского и каменноугольного возрастов, возникновение которого связанно с дизъюнктивной тектоникой, наиболее активно проявившей себя в интервале времени от визейского века карбона до батского века юрского периода. По мнению других авторов [1], данная структура обладает многими признаками, характерными для астроблемы, заполненной брекчиями коптогенного комплекса.

По геофизическим данным и результатам бурения, описываемая структура имеет изометричную, или скорее близкую к изометричной форму – диаметром 2 км. Амплитуда погружения кристаллического фундамента достигает минус 275 м, а мощность осадочного чехла достигает максимальных для данной территории значений – более 450 м.

Каменноугольные отложения в пределах грабена образуют два изолированных поля – северо-западное и юго-восточное, которые харак-

теризуются несколько различным геологическим строением. В пределах северо-западного поля развиты отложения тульской, алексинской, михайловской и веневской свит нижнекаменноугольной системы [2], а в юго-восточном поле те же свиты картируются как нерасчленённые. Площадное развитие отложений данного возраста известно на юге антеклизы, на расстоянии 60 км от описанной структуры. Они представлены аллювиальными, озерно-болотными, лагунными и морскими образованиями мощностью до 70 м.

При проведении ГДП-200 в пределах Курского грабена была пробурена картировочная скважина. Были вскрыты породы нижнего карбона, в пределах юго-восточного поля, представленные песчано-гравийной массой с большим содержанием глинистого материала (до 40 %). По гранулометрии частицы крупнее +2.0 мм составляют от 1.5 до 30 %. В целом сверху вниз крупность материала возрастает. Глина состоит на 90–100 % из каолинита, песок несортированный, гравийные зёрна кварца имеют размер до 2 см, мощность всей толщи составляет до 108 м. Полученные данные о литологическом составе пород, вместе с анализом фациальных карт позволяют предположить, что отложения юго-восточного поля Курского грабена формировались за счет размыва кор выветривания, которые располагались поблизости.

При изучении тяжелой фракции, нижнекаменноугольных отложений, выявлено, что в составе акцессориев преобладает ильменит его содержания составляют от 24 до 78 %, пирита от 4 до 63, циркона от 4 до 22, ставролита и гидроксидов железа до 9.5 %, рутила, сидерита и лейкоксена до 6, турмалина до 4, остальные минералы встречены в количестве менее 1 %. Практически все пробы, отобранных из керна скважины, содержали повышенные концентрации хромшпинелидов, интерметаллидов и криоконита.

Количество кристаллов хромшпинелида составляет до 106 знаков на пробу весом 8 кг. Для них характерно содержание Cr_2O_3 от 29.3 до 64.3 мас. %, TiO_2 от 0.01 до 5 %, Al_2O_3 от 7.74 до 29.7 мас. %. На диаграмме Н.В. Соболева не видно четко выраженного кимберлитового тренда, однако две пробы попадают в поле составов хромшпинелидов алмазной ассоциации. Сравнивая особенности химического состава изучаемых зерен с хромшпинелидами из интрузий Воронежского кристаллического массива [3], видно, что хромшпинелиды содержащиеся в терригенных отложениях отличаются повышенными значениями Cr_2O_3 и MgO.

Находки хромшпинелидов, в том числе принадлежащие алмазной ассоциации, позволяют предполагать, что к этому времени уже были сформированные кимберлитовые трубки. Литологический облик пород указывает на небольшую дальность переноса материала. Из шести скважин, вскрывающих отложения Курской структуры, только в одной отмечены брекчированные породы. В керне остальных отмечается ненарушенный разрез каменноугольных и девонских отложений, причем разрез девона отличается от разрезов, вскрытых в других сква-

жинах, находящихся за пределами Курской структуры, только значительной разницей абсолютных отметок кровли и подошвы стратиграфических подразделений. Это позволяет отдать предпочтение тектонической природе возникновения Курского грабена, который был ловушкой для акцессорных минералов, в том числе алмазоносной ассоциации.

Литература

1. Геология астроблем / В.Л. Масайтис, А.Н. Данилин, М.С. Мащак и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.
2. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы / М.Х. Махлина, М.В. Вдовенко, А.С. Алексеев и др. М.: ГЕОС, 1993. 221 с.
3. *Плаксенко Н.А.* Акцессорные минералы дифференцированных никеленосных интрузий Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1981. 228 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ХЕМОЛИТОГЕНЕЗА: ОТ ВУЛКАНИЧЕСКОГО К ТЕРРИГЕННОМУ

Р.Ф. Черкасов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail – itig@itig.as.khb.ru

1. В корах планет земной группы установлены две магматических оболочки: верхняя маломощная, базальтовая и нижняя мощная, имеющая разный состав и поэтому обозначаемая как полевошпатовая. Кроме того, представлены две оболочки – результат разрушения магматических. На большинстве планет они реголит-брекчиевые незначительной мощности. На Земле благодаря гидросфере возникли мощная преимущественно осадочная надполевошпатовая и маломощная осадочная надбазальтовая оболочки.

2. Первоначальная мощность полевошпатовой оболочки Земли 45 км [4]. Она образовалась почти полностью в раннем архее, 3.6–4.6 млрд лет назад. Менее интенсивный вулканизм продолжался в позднем архее до ~ 2.9–2.8 млрд лет, ибо уже существовали многочисленные микроплатформы (гранулитогнейсовые области), возникшие к концу раннего архея.

Стратиграфическое расчленение полевошпатовой оболочки на гнейсовые и гранитные (в современной терминологии гранато-гранулитовые) подразделения начали нептунисты во главе с А. Вернером. Плутонисты считали эту оболочку догеологической корой, «застывшим океаном магмы», что затормозило изучение ее стратиграфии на полвека. Разрешение нептунистско-плутонистской дилеммы произвел А.П. Павлов (1922) через вулканизм (а до него наметил А. Гумбольдт). Но в архейских регионах по-прежнему господствовал нептунизм. В самом обнажённом и наиболее закартированном регионе алданского

архея (алданий, верхняя эратема нижнего архея) доминировала терригенная гипотеза (Фролова, Клековкин, 1945 и др.), хотя Д.С. Коржинский (1933) предполагал вулканическое происхождение тимптонской («сланцево-гнейсовой») свиты. Представление о мощных метакластитах предполагало наличие областей размыва (сноса), доалданских платформ и т.д. Они не были обнаружены. Поэтому Н.В. Фролова (1950 и др.) отказалась от идеи мощных кварцевых песчаников (в иенгрской свите мощностью 1.5–2 км кварциты и гнейсокварциты занимают более половины объема), к тому же образующихся преимущественно на платформах. Она предложила террихемогенную модель образования кварцитов за счет разрушения догеологической базальтовой коры. Д.С. Коржинский (1952) указал на сомнительность такой версии, учитывая отсутствие каких-либо признаков первозданной коры на поверхности.

3. После изучения локально-региональной геологии алдания и его послойных разрезов была предложена вулканическая модель его происхождения [2, 3]. Аргументы в ее пользу: а) отсутствие несогласий; б) выделенные ранее метаконгломераты, метапуддинги и т.п. оказались псевдоконгломератами, тектонитами; в) отсутствие связи фациальной (формационной) зональности нескольких рангов с областями сноса; 2 типа этих зон – фемический, обогащенный основными сланцами, и салический; г) первичнолинзовидная форма породных тел; д) дифференциальный характер латеральной изменчивости (относительная устойчивость подразделений, насыщенных парапородами, и значительная изменчивость при отсутствии последних); е) высокая степень метаморфизма и соответствующий ей палеотемпературный градиент, свойственный областям современного вулканизма. В этой модели 3/4 слоистокристаллических пород алдания – метавулканиты, а парапороды тесно связаны с подводным вулканизмом (он вынес во флюидах компоненты, образовавшие силициты, карбонатные породы и т.д., как и материал для туффитов, кор подводного выветривания).

4. Традиционно все диопсидовые породы алдания считались метасоматитами. Но детальное картирование выявило несколько их генераций: наиболее ранними являются шпинель-диопсидовые и диопсидовые сланцы, согласные с вмещающими парапородами. По первым развиваются метасоматиты и магнезиальные скарны (на контактах с алюмосиликатными породами), а позднее гидротермалиты на основе собирательной перекристаллизации [3]. В начале ультраосновные сланцы считались парапородами (Галюк, 1957 и др.), обогащённость их редкими металлами, характерными для ультраосновных магматитов, позволила отнести эти породы к метакоматиитам (пироксенит-коматиитам) (Черкасов, 1986 и др.).

Долгое время две «мраморно-сланцевые» свиты – федоровская и джелтулинская – считались разновозрастными. Структурными методами была обоснована их одновозрастность (Черкасов, 1967) и показана принадлежность к разным макрозонам (ширина 120–180 км), соответственно фемической и салической [3]. Первая является железис-

го-магнезиальной, а вторая – глиноземисто-известковой. В федоровской свите представлены доломитовые мраморы и кальцифиры, парагенетически связанные с высокомагнезиальными ультраосновными сланцами, в джелтулинской свите последние отсутствуют, а карбонатные породы кальцитовые.

5. На основе раскрытия геологической природы главных сейсмограниц получена сейсморитмостратиграфическая модель погребенного нижнего архея [4]: 5 стратонов мощностью 7–8 км, соответствующих циклам Бертрана. Они начинаются в фемических макрозонах толщей основного состава мощностью 1–1.5 км (эталон федоровская свита), которая соответствует высокоскоростному сейсмогоризонту. Судя по Арбанскому глубинному отторженцу [5], верхи мантии представлены эклогитами, а низы коры – толщей основных гранатовых гранулитов. Их разделяет слой мощностью 2 м метапелитовых гранат-дистеновых сланцев, являющийся, вероятно, продуктом предгеологической гидросферы (образование Земли завершилось падением комет). В низах коры нет признаков парапород, т.е. начало интенсивного вулканизма привело к уничтожению первичной гидросферы. Но не позже третьего цикла Бертрана новая гидросфера и образование парапород вполне вероятны, судя по интерпретации изотопии кислорода в кристалле циркона с возрастом 4.4 млрд лет (Wilde et al., 2001). Если в алдании вулканохемогенные карбонатные породы занимают 1 % его объема [3], то в осадочной оболочке, где господствуют терригемогенные карбонаты, они занимают на платформах 22 %, в орогенах 16.5 % объема (Ронов, Ярошевский, 1967).

6. Базальной в цикле Бертрана является толща основного состава (соответствует периоду наибольшего растяжения литосферы), а вторая его половина начинается высококремнистой толщей (эталон – иенгрская свита, насыщенная метаяшмами и т.п.). Она соответствует началу периода сжатия, частичной стабилизации через частную инверсию наиболее мобильных фемических макрозон. При сжатии мантии кремнезем переходит во флюид (Маракушев и др., 2000). В постархее количество вулканохемогенных кварцитов быстро сокращается, широко представлены терригенные кварциты. В фанерозое вулканогенно-кремнистые формации (с яшмами и т.д.) образуются только в эвгеосинклинальных зонах (Шатский, 1954).

7. Первые терригенные породы появились в верхах алдания. Верхи обнаружены только в Гренландии – толща Исуа [1].

Литература

1. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
2. *Черкасов Р.Ф.* Вулканогенное происхождение алданского архея // Эволюция вулканизма в истории Земли. Материалы Всесоюз. симпоз. М.: АН СССР, 1973. С. 37–39.
3. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

4. *Черкасов Р.Ф.* Новая модель кристаллической коры щитов: сейсморитмостратиграфический подход // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 40–52.
5. *Шарков Е.В. и др.* Раннедокембрийские нижнекоровые базитовые гранулиты и эклогиты // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 94–112.

К ВОПРОСУ О СИСТЕМАТИКЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБЪЕКТОВ

О.С. Чернова

Центр профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела, ТПУ, г. Томск, e-mail – ChernovaOS@hw.tpu.ru

С конца 1980-х гг. в нефтяном инжиниринге заметно активизировались работы в области седиментологии природных резервуаров. В практику изучения нефтегазоносных комплексов прочно внедрены разноплановые исследования (литолого-фациальные, палеогеографические, седиментологические), позволяющие определять условия осадконакопления и закономерности распространения фаций, способных генерировать углеводороды и их удерживать. Важнейшей задачей нефтяной седиментологии 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 геологических моделей.

Основой для седиментологического моделирования служат представления, что морфология и фильтрационно-емкостные параметры природных резервуаров в значительной степени предопределены древними физико-географическими обстановками седиментации, тесно взаимосвязанными с тектоническим планом территории в ту или иную геологическую эпоху, а также направленностью и интенсивностью вторичных преобразований пород. Поэтому главной задачей моделирования является задача грамотной и корректной идентификации древних обстановок, овеществленных в литогенетических типах пород.

Для ее успешного решения требуются прочные знания во многих областях геологии: знание процессов литогенеза, протекающих в тесной зависимости от климатических и геоморфологических особенностей региона (стадийность процессов осадкообразования, обуславливающая минералого-петрографический состав пород-коллекторов и покрышек и предопределяющая их дальнейшее изменение). При этом особенно важная роль принадлежит стадии седиментогенеза, отвечающей за физические параметры осадочного материала – структурно-текстурные особенности, обусловленные палеогидродинами-

кой среды седиментации. Необходимым является понимание «спусковых» механизмов процессов седиментации и конечных результатов их воздействия на окружающую среду, выраженных в определенных литогенетических типах осадка. При этом залогом грамотной идентификации седиментационных условий является понимание разницы между современными и ископаемыми фациями, знание типовых фациальных последовательностей современных и древних обстановок, их ключевых признаков и отличий, а также знание иерархии, ранга седиментологических объектов и их парагенезов в различных условиях.

Известно, что единая и общепринятая классификация, увязывающая в стройную систему текстуры осадочных горных пород, их литогенетические типы, слагающие в свою очередь фации и обстановки осадконакопления, пока не разработана. Ее отсутствие сказывается отрицательно во многих сферах научной и образовательной деятельности – при проведении литолого-седиментологических исследований, при детальном макроописании керна скважин, при преподавании узкоспециальных курсов «Литология нефтегазоносных формаций» и «Седиментология резервуара», где особенно важно систематическое изложение соответствующего материала на основе научно-обоснованной классификационной схемы. Тем не менее и в отечественной, и в зарубежной литературе встречается достаточно большое количество частных классификационных схем, касающихся отдельно текстур осадочных пород, литогенетических и генетических типов пород, фаций и обстановок седиментации.

В области систематики работали многие ученые и исследователи, среди которых наиболее известны классификации обстановок осадконакопления (Твенхофела У.Х., 1932; Дунбара и Роджерса,1956; Леонова Г.П., 1956; Кросби, 1972 (Crosby E.J. (1972); Р. Уолкера (Walker R.G.), 1976; Рединга Х. 1978, 1986, 1990; Рейнека Г.-Э., Сингх И.Б., 1981; Селли Р.К., 1981, 2000; фаций (Обручева В.А., 1932; Пустовалова Л.В.,1933; Николаева Н.И., 1948; Рухина Л.Б., 1953; Наливкина Д.В., 1956; Тимофеева П.П., 1974; генетических типов (Шанцера Е.В., 1948, 1966; Тимофеева П.П., 1974); текстур осадочных горных пород (Твенхофела У.Х., 1932; Ботвинкиной Л.Н., 1956; Такера М., (Tucker M.), 1988 и многих других) [1–9].

Предлагаемые классификационные схемы основаны на различных принципах и составлены в разных целях. Попытки найти в мировой геологической литературе по седиментологии и смежным наукам (литологии, палеогеографии) единую классификационную схему, увязывающую все эти неотъемлемые понятия и позволяющую найти единые идентификационные критерии для диагностики как древних, так и современных обстановок седиментации, не увенчались успехом.

Нет и отдельных классификаций по каждому названному объекту исследования (по текстурам, фациям, обстановкам седиментации и литотипам их слагающим).

Чтобы иметь схему классификации, полезную для специалистов, изучающих как древние фации, морфология которых редко сохраняется, так и современные фациальные обстановки, нужны четкие разработанные идентификационные критерии для каждой фации, изложенные с точки зрения гидравлики и геоморфологии. Большая путаница и некоторый «сумбур в умах» идет от многочисленных свободных трактовок основных терминологических понятий и вольного их использования.

Для успешного решения проблемы классификации в связи с детализацией объектов исследования необходимо, во-первых, одинаковое понимание всеми предмета исследования, т.к. термины «генетический тип», «микрофация», «фация», «макрофация», «обстановка осадконакопления», «ландшафт» трактуются неоднозначно как в современной геологии, так и применительно к древним ископаемым обстановкам осадконакопления. Во-вторых, до настоящего момента вопросы типизации обстановок, фаций и литогенетических типов пород и их классификации, выделение соподчиненных категорий этих единиц в едином ключе практически не рассматривались. Поэтому возникают существенные разногласия и терминологические затруднения при обращении к объектам разных масштабов. Таким образом, в современных условиях назрела необходимость создания систематики седиментологических объектов (текстур пород, литогенетических типов, фаций, обстановок осадконакопления).

Предлагаемая классификационная схема – первая попытка типизации и увязки, разномасштабных явлений. Систематика построена по иерархическому принципу и включает несколько таксономических уровней. За элементарную единицу принят литогенетический тип породы, являющийся вещественным выражением былых палеоландшафтов и сохранивший информацию об осадочных процессах, господствующих на конкретной территории в определенную геологическую эпоху.

Литература

1. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости осадочных пород. М.: Наука, 1965. 258 с.
2. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 535 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 354 с.
4. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 438 с.
5. *Рухин Л Б.* Основы литологии. М.: Гостоптехиздат, 1953. 671 с.
6. *Селли Р.К.* Древние обстановки осадконакопления: М.: Недра, 1989. 289 с.
7. *Твенхофел У.Х.* Учение об образовании осадков. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 905 с.
8. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966.135 с.
9. *Crosby E.J.* Classification of sedimentary environments // Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Spec. Publs. SEPM. Tulsa. 1977. № 16. P. 1–18.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД В КАРБОНАТНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТАХ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО БАССЕЙНА И ИХ РОЛЬ В ОЦЕНКЕ И ПРОГНОЗЕ КОЛЛЕКТОРОВ (НЕПСКИЙ СВОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Л.С. Чернова, М.М. Потлова

ФГУП «СНИИГГиМС», г. Новосибирск, e-mail – lschernova@mail.ru

Непский свод занимает центральную часть Непско-Ботуобинской антеклизы с доказанной промышленной нефтегазоносностью в карбонатном комплексе. Перспективы связаны с венд-кембрийскими карбонатными отложениями. В настоящий период на территории Сибирской платформы открывается новый этап изучения геологического строения неразбуренных «белых пятен» путем бурения проектируемых параметрических скважин. Будет получена новейшая информация, которая позволит оценить дифференцированно степень перспективности рассматриваемой территории и детализировать литогенетические модели карбонатных продуктивных горизонтов. Среди них в данном районе наибольшими перспективами обладают осинский, усть-кутский и преображенский горизонты. Проведенные авторами литолого-генетические исследования позволили выявить в горизонтах и пластах определенные литогенетические типы пород, дать оценочные критерии их изменения в зависимости от характера и степени интенсивности постседиментационных преобразований. Ниже предлагается характеристика рассматриваемых горизонтов с оценочными показателями их на месторождениях с промышленными притоками в районе исследований.

Под усольскими солями залегает осинский горизонт неоднородной мощности (44–66 м). Он характеризуется различными литогенетическими типами. Так, первый тип разреза слагается в основном известняками (Демьяно-Ичерская скв. 232) водорослевыми, реже микрофитолитовыми, неоднородно перекристаллизованными в диа- (10–95 %) и катагенезе (15–45 %) с неравномерной доломитизацией (10–30 %), мелкими гнездами ангидрита (до 3 %), галита (2 %) и постоянно с примазками битума (2 %). Биохемогенные и хемогенные разности присутствуют в виде маломощных прослоев. Второй тип разреза (Вакунайская скв. 20) представлен в верхней части преимущественно доломитами, нижняя часть – чередованием известковистых доломитов и доломитовых известняков. Породы в основном водорослевые, редко микрофитолитовые, перекристаллизованные на стадиях литогенеза: в катагенезе до 30 %, в диагенезе до 75 %. Процессом доломитизации породы затронуты до 50 %, которые привели к значительной ликвидации водорослевых остатков, оставив редкие их реликты в виде теней. Породы затронуты процессом галитизации до 10 %, слабо

глинистые и сульфатизированные до 3 %. Хемогенные доломиты также в значительной мере засолонены (до 10 %), однако перекристаллизация интенсивнее прошла в диагенезе. Третий тип разреза (Вакунайская скв. 13) сложен в основном доломитами, послойно известковистыми и известковыми, микрофитолитовыми, либо доломитами замещения. Четвертый тип разреза (Западно-Игнялинская скв. 3) представлен в основном доломитами с преобладанием хемогенных литотипов Породы с диа-катагенетической перекристаллизацией и послойным интенсивным засолонением до 15 %.

Проведение испытаний разрезов скважин на Непском своде показали, что осинский горизонт с близким строением и похожими литогенетическми типами в одних случаях нефтегазоносен (Даниловская скв. 3, 144) и расположены вблизи тектонического нарушения, в других – газоносен (Вакунайская скв. 2, Верхнечонская скв. 46) также вблизи Могинско-Ленского разлома, в третьих без флюида за счет понижения степени преобразованности карбонатного комплекса (перекристаллизации, доломитизации), но с интенсивным засолонением разрезов.

Усть-Кутский горизонт состоит из двух пластов (I, II) мощностью верхний пласт 19–27 м, II пласт –27–31 м. В верхнем усть-кутском пласте выделен единый литогенетический тип. Он сложен преимущественно хемогенными доломитами, послойно микрофитолитовыми с маломощными прослоями ангидрито-доломитов. Породы повсеместно засолонены, в отдельных прослоях степень галитизации достигает 11 %, а сульфатность повышается до 27 %. Второй пласт отличается большей насыщенностью биогенной проблематикой с водорослевой структурой. По литогенетическим признакам и строению пласта выделено три типа разрезов. В 1 типе доминируют доломиты с водорослевой проблематикой (Демьяно-Ичерская скв. 232, Вакунайская скв. 20). Их содержание в породах достигает 50–80 %. Породам свойственны слабое засолонение до 3 %, послойно до 12 %. Во II типе преобладают доломиты с редкими прослоями водорослевой проблематики (Западно-Игнялинская скв. 3). Породы преобразованы на стадиях ката-диагенеза до 70 %, послойно с интенсивным засолонением до 13 %. В третьем типе доминируют хемогенне доломиты, слабо преобразованные особенно в катагенезе, заметно глинистые, со слабым засолонением до 1–2 %.

Проведенные испытания разрезов скважин показали, что усть-кутский горизонт имеет водо-нефте-газопроявления в нижнем, реже верхнем пластах (Вакунайская скв. 11, 20, Верхнечонская скв. 31, 46, 53, 83). На Даниловском месторождении фонтанные притоки из пород усть-кутского пласта II (скв. 5) чередуются с полным ее отсутствием (скв. 2, 7, 11 и другие). Как показал анализ исследования кернового материала подобное связано с интенсивным засолонением пород в разрезах от 10 до 25 % и более, особенно на контакте с сопредельными пластами каменной соли.

Преображенский горизонт сравнительно однороден по изученным разрезам. Для него характерны микрофитолитовые доломиты с про-

слоями био-хемогенных и хемогенных разностей. Им свойственна активная перекристаллизация в диагенезе (до 70 %), неоднородная сульфатизация (от 2 до 14 %) с повсеместной слабой засолоненностью (до 1 -3 %). Исследования притоков флюида на детально разбуренном Верхнечонском месторождении выявили определенную зональность в строении и изменении литогенетических типов в преображенском горизонте. Так, биогенная зона с микрофитолитами в доломитах до 80 и 50 % в ассоциации с органогенно-обломочными образованиями более продуктивны на нефть и газ,чем зоны с преобладанием органогенно-обломочных пород и хемогенных разностей

Коллекторские свойства пород выполнены в лаборатории «Физики нефтяного пласта» СНИИГГиМСа (заведующий лабораторией Ю.А. Афиногенов). Анализ литогенетических типов пород и их коллекторские свойства показали, что мы имеем дело со сложными, неоднородно преобразованными типами коллекторов. Их улучшенные разновидности связаны с биогенными разностями, а их оптимальные литогенетические типы обусловлены положительной направленностью процессов и степенью их преобразованности (перекристаллизации и доломитизации) и меньшей степенью вторичных процессов отрицательной направленности (засолонение и сульфатизации).

Охарактеризованные в литогенетическом плане типы разрезов свидетельствуют о сложнопостроенном карбонатном комплексе всех продуктивных горизонтов. Данный подход представляет значительный интерес. Он позволяет более дифференцированно произвести прогноз разрезов с определенными литогенетическими типами пород, их степенью преобразованности постседиментационными процессами положительной и отрицательной направленности, представить оценочные показатели коллекторов, что поможет оптимально выявить зональность по степени перспективности на нефть и газ на Непском своде.

СИЛИЦИТЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА МЕРГЕЛЬНО-МЕЛОВЫХ ПОРОДАХ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КМА

А.Г. Чигирев

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – Geolant@yandex.ru

Типы кор выветривания на мергельно-меловых породах рассмотрены в работах [1, 2], в которых описан их охристо-кремнисто-глинистый состав. Вместе с тем, в разрезах верхнего мела часто встречаются силициты, генезис которых трактуется неоднозначно. Одни авторы считают их осадочными, другие остаточными в результате растворения карбонатной части мелов и мергелей. Поэтому установление происхождения силицитов, являющихся ценным неметаллическим сырь-

ем, имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку позволяет прогнозировать морфологию тел и изменение их состава по разрезу и площади.

Нами с использованием прецизионных исследований рассматривается вещественный состав силицитов сантонских отложений для определения их генезиса на примере одного конкретного месторождения (Поддубенского) в районе г. Губкина Белгородской области. Здесь в разрезе выделяются следующие типы пород (снизу вверх).

Мелоподобный мергель (от 2.0 до 3.3 м), представляющий собой серовато-белую, плотную породу с единичными точечными выделениями гидроокислов железа. Микроскопически текстура неслоистая, структура пелитоморфозернистая, тонкодисперсная. Основная масса породы сложена преимущественно пелитоморфнозернистыми агрегатом кальцита, редкими выделениями тонкодисперсной глины и ещё реже глобулярным опалом. Кальцит присутствует в виде единичных плохо сохранившихся органогенных остатков раковин фораминифер, тонких створок остракод. В основной массе породы имеются редкие таблитчатые и призматические зерна цеолита. Обломочный алевритовый материал присутствует в небольшом количестве (не более 1 %) и представлен обломками кварца, реже тонких пластинок мусковита и зерен глауконита. По рентгено-структурным и химическим анализам содержание карбонатов составляет 80–85 %, кварца 10–15 %, цеолитов и глин до 5 %.

Мергель (от 1.0 до 4.4 м) – это светло-серая, массивная порода с неровным изломом, на ощупь глинистая. Текстура неслоистая. Основная масса породы сложена тонкосросшимся агрегатом пелитоморфно-зернистого кальцита, тонкодисперсно-микрочешуйчатой глиной и глобулярным опалом. Кальцит развит также по плохо сохранившимся раковинам фораминифер (до 0.3 мм) и обломкам остракод (до 0.3 мм). В разрезе участка преобладает мергель алевритистый, в котором обломочный материал распределен неравномерно, почти отсутствуя на одних участках и достигая 25–40 % в других, составляя в среднем в породе 20–25 %. Обломочный материал представлен глауконитом около 8–10 %, слюдистыми пластинками 3–5 %, корродированными зернами кварца, реже полевых шпатов и единичными обломками желто-бурого изотропного фосфата (до 0.2 мм). По рентгено-структурным и химическим анализам содержание карбонатов составляет 50–70 %, кварца 15–40 %, в том числе халцедона до 20 %, смектитов, слюды и цеолита – от 0 до 7 %.

Трепеловидный мергель (от 0.5 до 14.9 м) – это серая, довольно плотная порода, часто трещиноватая с тонкими налетами гидроокислов железа по плоскостям трещин. Микроскопически выделены алевритистые или известковистые разности трепеловидного мергеля, которые, как правило, цеолитсодержащие. Текстура породы неслоистая, структура пелитоморфно-зернистая, реликтово-органогенная. Основная масса породы в преобладающем количестве сложена из пелитоморфнозернистого кальцита. Обломочный алевритовый материал (0.1–0.08 мм) со-

ставляет 5–10 % и представлен корродированными обломками кварца, реже полевых шпатов и мусковита. Глауконит составляет 1–2 %, образует микроагрегатные скопления размером 0.03–0.15 мм. Кроме того, порода содержит шламовый материал и плохо сохранившиеся органогенные остатки сложенные кальцитом (фораминиферы, остракоды).

Толща трепеловидного мергеля по своему строению неоднородна. Неоднородность обусловлена неравномерностью гипергенного процесса, в результате которого мергель постепенно переходит в мергель трепеловидный, а последний в опоковидный мергель и известковистую опоку. В связи с этим как в верхней, так и в нижней частях толщи, встречаются, как линзы малоизмененных пород (мергеля слаботрепеловидного), не увязывающихся между собой по простиранию и падению, мощностью от 0.8 м до 3.0 м, так и прослои известковистых опок и мергеля опоковидного мощностью от 0.1 до 1.0 м. Содержание карбонатов, по данным рентгено-структурных и химических анализов, изменяется от 45 до 60 реже до 65–70 %, кварца 20–40 %, смектитов 5–15 % и цеолитов 5–17%.

Известковистая опока и мергель опоковидный (от 0.3 до 2.7 м) представляют собой прослои серых и светло-серых плотных пород, интенсивно трещиноватых и ожелезненных. Микроскопически известковистая опока и опоковидный мергель состоят из тонкосросшихся агрегатов пелитоморфнозернистого кальцита, замещаемого глобулярным опалом и глинистым материалом, текстура неслоистая. Обломочный материал (5–7 %) неравномерно распределен в породе и состоит из корродированных обломков кварца (0.02–0.08 мм) и единичных пластинок полевого шпата и мусковита. Глауконит образует редкие микроагрегатные скопления. По данным рентгено-структурных и химических анализов содержание карбоната 40–50 %, кварца 40–50 %, глинистого материала до 10 %.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы. На Поддубенском участке по результатам поисково-оценочных работ было установлено, что снизу вверх происходит увеличение кремнезема общего, в том числе аморфного, с одновременным уменьшением содержания CaO; это обуславливает для отложений сантонского яруса характерный постепенный переход мелов турон-коньякского ярусов в мергель мелоподобный, затем мергель натуральный, далее в мергель слаботрепеловидный, мергель трепеловидный и завершает разрез прослои известковых опок и опоковидного мергеля.

Таким образом, трепеловидные мергели и прослои опок и опоковидного мергеля на Поддубенском участке относятся к остаточным образованиям по первичным морским биогенным осадкам породы, в последующем претерпевшим эпигенные метасоматические преобразования. На что указывает: 1) сохранение реликтовой органогенной структуры; 2) замещение карбонатной составляющей на кремнистую; 3) увеличение снизу вверх кремнезема; 4) распространение остаточных пород согласно современной конфигурации рельефа.

Литература

1. *Бушинский Г.И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 460 с.
2. *Семенов В.П., Аскоченский Б.В., Селезнев В.Н., Семенов П.В.* Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1980. 84 с.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Б.И. Чувашов

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – chuvashov@igg.uran.ru

На рассматриваемой территории выделяются следующие важнейшие палеотектонические (с запада на восток) структуры.

Волго-Уральская палеотектоническая область (ВУО), закономерности седиментогенеза в которой можно разделить на несколько этапов. В раннем девоне большая часть ВУО представляла собой низкую сушу с восточным направлением денудационных потоков. На востоке прослеживается четкий фациальный ряд от наземных терригенных толщ такатинской свиты, к морским (дельтовым) образованиям, затем к карбонатно-эвапоритовым зарифовым отложениям, которые переходят в мощную, но сравнительно узкую полосу рифогенных образований. В среднем девоне происходит трансгрессия моря с востока на всю территорию ВУО.

В конце среднего девона (пашийское время) закладывается *Камско-Кинельская система грабенов и горстов* (ККС), начальная стадия которой выражена образованием крупных авлакогенов в Поволжье, где этот процесс сопровождался интрузиями габбро и вулканизмом.

Седиментогнез в позднем девоне регулировали прогибы и поднятия, а правильнее – горсты и грабены ККС, почти широтное расположение которых совершенно не согласуется с меридиональной ориентировкой структур Уральского подвижного пояса (УПП). Грабены ККС на востоке открываются в *Лемвинско-Сакмарскую СФЗ*, которая представляет собой западный борт Главного Уральского рифта. Восточный борт этой структуры на большей части территории УПП разрушен серией нарушений Главного Уральского разлома.

Территория восточного склона Урала представляет собой серию разноразмерных тектонических блоков с разной историей девонского седиментогенеза. На базе характера седиментогенеза эта сравнительно узкая, но протяженная в меридиональном направлении территория может быть подразделена на несколько СФЗ.

Особенностью *Мугоджарско-Магнитогорской СФЗ* является наличие нескольких возрастных уровней развития крупнообломочные преимущественно карбонатных брекчий. Наиболее древний уровень приурочен к последовательности терригенных и вулканогенно-терригенных пород на границе среднего-верхнего девона. В глыбовых брекчиях и конгломератах этого уровня большом количестве встречаются гальки, валуны, глыбы и огромные олистолиты живетских известняков.

Другой возрастной уровень разрушения карбонатов приурочен к пограничным отложениям франского и фаменского ярусов, где основную часть карбонатных фрагментов представляют известняки верхней части аскынского горизонта франского яруса (фораминиферовая зона *Eonodosaria-Eogeinitzina).* Наряду с ними встречаются разные по размерам глыбы, валуны и гальки живетских известняков. Более редко встречаются существенно известняковые конгломераты в верхнем фамене, на уровне фораминиферовых зон *Septaglomospiranella-Quasiemdothyra communis.*

Палеотектонический план девона логично вытекает из характера осадков как сочетание горстовых структур – участков денудации и накопления мелководных карбонатов, так и грабеновых зон с повышенной мощностью отложений песчано-глинистых отложений зилаирской серии.

К Мугоджарско-Магнитогорской зоне с востока примыкает *Тюменско-Кустанайский прогиб* (ТКП), который имеет иную тектоно-седиментационную историю. О нижнедевонских отложениях этой обширной структуры говорилось ранее [5]. В западной части прогиба среднедевонские отложения эйфельского и живетского ярусов представлены карбонатными породами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются также карбонами франского и фаменского ярусов.

Фаменские отложения представленные серыми и светло-серыми известняками суммарной мощностью более 500 м, занимают все пространство между субмеридиональными долинами рр. Тобол и Ишим. Перекрывающие турнейские и нижневизейские отложения представлены темно-серыми известняками с частыми прослоями аргиллитов той же окраски и зеленоватых туфогенных аргиллитов.

Совершенно иной последовательностью пород, по сравнению с Магнитогорско-Мугоджарской зоной, представлен разрез верхнедевонских отложений на р. Исеть выше г. Каменск-Уральский между дд. Кодинка и Щербаково. В основании обнаженного разреза на левом берегу реки залегает карбонатная пачка (60–140 м) слоистых и массивных массивных известняков, относящихся к верхней части аскынского горизонта (фораминиферовая зона *Eonodosaria-Eogeinitzina),* выше которых следует до 2 км морских терригенных образований, относящихся к той же фораминиферовой зоне. Глинисто-песчаниковыми отложениями представлен и фаменский ярус с мощностью до 1 км. Среди фаменских отложений заключен базальтово-лампрофиро-

вый дайковый комплекс. В приведенном разрезе аномально велика мощность верхней части аскынского горизонта.

Иная последовательность отложений девонской системы выявлена на обширной территории междуречья Реж и Нейва. Здесь нижний и средний девон слагается карбонатными породами с постепенным переходом к верхнедевонским известнякам. Обширное поле развития девонских карбонатных отложений существует по рр. Реж и Бобровка. Восточнее, на р. Ирбит, между дд. Писанец и Сосновское, девонские отложения слагаются чередованием пачек терригенных и карбонатных пород, кремней. В эту последовательность франских и фаменских пород включены интрузии габбро, покровы средних и кислых (?) эффузивов, туфобрекчии.

В Тагильской СФЗ выделяются две подзоны [1]: Петропавловская и Турьинская. Силурийско-девонские отложения первой из них слагаются, главным образом, мелководными известняками с перерывом на границе пражского и эмского ярусов, с постепенным переходом между нижним и средним девоном, между средним и верхним отделами этой системы. На уровне нижней границы мендымского горизонта появляются глинисто-кремнисто-песчаниковые отложения кедровской свиты, которые включают и некоторый интервал аскынского горизонта. Верхняя граница свиты не установлена. В сосеедней, Турьинской СФЗ силурийско-нижнедевонский разрез слагается более глубоководными глинисто-песчаниково-туфогенными отложениями, которые также перекрываются мелководными живетскими известняками.

На р. Лопсии, в 150 км севернее г. Ивдель, средне- и верхнедевонские отложения представлены чередованием глинисто-кремнистых сланцев, кремней, туфов и туфопесчаников, известняков [8].

В пределах Щучьинского выступа и южной части п-ова Ямал [2] единой силурийско-девонской карбонатной последовательности, причем в щучьинском разрезе участвуют наиболее мелководные карбонаты, часто фиксируются перерывы. Ямальский разрез Новопортовской площади слагается слоистыми известняками и доломитами относительно небольшой мощности.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы. На восточном склоне Урала, как и на всей территории Западной Сибири [3, 4, 6, 7], девонский седиментогенез определялся наличием серии тектонических блоков с разной историей седиментогенеза и магматизма, что затрудняет корреляцию по литостратиграфическим признакам. Не совпадают, даже в соседних блоках, моменты проявления вулканизма. Генетическое единство бассейнов и биоты западного и восточного склонов Урала, как и всей территории Западной Западной Сибири представляет возможность создания единой биостратиграфической шкалы девонской системы этого обширного региона.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-65022).

Литература

1. *Анциигин Н.Я.* Путеводитель геологической экскурсии по девонским отложениям Североуральского района. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. 28 с.
2. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Перегоедов Л.Г., Смирнов Л.В.* Природа карбонатных отложений девона на правобережье р. Щучья и Нововпортовского месторождения п-ова Ямал // Стратиграфия и палеогеография Сибири. Новосибирск: Наука, 2000. С. 100–104.
3. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 34–58.
4. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский этап в эволюции географических обстановок Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–254.
5. *Чувашов Б.И.* Типизация седиментационных последовательностей нижнего девона и смежных отложений как индикаторов геодинамического режима // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 61–67.
6. *Чувашов Б.И., Яцканич Е.А.* Карбонатная платформа Ханты-Мансийской впадины Западно-Сибирской плиты: История развития и фациальная природа слагающих пород // Докл. РАН. Т. 388. № 6. 2003. С. 784–787.
7. *Чувашов Б.И., Юферев О.В., Лучинина В.А.* Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 72–99.
8. *Шатров В.П.* Разрез пограничных отложений среднего-верхнего девона Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 76–83.

О ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ И ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИРОДЕ КРЕМНЕЙ И РАДИОЛЯРИТОВ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

Б.И. Чувашов

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – chuvashov@igg.uran.ru

На примере современных геохимических и геологических обстановок установлены условия накопления известковых и кремнистых илов и сопутствующих организмов с кремневым и карбонатным скелетом. Выявлено, что переход от пересыщенных (на поверхности) по отношению к кальциту водам к пересыщенной водной среде происходит в пределах глубин нескольких сотен метров, но кальцит растворяется полностью на большей глубине. Сверху вниз выделяются три уровня, связанных с сохранностью кальцита в глубоководных осадках [6]: 1) фораминиферовый лизоклин, разделяющий кальцитовые раковины фораминифер с хорошей и плохой сохранностью, 3–4 км; 2) критическая глубина карбонатонакопления (КГК) – уровень, ниже которого содержание Са в осадке не превышает 10 %, 4–4.5 км; 3) глубина карбонатной компенсации (КГЛ) разделяет карбонатсодержащие и бескарбонатные осадки («снеговая линия»), 4.5–5 км.

Обширные площади современных океанов, расположенные ниже линии КГЛ, представлены радиоляриевыми илами, которые и являются «главным эталоном» для сравнения с палеозойскими и мезозойскими радиляритами. При этом не принимается во внимание, что и в современных условиях имеются другие радиоляриевые биотопы.

По сведениям того же автора [6] существуют три главных гипотезы относительно происхождения источников кремнезема: 1) для объяснения некоторых мезозойских кремней предложена вулканогенная гипотеза; 2) по второй гипотезе при преобразовании смектита в иллит высвобождается свободный кремнезем; 3) наиболее общепринятой является гипотеза происхождения кремней в результате диагенеза биогенного кремнезема.

Причинная связь распространения радиолярий с вулканическими породами обсуждается довольно давно, но выводы по этой проблеме – могут быть совершенно иными. А.П. Лисицын [7] отрицает всякую связь между вулканизмом и скоплением радиолярий при изучении глубоководных отложений, и в данном случае он совершенно прав, т.к. накопление глубоководных остаточных радиоляриевых илов, развитых на огромных площадях не зависит от вулканизма.

Противоположную позицию занимает А.И. Жамойда [5], который обстоятельно изучал распространение кремнистых толщ и радиолярий в мезозойских отложениях Дальнего Востока. В большой серии изученных разрезов триаса, юры и мела кремнистые породы ассоциируют с известняками, туфами, вулканитами, Многие прослои кремнистых пород, известняков и туфов содержат радиолярии. Литология разрезов и сообщество организмов не дают оснований для вывода о глубоководном их происхождении. Аналогичные выводы сделаны В.И. Гречиным [2], который полагает, что кайнозойские кремнистые отложения Японии и Калифорнии образовались на глубинах не более 1000–2000 м, а третичные туфово-кремнистые комплексы Камчатки и Сахалина – в пределах нижней сублиторали-верхней литорали, на глубинах 500–600 м и менее.

Иные выводы были сделаны при изучении вулканогенно- осадочных толщ юры и мела Малого Кавказа [1]. Приведем две цитаты из этой работы: «... силициты находятся в тесной парагенетической связи с карбонатными, терригенными и вулканогенными породами. Карбонаты представлены известняками. Микритовые известняки сложены зернами кальцита менее 0.01 мм и содержат примесь детрита радиолярий. Фораминиферовые известняки состоят из скелетов планктонных фораминифер, иногда содержат примесь донных фораминифер, реже детрита иглокожих, мшанок, водорослей, редкие мелких обломков радиолярий, спикул кремневых губок. Органогенно-обломочные известняки состоят из органогенного детрита мшанок, кораллов, бентосных фораминифер, иглокожих, водорослей ...» (с. 89).

Эти положения, характеризующие мелководные условия формирования осадков, ассоциирующих с вулканитами и их туфами, послужили базой неожиданного вывода автора, вынесенного в заголовок мо-

нографии: **«Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов»**. В связи с приведенными выше сведениями такое заключение кажется странным. С другой стороны, подробная характеристика приведенных разрезов позволяет сделать интересное заключение о связи кремней с вулканогенными породами и мелководном их происхождении.

К подобным палеозойским обстановкам можно отнести позднедевонскую ситуацию на территории Волго-Уральской области, которая была разделена на участки мелководных горстов и разделяющих их глубоководных грабенов [9]. Радиолярии населяли «верхний этаж» морской воды над грабенами и поставляли временами массу скелетов в маломощные битуминозные глинисто-карбонатные осадки – доманикиты – грабенов, создавая полную картину абиссального биоценоза и биотопа.

Такие сочетания мелководных и относительно глубоководных (псевдоабиссальных) участков седиментации были широко распространены в девонских отложениях восточного склона Урала и Западной Сибири [10, 3, 4, 11].

Девонские отложения Рудного Алтая, представленные чередованием кремнистых, глинистых и карбонатных пород, послужили основанием для создания имиджа Сибирского палеоокеана, несмотря на ближайшее соседство с мелководными и даже рифовыми образованиями того же возраста.

На обширной территории юга Предуральского прогиба радиолярии известны во всех фациальных зонах структуры. В.Е. Руженцев в 1956 г. пришел к обоснованному заключению, что типичными стациями радиолярий, часто совмещенными с биотопами аммоноидей, в ранней перми были прибрежные бухты и заливы моря. В последующем [10] было показано, что радиолярии наиболее полно представлены в глубоководных (до 1000 м) осадках осевой части Предуральского прогиба, где слои с радиоляриями чередуются с кремнями и пепловыми туфами. Их миграции в прибрежную зону были редкими эпизодами, как и в район рифовых сооружений.

Следует различать два основных способа формирования осадков, обогащенных радиоляриями и кремнями. В первом случае толчком к взрывному размножению этих организмов является локальное изменение гидрохимического состава воды – насыщение его углекислотой, что всегда происходит при вулканических извержениях [8]. Этим обстоятельством объясняется образование кремней с радиоляриями или без них в мелководных или умеренно глубоководных отложениях. В данном случае может происходить многократное чередование кремней с карбонатами с периодическим появлением прослоев с радиоляриями. Появление кремней и радиолярий здесь напрямую связано с временным созданием обстановок, имитирующих условия КГЛ [9].

Другой, более масштабный, случай обогащения осадков скелетами этих организмов – скопления на глубинах ниже зоны насыщения воды углекислотой (3700–4000 м) В этих условиях весь карбонатный

материал растворяется, и морского дна достигают только скелеты радиолярии. Этот тип кремненакопления с радиоляриями отсутствовал в палеозое. В мезозое также достоверно установлены только мелководные и умеренно глубоководные радиоляриевые илы и кремни.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-65022.

Литература

1. *Вишневская В.С.* Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
2. *Гречин В.И.* Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74–109.
3. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И* Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 34–58.
4. *Дубатолов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский этап в эволюции географических обстановок сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–254.
5. *Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ востока СССР. Л.: Недра, 1972. 244 с.
6. *Кеннет Дж.П.* Биогенные и аутигенные осадки // Морская геология. Т. 2. М.: Мир, 1987. С. 62–110.
7. *Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 54–72.
8. *Мархинин Е.К.* Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 198 с.
9. *Чувашов Б.И.* Соотношение карбонатных и кремнистых пород в девонских, каменноугольных и пермских отложениях Урала: седиментологический парадокс и его объяснение // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 189–191.
10. *Чувашов Б.И., Амон Э.О. Пруст Ж.Н. , Каридруа М.* Радиолярии в полифациальных позднепалеозойских образованиях Предуральского краевого прогиба // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 41–55.
11. *Шатров В.П.* Разрез пограничных отложений среднего-верхнего девона Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 76–83.

СТРОЕНИЕ КАРБОНАТНОЙ ВИЗЕЙСКОЙ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕЙ ПЕЧОРЫ

А.Н. Шадрин, А.Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,
г. Сыктывкар, e-mail – anshadrin@geo.komisc.ru

Карбонатная средне-верхневизейская формация открытого шельфа (платамовая) характеризуется широкой распространенностью и

хорошей выдержанностью на всем западном склоне Урала [2]. Ранее в строении формации А.И. Елисеевым выделялось 3 градации: подчеремская, кушковатская и надотская. Вопрос о выделении последней в настоящее время является спорным [3].

В бассейне Верхней Печоры на основании изучения выходов визейских пород рр. Илыч, Малая Печора и Унья установлено двучленное строение визейской карбонатной формации. Здесь выделяются подчеремская (детритово-известняковая) и кушковатская (глинисто-кремнисто-известняковая) градации.

Подчеремская градация, так же как и на большей части Печорского Урала, имеет трехчленное строение [4]. Наиболее наглядно это можно наблюдать в разрезе р. Илыч.

Ее основание слагается ассоциацией полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков с аргиллитами и глинистыми известняками. В верхней части разреза встречаются криноидно- и брахиоподово-детритовые разности. Тонкослоистые глинистые известняки обычно имеют темно-серый цвет. Породы сильно рассланцованы, при механическом воздействии легко рассыпаются на тонкие пластинки толщиной от 1 до 10 мм. На межслоевых поверхностях часто наблюдаются отпечатки следов жизнедеятельности илоедов. На выветрелых участках наиболее мощных пачек глинистых известняков четко выделяются линзы толщиной 2–10 мм длиной 0.1–2.0 м. Известняки таких линз сложены мелким (до 1–5 мм) органогенно-обломочным материалом, в составе которого выделяются членики криноидей и обломки брахиопод. Изредка встречаются зерна пирита. Пластовые малоглинистые известняки также имеют темно-серый цвет и сложены мелким полидетритовым материалом. Текстуры пород горизонтально- и реже косослоистые, выражены плохо. Часто слоистость можно проследить лишь по расположению обломков мелких брахиопод и по скоплениям члеников криноидей. Границы пластов обычно резкие в подошве и постепенные в кровле.

Средняя часть градации представлена ассоциацией детритовых известняков с многочисленными кремнистыми образованиями. Известняки почти черные, битуминозные, слоистые и массивные полидетритовые и микросгустковые. Часто слоистость разбивается на мелкие (1.5 × 2–3 см) линзочки, в результате чего создается впечатление волнистого наслоения. Биокластовый материал состоит из обильных остатков фауны одиночных и колониальных кораллов, гастропод, морских лилий и брахиопод. Часто встречаются крупные колонии кораллов *Lithostrotion* и *Syringopora*, большая часть из которых захоронена в опрокинутом состоянии. Много створок брахиопод *Gigantella* и *Megachonetes*. Кремни черного цвета образуют желваки размером от 5 до 20 см в наибольшем измерении. Форма – эллипсоидальная, караваевидная, лепешковидная с отростками различной морфологии и величины. Приурочены они к нижним частям пластов. В стяжениях сохраняются структурно-текстурные особенности замещенных пород. Вмес-

те с тем, встречаются и светлые кремни в виде псевдоморфоз по органическим остаткам.

Верхняя часть градации представлена ассоциацией полидетритовых и биморфно-детритовых известняков. 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 мелкообломочных известняковых конглобрекчий, подстилающихся маломощными (до 10–15 см) пластами тонкослоистых аргиллитов.

Разрез **кушковатской градации** можно наблюдать только в обнажении, расположенном сразу ниже устья р. Малой Шайтановки на левом берегу Малой Печоры (порог Кушковатка). Она представлена довольно однородной толщей темно-серых тонкоплитчатых и тонкослоистых глинистых известняков с кремнями. Самыми распространенными среди них являются спикуловые, микро- и мелкополидетритовые разности с тем или иным содержанием глинистого материала и крайне редко – крупнодетритовые известняки. Значительную роль в разрезе данного обнажения играют кремневые образования, количество которых снизу вверх по разрезу уменьшается [3]. Возраст пород тульский [1].

В данной толще наблюдаются тонкая слоистость – горизонтальная, косая, линзовидная и волнистая с поверхностями размыва, а также оползневые структуры. Среди типов слоистости доминирует горизонтальная (наблюдается в 75–80 % случаев). Складки оползания наблюдаются в двух местах. Кремневые образования, наблюдаемые в таких структурах, не имеют видимых повреждений, сколов, что говорит об их более позднем происхождении.

Таким образом, платамовая формация бассейна Верхней Печоры имеет двучленное строение и состоит из подчеремской и кушковатской градациий. Первая из них, образованная на мелководной части шельфа, характеризуется более широким распространением (она и определяет общее строение формации), а вторая является локальной. Формирование кушковатской градации происходило на более глубоководных обособленных участках рампы. Небольшой стратиграфический диапазон ее развития объясняется, по всей видимости, выравниванием дна морского бассейна и установлением мелководных условий осадконакопления.

Литература

1. *Беляков Л.Н., Чермных В.А.* Яснополянские отложения верховьев рек Печоры и Илыча // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1970. С. 194–204.

2. *Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
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: Геопринт, 2007. С. 46–54.
4. *Шадрин А.Н., Сандула А.Н.* Строение визейско-серпуховских отложений восточной полосы выходов бассейна реки Илыч // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 221–224.

ЭРОЗИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТРАНСГРЕССИВНЫХ ЦИКЛОВ

Т.А. Шарданова, Н.А. Соловьева

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mails – vmateu@mail.ru, naiiba@rambler.ru

Наиболее отчетливо трансгрессивные этапы развития бассейнов проявляются в отложениях морских побережий и дельтовых комплексов. В этих обстановках повышение уровня моря обуславливает появление разнообразных поверхностей эрозии, которые могут быть приурочены не только к основаниям трансгрессивных циклов, но также сопровождать процесс наступания моря на разных этапах его развития. Нами изучены эрозионные трансгрессивные поверхности в геологических разрезах морского побережья мелового возраста в Бахчисарайском районе Горного Крыма и в юрском дельтовом комплексе Западной Сибири.

Наиболее характерной особенностью отложений трансгрессивных побережий являются отчетливые признаки эрозионных процессов. Как правило, это плоскопараллельные протяженные поверхности, которые отражают этапы трансгрессии, сопровождающиеся размывом или отсутствием осадков, и свидетельствуют о миграции побережья в сторону суши. Характер этих границ различается в разных обстановках и определяется глубиной бассейна его морфологией, количеством выносимого материала, интенсивностью волновой деятельности и удаленностью от суши.

Наиболее легко распознаваемы трансгрессивные серии осадков, залегающие с резкой эрозионной границей и стратиграфическим или угловым несогласием. Характер осадков, слагающих основание серии, отражает морфологию береговой зоны. При крутых абразионных склонах обычно происходит интенсивный подмыв берегов и накопление в основании трансгрессивной серии брекчии, состоящей из обломков подстилающих пород. В базальном горизонте валанжин-нижнеготеривских отложений Крыма (гора Кизил-Чигир) состав глыб в брекчии базального горизонта соответствует составу подстилающей вулкано-

генно-осадочной толщи средней юры. Начало трансгрессии в позднеальбское время в этом же районе (мангушская свита) выразилось в ингрессивном затоплении мангушской котловины, образовании эстуария [3] и накоплении мощной глинистой толщи, насыщенной валунами и глыбами различного состава и возраста (пролювиальный вынос).

На побережьях с хорошо выраженной зоной пляжа облик осадков в основании трансгрессивной серии определяется взаимоотношением гранулометрии кластических компонентов, активностью волновых, штормовых и приливно-отливных процессов, а также скоростью трансгрессии. Базальный горизонт верхнего альба Крыма (гора Кизил-Чигир) сформирован в условиях галечного пляжа. Здесь по резкой эрозионной границе со стратиграфическим перерывом залегают конгломераты, как правило с хорошо окатанной галькой из пород подстилающих отложений. В условиях песчаного пляжа вопрос сохранения осадков в основании трансгрессивной серии зависит от активности волновых или штормовых процессов. На характер осадочного разреза пляжа влияют смены сезонов тихой погоды и сильных штормов (цикл пляжа). В тихую погоду песок движется в сторону берега, тогда как во время шторма или в случае затопления пляж интенсивно эродируется и осадок переоткладывается в виде конусов намывания в сторону моря, образуя штормовые слои, которые по эрозионной границе перекрывают подстилающие осадки [1]. Гранулометрический спектр и мощность выносимых осадков будет зависеть от гранулометрии исходного материала и активности штормовых воздействий. Песчаники такого типа изучены в крымских разрезах валанжин-готеривского возраста (резанская свита, гора Резаная) и позднеальбского времени (верхнебугорская свита, гора Кременная, гора Сель-Бухра).

На удалении от береговой зоны слои трансгрессивных песков по эрозионной границе, без стратиграфического несогласия будут наращивать осадочный чехол бассейна. Нередко они формируют циклично построенную толщу, где верхняя часть пласта представляет из себя горизонт твердого дна. Отложения нижнеготеривского возраста, наиболее полно обнажающиеся в районе р. Кача (Крым), сложены цикличным чередованием рыхлых (внизу цикла) и плотных (вверху) песчаников общей мощностью около 40 м. Плотные и рыхлые разности отличаются содержанием карбонатной составляющей в цементе. Нижняя граница плотных песчаников неровная, бугристая, верхняя – ровная. Вверх по разрезу уменьшается мощность циклов от 1 до 0.2–0.3 м за счет уменьшения мощности песчаников обоих типов. При этом наиболее интенсивно сокращаются интервалы рыхлых песков (до 2–5 см). Породы имеют хорошую сортировку обломочного материала, их отличает отсутствие внутренних текстур из-за интенсивной биотурбации, которая и явилась причиной формирования твердого дна. Мощность горизонтов твердого дна (плотных песчаников) зависит от глубины перемешивания осадка зарывающимися организмами. В условиях трансгрессии происходит постепенное уменьшение объема выносимых

осадков в рассматриваемую часть бассейна, за счет углубления дна снижается гидродинамическая активность волновых процессов, а соответственно и глубина зарывания организмами. Выше перечисленные факторы, а также дискретный характер повышения уровня моря, вероятно, и объясняют цикличный характер нижнеготеривских отложений, а также изменение мощности и характера рассматриваемых циклов.

Нередко основание трансгрессивного покрова подчеркивается примесью более грубого материала, эрозионными карманами, ризолитами, включениями глауконита. Такой характер поверхности встречен в крымских разрезах верхнего альба (верхнебугорская свита, гора Кременная, гора Сель-Бухра). Дальнейшее повышение уровня моря может вывести зону накопления осадков ниже волнового базиса. В этом случае трансгрессивная поверхность будет разделять песчаную толщу от существенно глинистой или мергелистой (граница верхнеальбских песчаников и мергелей сеноманского яруса, Крым).

Отражение начала трансгрессивного этапа в дельтовой обстановке нами прослежено на примере юрских отложений западной Сибири. Среднеюрская трансгрессия обусловила формирование песчаного пласта-коллектора мощностью 5–9 м, распространенного практически по всей территории района [2] и перекрывающего разнофациальные осадки дельтового комплекса на стадии деградации дельты. Трансгрессия моря привела к подпруживанию русловых выносов и опесчаниванию дельтовой равнины.

Литература

1. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
2. *Соловьева Н.А., Шарданова Т.А.* Дельтовый конус выноса в юрском бассейне седиментации на юго-востоке Нюрольской впадины (Западная Сибирь) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 2. С. 11–20.
3. *Чернов В.Г., Янин Б.Т.* Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 2. С. 45–56.

ЛАНТАНОИДЫ В МЕТАПЕЛИТАХ БУРЗЯНСКОЙ СЕРИИ: РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В.А. Шатров

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – ogg@geol.vsu.ru

Лантаноиды высоко информативны при реконструкциях осадконакопления [5, 6], предполагается универсальность методики их применения для палеогеографических реконструкций. В качестве примера восстановления обстановок седиментации рассмотрено распределение лантаноидов в метапелитах бурзянской серии нижнего рифея в

Коэффициенты для сланцев бурзянской серии, по материалам [4]
(средние для каждой подсвиты посчитаны по результатам трех проб)

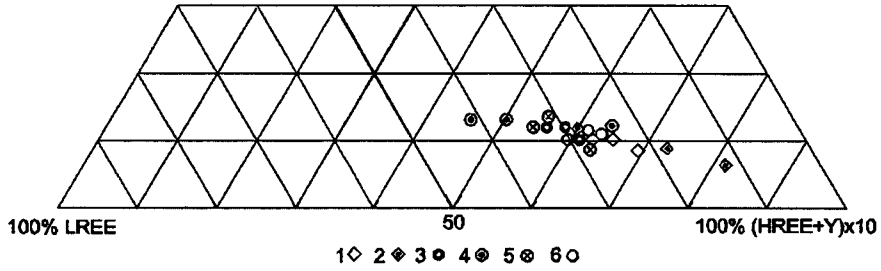
	Айская свита		Саткинская свита		Бакальская свита	
	Нижняя подсвита	Верхняя подсвита	Нижнекусинская подсвита	Половинкинская подсвита	Макаровская подсвита	Малобакальская подсвита
Σ(REE+Y)	239.1	187.2	212.8	288.1	262.9	253.9
Ce/La	2.2	2.17	2.14	2.07	2.19	2.21
Eu/Eu*	0.66	0.69	0.63	0.59	0.72	0.66
Ce/Ce*	1.17	1.1	1.19	1.14	1.24	1.21
ΣCe/ΣY	3.78	3.0	5.14	6.42	5.54	4.67
La/Yb	15.9	11.6	21.0	29.1	22.4	21.0
La/Sm	6.0	5 12	7.41	7 0	7.92	6.92
Ce/Sm	13.31	11.14	15.8	14.6	17.3	15.3
Yb/Sm	0.38	0.5	0.35	0.25	0.36	0.33
Y/Sm	4.66	5.49	3.81	3.1	4.14	4.18

пределах северо-востока Башкирского мегаантиклинория, по материалам [4]. Применены следующие критерии оценки составов лантаноидов: Σ(REE+Y); коэффициенты, характеризующие фациальные условия седиментации – La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm; индикатор климата ΣCe/ΣY; индикатор обстановок осадконакопления Ce/Ce*; индикаторы эндогенного воздействия на осадкообразование Eu/Eu*, Ce/La; диаграмма LREE-MREE-(HREEx10), позволяющая выделять определенные обстановки осадконакопления [5, 6].

В составе бурзянской серии выделяется три свиты [3, 4]. *Айская свита* представлена двумя подсвитами: *нижней* – конгломерато-песчаниково-вулканогенной, *верхней* – песчано-сланцевой, общая мощностью 1500–2000 м. *Саткинская свита* залегает согласно на айской, подразделяется на пять подсвит (снизу вверх): *нижне-* и *верхнекусинскую*, *половинкинскую*, *нижне-* и *верхнесаткинскую*, сложена преимущественно доломитами и известняками с маломощными прослоями мелкозернистых алевролитов, углеродистых филлитовидных сланцев. Мощность свиты составляет до 3500 м. *Бакальская свита* представлена двумя подсвитами: нижней – *макаровской,* мощностью 650 м, верхней – *малобакальской*; сложена чередованием известняков, доломитов, филлитовидных серицит-кварцево-глинистых сланцев. Мощность свиты 1400–1600 м.

Значения коэффициентов для метапелитов бурзянской серии приведены в таблице.

Хорошо проявлено снижение для верхней части разреза айской свиты Σ(REE+Y) до 187.2 г/т, ΣCe/ΣY до 3; уменьшение La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, увеличение Yb/Sm, Y/Sm; для саткинской и бакальской свит данные коэффициенты испытывают незначительные вариации. Для серии Ce/La, Eu/Eu*, Ce/Ce* испытывают незначительные вариации. Фигуративные точки составов лантаноидов (рисунок) характеризуют



Фигуративные точки сланцев бурзянской серии на диаграмме LREE-MREE-(HREE×10).

1 – нижнее подразделение айской свиты; 2 – верхнее подразделение айской свиты; 3 – нижнекусинская подсвита; 4 – половинкинская подсвита; 5 – макаровская подсвита; 6 – малобакальская подсвита.

близкие относительно мелководные условия седиментации глинистых осадков саткинского и бакальского времени, наиболее мелководные, возможно прибрежно-морские – для саткинского времени, особенно половинкинского. Для бассейна айского времени хорошо проявлена трансгрессивная фаза развития, с максимально глубоководными условиями седиментации для бурзяния. Обстановки осадкообразования бурзяния определены как эпи- или периконтинентальные; седиментация происходила преимущественно в условиях мелководно-морского шельфа; хорошо проявлено углубление бассейна в конце айского времени (максимум трансгрессии). Наиболее разнообразные условия осадконакопления (прибрежно-морские, мелководно-морские) существовали в саткинское время, особенно половинкинское. Климат саткинского и бакальского времени – гумидный, для айского, особенно позднеайского времени, определен как семигумидный-семиаридный. Низкие Eu/Eu*, Ce/La > 2 характеризуют отсутствие эндогенной активности в течение бурзянского времени.

По результатам проведенных исследований [1, 2] айская, саткинская и бакальская свиты рассматриваются как платформенные рифтогенно-депрессионные образования. Айская свита представляет трансгрессивную фазу развития палеобассейна, нижняя часть разреза образована в прибрежно-мелководных условиях в обстановке грабенообразного прогиба. К концу айского времени происходит опускание территории, расширение акватории бассейна. В саткинское и бакальское время господствовали мелководные шельфовые обстановки, осадконакопление происходило в условиях компенсированного прогибания. Для конца бакальского времени характерно обмеление бассейна, его трансформация в прибрежно-лагунный водоем с накоплением красноцветных глинистых осадков. Климат айского времени оценивается как близкий к аридному, саткинского и бакальского как теплый гумидный [3, 4]. При формировании осадочных толщ бурзяния в пределах изученной территории отрицается влияние процессов вулканизма на седиментацию [4].

Проведенные на основании распределения лантаноидов реконструкции (фациальные условия, тектоническая обстановка, климат) соответствуют ранее проведенным исследованиям, при более детальных исследованиях могут дополнять и уточнять результаты литологического изучения. Таким образом, подтверждаются высокие индикаторные возможности предложенной методики изучения лантаноидов для реконструкций осадконакопления в протерозое для различных регионов.

Литература

1. *Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбатская Ф.А., Курбатский А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
3. *Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г.* Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегаантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
4. *Маслов А.В., Ронкин Ю.А., Крупенин М.Т. и др.* Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегаантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004. № 2. С. 414–441.
5. *Шатров В А.* Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 396–399.
6. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н.* Реконструкция обстановок осадкообразования отложений девона геохимическими методами (на примере опорных разрезов Воронежской антеклизы) // Геохимия. 2005. № 8. С.856–864.

ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В ПОРОДАХ И КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КУРСКОЙ СЕРИИ

В.А. Шатров, В.И. Сиротин, Г.В. Войцеховский, М.В. Гоголева

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, e-mail – ogg@geol.vsu.ru

Курская серия нижнего протерозоя широко развита в пределах юго-западной части Воронежского кристаллического массива, с ней связаны крупнейшие железорудные месторождения КМА, бокситоносные коры выветривания по филлитовидным сланцам серии. Целью исследования является оценка поведения Au и Ag бокситовых и железорудных месторождений КМА, что может стать актуальным в ходе разработки месторождений. Объектами исследования являются месторождения железистых кварцитов (Коробковское, Лебединское, Михайловское), ряд месторождений бокситов Белгородского района КМА [1–3].

Определение элементов проводилось методом масс-спектрометрии (ICP-MS) с индуктивно связанной плазмой (Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry), в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва) с использованием квадрупольного масс-спектрометра PLASMA QUAD PQ2+TURBO английской фирмы VG Instruments. Для большинства образцов применялся полуколичественный «обзорный» анализ на 70 элементов, в том числе Au и Ag, при возможной ошибке метода до 50 %. Часть определений благородных элементов, выполнена с помощью количественного анализа отдельно от остальных элементов. Общее количество рассмотренных проб: метапесчаники – 7, сланцы – 50, безрудные кварциты – 5, кварциты различного минералого-петрографического состава, в том числе и малорудные – 39, коры выветривания по кварцитам – 13, коры выветривания по сланцам – 52.

Распределение Au и Ag в породах курской серии имеет следующие особенности. При достаточно низких содержаниях Au (0.0n-0.n г/т) для серии, в целом железистые кварциты различного состава характеризуются более высокими содержаниями (0.n г/т), при достаточно высоких (до 1 г/т) в единичных пробах. Содержание Au более равномерное по разрезу железорудных подсвит по сравнению со сланцевыми. Содержание Ag испытывает значительные вариации во всех типах пород серии, при этом более высокие содержания наблюдаются в корах выветривания сланцев по сравнению с корами по кварцитам. Содержания Ag в отдельных пробах метапесчаников и сланцев достигают 40 г/т, что может быть обусловлено ошибкой определения. В то же время для терригенных пород содержания Ag часто составляют 10 г/т и более, что подтверждает высокие содержания элемента. В железистых кварцитах содержания Ag составляют в среднем 0.n г/т, для Михайловского месторождения более высокие, среднее – n г/т, при достаточно равномерном распределении Ag в изученных пробах кварцитов.

Распределение Au и Ag в корах выветривания по сланцам и железистым кварцитам характеризуется следующими особенностями. Более высокие содержания Au в кварцитах по сравнению со сланцами находит отражение и в распределении элемента в коре выветривания. Хорошо проявлено превышение первоначального содержания элемента (материнская порода) в коре выветривания, в среднем в 2 раза. Общим является и более высокие концентрации Au в нижних зонах коры (I, II) или вблизи границы нижних зон (I–II), что связано со сложной историей корообразования в регионе [1]. Содержание Ag в разрезе бокситоносных кор испытывает большие вариации, по сравнению с корой по железистым кварцитам. Общим для кор выветривания является увеличение содержания Ag вверх по разрезу, с максимально высокими концентрациями в верхних зонах коры. Для Ag характерны резкие увеличения содержания в отдельных пробах, что может обусловливаться хорошо выраженной способностью элемента входить в решетку минералов, изоморфно замещать халькофилы в алюмосиликатах, минералах железа. В целом кора наследует содержание благородных металлов Au и Ag в коренных породах [1–3].

На основании изучения содержаний Au и Ag в породах и коре выветривания курской серии по ним можно сделать предварительные выводы.

Содержания Au и Ag в сланцах серии низкие, особенно Au. Достаточно высокие содержания Ag в отдельных пробах позволяют предположить сорбционное вхождение элемента в глинистые или органические соединения.

Содержания Au и Ag в кварцитах низкие, при более равномерном распределении повышенных концентраций Au, а также Ag (Михайловское месторождение) по сравнению со сланцами.

Коры выветривания наследуют содержания элементов материнских пород. Повышенные концентрации Au тяготеют к нижним зонам коры (I–III) или к контактам нижних зон. Для Ag увеличение содержаний происходит вверх по разрезу, максимальные концентрации характерны для центральной части зоны IV, при уменьшении в нижней и верхней подзонах IV зоны. Отмечаются высокие содержания Ag и в осадочных железных рудах. При изучении распределения Au и Ag в корах выветривания необходимо учитывать наличие двух уровней концентрации элементов, нижнего, приуроченного к нижним зонам или границам нижних зон, и верхнего, соответствующего центральной части IV зоны.

Литература

1. *Сиротин В.И., Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Лобода Г.Ю.* Редкие и редкоземельные элементы в корах выветривания курской серии КМА // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 250–266.
2. *Шатров В.А., Лобода Г.Ю.* Микроэлементы в бокситоносных корах выветривания курской серии КМА // Геологи XXI века. Тез. докл. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2003. С. 51–54.
3. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н.* Особенности распределения редкоземельных элементов и элементов-примесей в железистых кварцитах, корах выветривания и осадочных железных рудах (на примере Лебединского и Михайловского железорудных карьеров КМА) // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2001. № 12. С. 69–78.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИИ В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ СЕВЕРОСОСЬВИНСКОГО БАССЕЙНА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.П. Шатров

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – shatrov@igg.uran.ru

Настоящее сообщение продолжает материал, опубликованный в трудах 7 Уральского литологического совещания [9], но основное внимание обращается на металлогенические особенности осадконакопления в силуре, девоне, раннем карбоне, раннем мезозое в пределах северного замыкания Тагильского прогиба (Североссьвинский бассейн).

Тагильский прогиб относится к геосинклиналям с преимущественным развитием мелководных осадков, и ему не свойственны глубоководные фации. Первичная синклинальная форма прогиба сохранилась только до венлока, когда прогибание сменилось поднятием внутренних блоков (горстов), знаменуя начало орогенного этапа. Палеозойские и нижнемезозойские формации образуют основные группы, отражающие определенные палеотектонические обстановки: вулканогенные, вулканогенно-осадочные, терригенно-вулканогенно-карбонатные, карбонатные с бокситами, терригенные угленосные.

Силуро-девонский этап осадконакопления. *Медные руды.* В Северососьвинском бассейне с вулканогенно-осадочными образованиями этого этапа связаны перспективные рудопроявления колчеданных руд разного типа. Основной тип колчеданов с халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализацией относится к двум рудным формациям – медно-цинковоколчеданной и колчеданно-полиметаллической, которые продолжают уральскую колчеданную полосу к северу от Тарньер-Шемурского рудного узла [2].

Наиболее изученным является Малососьвинское рудопроявление (их всего пять), которое по составу руд почти полностью повторяет минерализацию Нового Шемура: пирит, халькопирит, сфалерит. Вмещающие вулканиты представлены последовательным рядом от андезито-базальтовых до липарит-дацитовых разностей нижнесилурийского возраста. На рудопроявлении выявлено несколько линзовидных рудных тел зонального строения.

Лопсийское рудопроявление. Это другой тип колчеданного оруденения, расположен восточнее полосы развития силурийской формации, но уже среди терригенных отложений среднего-верхнего девона. Возраст рудопроявления датируется найденными нами [5] во вмещающих породах органическими остатками, характерными для средне-верхнедевонских (франский ярус) отложений. Зоны сульфидной минерализации располагаются среди переслаивающихся полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, сланцев, прорванных силами и дайками диабазов. Основные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, ярозит. Рудная вкрапленность образует тонкие прослойки, тяготея к плоскостям напластования, и подчеркивает слоистость пород. Рудопроявление, находящееся среди осадочной терригенной толщи и представляющее собой минерализованную зону, является новым перспективным генотипом (для этого района).

Фосфориты. Это новый тип сырья для Приполярного Урала. В 1976 г. на р. Арбынье севернее пос. Усть-Манья среди толщи полимиктовых брекчий открыто Арбыньинское проявление фосфоритов, относящееся к генотипу кор выветривания [4]. Стратиграфическое положение фосфатсодержащей толщи определяется как верхний силур–нижний девон. Фосфаты представляют собой остаточно-инфильтрационные образования, сформировавшиеся в карстовых углублениях, развитых в полосе распространения карбонатно-вулканогенной толщи.

Фосфориты образовались за счет корообразования на фосфатсодержащем субстрате и связаны с девонской эпохой бокситообразования. Девонских бокситов ни на Арбыньинском участке, ни в пределах всего Северососьвинского бассейна не установлено. Известняки нижнего девона – носители залежей бокситов Североуральского района (СУБР) – на описываемой территории содержат только аналоги бокситовых горизонтов. С субровским и богословским уровнями бокситонакопления сопоставляются пачки терригенных красноцветных пород [8].

Нижнекаменноугольный этап осадконакопления. На границе девона и карбона на Урале продолжались восходящие движения, сопровождавшиеся рифтогенезом и образованием угленосных грабенов. Это была следующая после позднего силура–раннего девона эпоха растяжения земной коры. В Тагильском прогибе, севернее Ивделя, в зоне осевого глубинного разлома образовалась новая генерация грабенов – Маньинский и Апсинский грабены, заполненные синрифтовыми вулканитами, терригенными и угленосными осадками турне-визе мощностью до 1500 м [7]. Этап рифтогенеза завершился проявлением последних вспышек палеозойского вулканизма на Урале.

В составе осадков преобладают алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, пласты и прослои каменного угля, а также базальты. Ограниченно развиты известняки и мергели. Отложения раннего карбона прослеживаются от бассейна р. Лозьвы на юге и до рр. Ятрии–Ляпин (район пос. Саранпауль) на Приполярном Урале. Карбоновый бассейн в общих чертах унаследовал мелководный верхнедевонский залив, ограниченный на западе Уральской сушей. На север он расширялся и открывался, соединяясь с незамкнутым бассейном Западной Сибири.

Рифтогенная природа бассейна и угольных месторождений доказана геофизическими работами и бурением. Маньинское месторождение представляет собой грабен-синклиналь с пологим западным крылом, восточное срезано надвигом нижнедевонских пород. Более поздними работами вскрыты пласты коксующего угля суммарной мощностью до 25 м, пригодные для открытых работ.

В 50 км севернее на р. Апсии (южнее пос. Усть-Маньи) в 1970-е гг. тюменскими геологами открыто Апсинское месторождение, аналогичное Маньинскому, но почти не изученное. Очевидно, что эти месторождения составляют одно крупное скопление угля, залегающее в грабене протяженностью до 80 км [7]. Но примерно 50 км пространство между этими месторождениями совершенно не изучено.

Нижнемезозойский этап осадконакопления. *Месторождения угля*. В конце палеозоя–начале мезозоя на Урале снова проявилась эпоха рифтогенного растяжения с образованием грабенов, заполненных триас-юрскими бокситоносными и угленосными осадками. В приосевой зоне Тагильского прогиба образовалась цепочка (600 км) грабенов (Мостовской на юге, Люльинский – на севере), приуроченных к тому же глубинному разлому [6]. На Приполярном Урале северное звено этой цепочки грабенов образует Северососьвинская рифтогенная по-

лоса (между поселками Усть-Манья и Саранпауль), состоящая из нескольких узких щелевидных, кулисообразно расположенных структур длиной 15–80 и шириной до 20 км. Восточные борта грабенов также осложнены небольшими надвигами девонских пород, но восточные границы структур совершенно не изучены. Вся эта система рифтогенных структур с 1960-х гг. вошла в литературу под названием Северососьвинский угленосный бассейн [1]. Сейчас здесь 9 месторождений–грабенов с триасовой и юрской угленосностью [3].

Угленосность триасовых отложений (ятринская свита) установлена в наиболее глубоких Люльинском и Турупьинском грабенах. В этих же грабенах прогнозируются и самые крупные в бассейне запасы угля на глубинах 300–600 м. Угленосная толща сложена глинисто-песчаными породами с несколькими пластами угля от 2–3 до 20–40 м.

Вообще запасы углей, но исключительно юрских, подсчитаны и утверждены еще в 1955 г. [1]. Крупные промышленные перспективы бассейна могут быть связаны только с мало изученной триасовой угленосностью.

Юрская угленосность изучена достаточно хорошо, но она отличается незначительными масштабами, хотя и установлена во всех структурах бассейна. Пласты угля приурочены к молассоидной континентальной формации, соответствующей охтлямской и тольинской свитам юрского возраста [3].

Проявления бокситов. Под триасовыми углями Северососьвинского бассейна в Люльинском грабене несколькими скважинами вскрыты латеритные бокситы в верхней части триасовой коры выветривания. Это бедные бокситы гиббситового состава, рудные тела которых (от 1 до 10 м) имеют линзовидную форму и расположены вдоль западного борта грабена в интервале глубин от 150 до 600 м. Предположительно перспективными являются и расположенные южнее Турупьинская и Вольинская грабеновые впадины. Южнее на Северном Урале триасовые бокситы известны в Волчанском и Богословском грабенах.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 06-05-65022.

Литература

1. *Лидер В.А.* Геология Северососьвинского буроугольного бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1964. Вып. 11. 146 с.
2. *Нефедов В.А.* Геолого-минералогическая характеристика Малососьвинского медного рудопроявления. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. С. 90–96.
3. Северососьвинский угленосный район. М.: Недра, 1977. 81 с.
4. *Шатров В.П.* К геологии Арбыньинского рудопроявления гипергенных фосфоритов на Приполярном Урале // Докл. РАН. 1990. Т. 351. № 2. С. 461–465.
5. *Шатров В.П.* Разрез пограничных отложений среднего-верхнего девона Северососьвинского бассейна на Приполярном Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 76–83.
6. *Шатров В.П.* Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 239–242.

7. *Шатров В.П.* Основные черты палеотектоники и палеогеографии девонских и раннекаменноугольных бассейнов восточного склона севера Урала // Литосфера. 2005. № 1. С. 82–95.
8. *Шатров В.П.* Уровни бокситонакопления и прогноз бокситоносности девонских бассейнов восточного склона севера Урала // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 39–45.
9. *Шатров В.П.* Особенности осадконакопления палеозойских и нижнемезозойских бассейнов севера Урала в зависимости от геологической природы древнего складчатого основания // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского регион. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 291–294.

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ ЛЛАНДОВЕРИ И ВЕНЛОКА НА Р. ИЗЬЯЮ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Д.Н. Шеболкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail – drk80@mail.ru

Граница лландовери и венлока традиционно относилась к границе филиппьельской и маршрутнинской свит [1, 3], однако в последние годы благодаря использованию современных методов изотопных исследований и детального палеонтологического изучения конодонтовой фауны старая стратиграфическая схема силура Тимано-Североуральского региона существенно пересмотрена.

В настоящее время граница лландовери и венлока проводится внутри устьдурнаюской свиты, и предполагается неполный объем венлокских отложений в стратотипическом разрезе на Приполярном Урале [5].

Разрезы силура гр. Чернышева с позиции детальных палеонтологического и изотопных исследований изучены слабо. В данной работе приводятся первые предварительные данные по изучению конодонтов и изотопных датировок устьдурнаюской свиты.

Нами изучался разрез в обн. 479 на р. Изьяю [4], исследуемый интервал разреза относится к устьдурнаюской свите и представлен чередованием различных разностей известняков.

Полученные результаты изучения конодонтов и изотопии позволили нам сделать некоторые выводы в отношении границы лландовери и венлока. Конодонтовый комплекс устьдурнаюской свиты получился довольно разнообразный, представленный восемью родами (*Apsidognathus* sp., *Panderodus* sp., *Oulodus? australis*, *Ozarkodina waugoolaensis*, *Ctenognathodus sp. 2 Apsidognathus* sp. (ex gr. *A.ruginosus*), *Distomodus* sp., *Oulodus?rectangulus*), и он показывает, что вероятная граница может находиться выше слоя 92.

Данные по $\delta^{13}C_{carb}$ показали, что кривая варьирует в пределах от -3 до -6 ‰. На уровне предполагаемой границы не установлено позитивного отклонения кривой, которое характерно для события Иревикен, распола-

гавшегося непосредственно выше границы лландовери и венлока [2]. Эти данные согласуются с данными, полученными в разрезе устьдурнаюской свиты на р. Кожим Приполярного Урала [5], что говорит о возможном отсутствии нижневенлокских отложений. Конодонты *Apsidognatus* в разрезе р. Изьяю установлены только в нижней части устьдурнаюской свиты (сл. 62, 92). По мнению П. Мянника, определявшего конодонты, вид *Oulodus?rectangulus* имеет уже венлокский облик. Исчезновение конодонтов рода Apsidognatus является важным фактором, так как говорит о присутствии здесь границы лландовери и венлока [2, 5].

Таким образом, полученные данные позволяют с достаточной долей уверенности провести границу лландовери и венлока в разрезе р. Изьяю выше слоя 92. В этом случае в кровле лландовери имеется прослой строматолитов, который может быть хорошим маркером, подобно границе лландовери и венлока в стратотипическом разрезе устьдурнаюской свиты на р. Кожим (Приполярный Урал). Для точного датирования этой границы следует сделать дополнительные определения фауны и более детальные литологические исследования.

Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам Института геологии Таллинского технического университета д.г.-м.н. П. Мяннику за определения конодонтовой фауны и д.г.-м.н. Т. Мартме за проведенные изотопные исследования.

Литература

1. *Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар, 1989. 16 с.
2. *Безносова Т.М., Мянник П.* Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 655–658.
3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Отв. ред. Н.Я. Анцыгин, Б.А. Попов, Б.И. Чувашев. Екатеринбург, 1993.
4. *Тимонин Н.И.* Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.
5. *Mannik P., Martma T.* The llandovery–wenlock boundary in Subporal Urals // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication. 6. Syktyvkar, 2000. P. 64–67.

ОСАДОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ В АЭРОЗОЛЯХ, СНЕГЕ И ЛЬДАХ АРКТИКИ

В.П. Шевченко, А.П. Лисицын, А.Н. Новигатский, Н.В. Горюнова

Институт океанологии РАН, г. Москва, e-mail – vshevch@ocean.ru

В 1991–2008 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 [2–6]. В период Международного полярного года 2007–2008 гг. авторы работают по проекту МПГ № 323 «Исследование эолового и ледового переноса и потоков вещества (включая экотоксиканты) в Арктике», целью которого является системное исследование аэрозолей, снега и льдов Арктики и оценка их реального влияния на климат, осадконакопление и загрязнение шельфовых морей.

В ходе аэрозольных исследований нами 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), изотопный состав углерода, концентрации ^{7}Be, обратные траектории переноса воздушных масс и ледового дрейфа, загрязнения (тяжелые металлы, углеводороды и др.).

Исследование многоэлементного состава растений атмотрофов на суше (лишайников и мхов) и кернов торфяников верховых болот выполняются с целью оценки потоков вещества из атмосферы (включая экотоксиканты) [3]. Наряду с всесторонним изучением эолового материала из атмосферы, крайне необходимы также систематические исследования литологии и геохимии снежного покрова (в Центральной Арктике он удерживается 9–10 мес.). Это замечательный естественный коллектор эолового материала. Оказалось, что обычно концентрация эолового вещества в снеге больше, чем в морской воде.

В ходе этих исследований использованы новые подходы и методы с максимальным привлечением современных дистанционных методов (спутники), методов изучения микро- и наночастиц, природных самописцев на суше (в бассейне водосбора), в толще вод и донных осадков. Исследование ведется на количественном уровне с определением потоков вещества в мг $\cdot$ м$^{-2}$ $\cdot$ год$^{-1}$ в четырехмерной системе (три координаты в пространстве и время), т.е. системно.

Выполнена оценка эоловой поставки биогенных элементов и Fe в Арктику и с дрейфующими льдами, их влияния на продуктивность микроводорослей. Исследуются на количественном уровне вертикальные потоки осадочного вещества (краткосрочные и длительные постановки седиментационных ловушек с дрейфующих льдин и круглогодичные постановки ловушек со сменными стаканами), что впервые дает инситные данные о ходе процессов осадкообразования в Арктике.

Применение нескольких взаимно дополняющих методов исследования аэрозолей и снега на поверхности льдов и в снежницах позволило использовать эти природные самописцы для определения количественного содержание и потоков аэрозольного материала в Арктике вплоть до Северного полюса, причем не только гранулометрический, минеральный и химический состав, но и впервые определить потоки отдельных видов загрязнений и районы их поступления и разгрузки. Открыты и применены многочисленные новые маркеры аэрозольного

материала, использование которых позволяет маркировать как области его захвата с поверхности, так и траектории переноса и участки отложения на лед и разгрузки при таянии льдов (депоцентры).

Уникальной особенностью эолового осадочного материала в Арктике является то, что главная его поставка и разгрузка идут не летом, а зимой, когда поверхность ближних питающих провинций скрыта слоем снега и скована льдом. Главное значение зимой приобретают аэрозоли и загрязнения дальнего и сверхдальнего происхождения – об этом свидетельствуют многочисленные маркеры (минералы, отношения химических элементов и загрязнений, биомаркеры) [1–4, 6]. Осаждение аэрозолей в Арктике чаще 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 (криодепоцентры).

Прямые определения 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, по нашим данным, примерно 10–15 %. Велика роль эолового материала также в поставке органического вещества и биогенных элементов в Арктику.

Морской лед всегда содержит некоторое количество взвешенных веществ (криозолей), но визуально 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 [6–8]. С 1995 г. мы подключились к исследованию криозолей Центральной Арктики и проводим такие исследования совместно с немецкими коллегами с борта НИС «Поларштерн». 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 эоловый материал, накапливающийся в снеге. Летом снег стаивает почти полностью, отдавая осадочный материал в озера-снежницы, где он смешивается с осадочным веществом талого льда. На их дне в понижениях идет смешение оса-

дочного вещества ранних этапов существования льда (криогенного) и эолового материала. Образуются пятна и полосы криогенно-эолового вещества («грязный лед»).

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. В августе–сентябре 2001 г. во время экспедиции «AMORE-2001» с борта НИС «Поларштерн» в районе хребта Гаккеля нами было обнаружено аномально большое количество айсбергов, 6 из них было обследовано с помощью вертолета [5]. На всех этих айсбергах отобран осадочный материал пелитовой, алевритовой и песчаной фракций. На трех айсбергах были обнаружены обломки горных пород. Результаты проведенных лабораторных исследований показывают, что наиболее вероятным источников айсбергов, изученных нами, являются острова архипелага Северная Земля.

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.

Авторы благодарны всем коллегам, принимавшим участие в экспедиционных и лабораторных исследованиях аэрозолей, снега и льда Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Программ 16 и 17 фундаментальных исследований Президиума РАН, проекта «Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли», грантов РФФИ 06-05-64815 и 07-05-00691, гранта поддержки ведущих научных школ НШ-2236.2006.5, российско-германской Лаборатории им. О.Ю. Шмидта.

Литература

1. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
2. *Лисицын А.П.* Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74.
3. *Шевченко В.П.* Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
4. *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Виноградова А.А. и др.* Аэрозоли Арктики и их влияние на окружающую среду // Аэрозоли Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. С. 148–184.
5. *Шевченко В.П., Лисицын А.П., Харин Г.С. и др.* Перенос осадочного материала в Центральной Арктике айсбергами // Геология морей и океанов. Тез. докл. XV Междунар. школы морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2003. С. 63–64.

6. *Lisitzin A.P.* Sea-ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past. Berlin: Springer, 2002. 563 p.
7. *Nurnberg D., Wollenburg I., Dethleff D. et al.* Sediments in Arctic sea ice – entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. P. 185–214.
8. *Stein R., Macdonald R.W.* (Eds). The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. 363 p.

СЕДИМЕНТАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ МОДЕЛИ ОСИНСКОГО И ПРЕОБРАЖЕНСКОГО ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВЕНДСКО-НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ НГП

Г.Г. Шемин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – SheminGG@ipgg.nsc.ru

Вендско-нижнекембрийский карбонатный комплекс центральных районов Лено-Тунгусской НГП (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклиза и Катангская седловина) обладает высокими перспективами нефтегазоносности. Основные перспективы его связаны с осинским и преображенским продуктивными горизонтами. Разработка седиментационно-емкостных моделей горизонтов имеет чрезвычайно важное значение при оценке их перспектив в нефтегазоносности и поисках залежей нефти и газа. Эти исследования выполнялись с использованием методических рекомендаций Н.В. Мельникова, Л.И. Килиной [1] и В.Д. Ильина, Н.К. Фортунатовой [2] на базе изучения кернового материала и интерпретации материалов ГИС.

Осинский продуктивный горизонт в основном представлен известняками и доломитами. Толщина его обычно изменяется от 30 до 70 м. На фоне этого распределения отмечаются тяготеющие друг к другу зоны повышенных (70–130 м) и пониженных (10–30 м) толщин горизонта. Выделяются три линейно-вытянутые зоны повышенных его толщин: Чамбинско-Мирнинская, Верхнетохомско-Пилюдинская и Вельминско-Муторайская. Первая охватывает северо-восточный участок Катангской седловины, северо-западную и центральную части Непско-Ботуобинской антеклизы. Вторая зона расположена южнее первой, где включает южные участки Байкитской, Непско-Ботуобинской антеклиз и Катангскую седловину. Третья охватывает северную часть Байкитской антеклизы. Пониженные толщины горизонта приурочены к двум обширным зонам. Первая из них расположена южнее Верхнетохомско-Пилюдинской зоны, а вторая протягивается в субширотном направлении между выше отмеченной и Чамбинско-Мирнинской зоной.

По особенностям состава и строения осинского горизонта исследуемая территория подразделяется на шесть зон. Первая расположена в северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Здесь домини-

руют доломиты с прослоями известняков, которые образовались в условиях глубокой части шельфа. Вторая, третья и четвертая зоны соответствуют участкам повышенных толщин горизонта, где он сложен преимущественно известняками, обычно водорослевыми, составляющими 60–90 %. Они представляют собой не что иное, как зоны распространения рифоподобных и органогенных построек, сформировавшихся в условиях внутришельфовой отмели. Пятая и шестая зоны соответствуют территориям распространения низких толщин горизонта. В их пределах он состоит преимущественно из доломитов, которые сформировались в условиях некомпенсированного прогибания мелководной части шельфа.

Породы горизонта испытали перекристаллизацию, доломитизацию, выщелачивание, которые интенсивно проявлялись в органогенных и органогенно-обломочных породах, положительно повлиявших на формирование коллекторов.

Породы горизонта характеризуются развитием коллекторов: каверно-поровых, поровых и трещино-каверно-поровых, которые распространены почти на всей территории региона. Толщины их обычно не превышают 5–7 м. Наибольшие их значения (10–40 м) прогнозируются в зонах распространения рифоподобных и органогенных построек.

Фильтрационно-емкостные свойства коллекторов изменяются в широких пределах. Открытая пористость их варьирует от 7–8 до 25 %, проницаемость – от нескольких единиц до нескольких сот мД. Наилучшие их показатели приурочены к зонам распространения рифоподобных и органогенных построек.

Преображенский продуктивный горизонт имеет почти повсеместное распространение. Толщина его изменяется от 8 до 22 м. Сложен он преимущественно доломитами, среди которых выделяются три основных генетических типа: хемогенный, органогенный и органогенно-обломочный.

Первый тип повсеместно распространен и представлен зернистыми хемогенными доломитами, на долю которых приходится в среднем 10–40 % толщины горизонта. Органогенный тип доломитов также распространен повсеместно и по процентному соотношению в разрезе (50–70 %, редко 70–90 %) преобладает над хемогенными. Органогенно-обломочный генетический тип представлен продуктами разрушения хемогенных и органогенных доломитов. По соотношению в разрезах отмеченных генетических типов доломитов, степени их глинизации и сульфатности они подразделяются на четыре типа.

Первый тип разреза представлен микрофитолитовыми (> 70 %) и органогенно-обломочными (15–25 %) доломитами. Он сформировался в наиболее насыщенном организмами участке (банке) внутришельфовой отмели. Этот тип разреза развит в виде отдельных локальных участков в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Второй тип сложен преимущественно микрофитолитовыми (40–70 %) и органогенно-обломочными доломитами (10–20 %). Он сформировался во внутришельфовой отмели в условиях преимущественно

малоподвижных мелководных вод, близких к «болотным». Этот тип имеет существенно широкое распространение в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы.

Третий тип разреза сложен хемогенными (30–50 %) и микрофитолитовыми (20–40 %) доломитами с подчиненным количеством органогенно-обломочных разностей (10–20 %). Объем глинистых и сульфатных прослоев доломитов в нем составляет от 20 до 50 %. Образовался этот тип разреза в мелководных шельфовых условиях, которые в то время господствовали в центральной и северо-восточной частях Непско-Ботуобинской антеклизы.

Четвертый наиболее глинистый и сульфатный тип разреза представлен преимущественно хемогенными доломитами (50–90 %). Он образовался в условиях приливно-отливной равнины, существовавшей в юго-западной и юго-восточной частях соответственно Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз.

Породы горизонта преобразованы разнообразными вторичными процессами: перекристаллизацией, выщелачиванием, трещинообразованием, которые наиболее интенсивно проявлялись в первом и втором типах разреза преображенского горизонта, сформировавших поровый, каверно-поровый и трещинно-каверно-поровый типы коллекторов. Толщина их изменяется от нескольких до 20 м. Наибольшие их толщины прогнозируются в центральной и северо-западной частях Непско-Ботуобинской антеклизы, там где развиты преимущественно органогенные доломиты.

Фильтрационно-емкостные свойства коллекторов варьируют в широких пределах. Открытая пористость их изменяется от 5 до 20 %, а проницаемость – 0.2 до 10 мД.

Литература

1. *Мельников Н.В., Килина Л.И.* Литология и условия формирования вендских и кембрийских отложений в южной половине Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции //Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 51–56.
2. Седиментологическое моделирование карбонатных осадочных комплексов / Отв. ред. Н.К. Фортунатова. М.: НИА–Природа, 2000. 248 с.

ФАЦИАЛЬНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАННЕЮРСКОГО ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ (ЯКУТИЯ)

Я.П. Шепелева

Якутский государственный университет,
г. Якутск, e-mail – shepelevayap@mail.ru

В пределах Южного Верхоянья нижнеюрские отложения наиболее полно вскрываются в Кобюминской системе складок субширотного простирания. В теконическом отношении это складчато-глабовая

структура, объединяющая широтные линейные антиклинальные и синклинальные складки и грабены, которые приурочены к осевым частям синклинальных складок. Сложена Кобюминская система складок отложениями средней перми-средней юры.

Нижнеюрские отложения в пределах Кобюминской системы складок представлены морскими терригенными породами и осадочно-вулканогенными образованиями, которые имеют постепенные переходы как по латерали, так и по вертикали и объединяются в абонскую осадочно-вулканогенную серию [1]. Повсеместно между нижнеюрскими и подстилающими и перекрывающими отложениями наблюдается тектонический контакт.

Первый стратотип нижнеюрских осадочно-вулканогенных отложений был выделен в качестве абонской серии в 1930-х гг. по руч. Круг в восточной части Абонского грабена. Состоит он из эффузивных, эффузивно-обломочных, пирокластических, вулканокласто-осадочных и терригенных пород. Пирокластические образования разреза представлены туфами основного состава, мощностью от 3 до 106 м. Туфы, образующие слои большой мощности, приурочены к средней части разреза. В туфах иногда наблюдается волнистая и параллельная слоистость. Вулканокласто-осадочные отложения разреза состоят из туфоалевролитов, туфопесчаников и туфоконгломератов, которые часто образуют взаимные переходы с терригенными отложениями. У туфопесчаников наблюдается косая и параллельная слоистость. Вулканокласто-осадочные породы содержат многочисленные остатки морской фауны.

Второй стратотипический разрез абонской осадочно-вулканогенной серии наблюдается в западной части Абонского грабена и состоит из эффузивных, эффузивно-обломочных, пирокластических, осадочно-вулканокластических и терригенных пород, общей мощностью 950 м [2]. Этот разрез преимущественно состоит из агломератовых и глыбовых туфов, кластолав, агглютинатов, переслаивающихся с песчаниками, реже алевролитами. В нижней части разреза в песчаниках наблюдается косая слоистость.

Отложения двух стратотипических отложений нижней юры сопоставляются по маркирующему горизонту темно-серых алевролитов, наблюдающихся в средней части разрезов.

На основании фациального анализа двух свит абонской осадочно-вулканогенной серии нижней юры выделены отложения жерловой, прижерловой, склоновой и удаленной фаций раннеюрского палеовулкана.

Продукты жерловой фации расположены в западной части Абонского грабена и представлены лавами, эксплозивными глыбовыми агломератами экструзивных и протрузивных куполов; кластолавами и глыбовыми, агломератовыми туфами вулканических некков.

Продукты прижерловой группы фации представлены лавовыми, пирокластическими генетическими типами при явном преобладании пирокластических образований, представленных пеплово-лапиллиево-бомбовой тефрой, агломератами, агглютинатами, ксенотуфами.

Отложения склоновой группы фации включают эффузивный, пирокластический генетические типы. Эффузивный тип представлен потоками и покровами небольшой мощности, которые занимают значительные площади. Пирокластические отложения представлены псаммитовыми и мелколапиллиевыми туфами.

Продукты удаленной фации наблюдаются в бассейне руч. Круг и включают пирокластический и вулканомиктовый типы отложений.

На основании изучения этих фаций установлено, что раннеюрский палеовулкан относится к Стромболианскому типу, формирование которого на начальной стадии происходило в мелководно-морских условиях, которые в западной части Абонского грабена сменились в последствии на аэральные.

Литература

1. *Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1989. 217 с.
2. *Шепелева Я.П.* Новые данные о составе нитжнеюрских вулканитов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса // Наука и образование. 2004. № 4. С. 112–114.
3. *Шепелева Я.П., Попов Б.И.* Строение и составе раннеюрских вулканитов Кобюминской системы впадин (Южное Верхоянье) // Материалы XXXVIII Тектонического совещания на тему: «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. С. 65–72.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НАБИУЛИНСКОЙ И УЗЯНСКОЙ СВИТ ЗАПАДНОГО БОРТА ЗИЛАИРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В.А. Шефер[1], **А.В. Кочергин**[2]

[1]ПГО «Башкиргеология», Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
[2]ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа, e-mail – aviggkav@yandex.ru

Палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего ордовика-нижнего силура откартированы по западному борту Зилаирского синклинория на протяжении более 200 км. Эти образования всеми исследователями рассматривались [1] и рассматриваются [2] как продукты седиментации в прибрежных обстановках палеошельфа. В ходе выполнения геолого-съемочных и прогнозно-тематических работ в 1986–2000 гг. нами получены новые данные, не укладывающиеся в принятую схему.

Нам удалось достаточно детально изучить эти отложения скважинами в пределах Янгиюльского полиметаллического проявления и вскрыть горными выработками в ряде разрезов близ дд. Набиулино, Кага, Максютово и Азнагулово.

Понимание обстановок формирования этих отложений имеет не только теоретическое, но и практическое значение в связи с открывшимися перспективами обнаружениях в них месторождений фосфоритов микрозернистого типа.

В разрезе набиулинской свиты (O_{2-3}-S_1nb) преобладают песчанистые и глинисто-песчанистые доломиты. Породы сложены слабоокатанными зернами доломита, реже доломитовых пород, сцементированных новообразованным доломитом. Среди обломочных зерен доломита рассеяны угловатые зерна кварца, глинистое, кремнистое вещество, детрит. В ряде разрезов описаны доломиты, обогащенные черными и красновато-черными глауконитизированными, хлоритизированными, гематитизированными обломками мшанок и остракод. Породы, толстоплитчатые, неслоистые, реже полосчатые и тонкослоистые. Иногда на выветрелых, препарированных плоскостях фиксируются сложная, наклонная, выполаживающая слоистость выполнения неровностей дна, мульдовидная слоистость заполнения промоин, наклонная параллельная слоистость и их комбинации. Доломиты переслаиваются с маломощными прослоями песчано-алевритосто-глинисто-кремнисто-карбонатных глауконит и фосфатсодержащих вакк. Обильная фауна, присутсвующая в свите битая и носит следы перемещения. В нижних горизонтах свиты присутствуют линзы средне-крупнозернистых песчаников, дресвянников и конгломерато-брекчий (выделявшихся ранее в самостоятельную тирляно-кагинскую свиту). Песчаники средне-крупнозернистые, доломитистые до доломитовых. Иногда в них фиксируется слепки криноидей и крупная мульдовидная слоистость.

Мощность свиты колеблется от 0 до 92 м и меняется на расстоянии первых км. Несмотря на колебания литологического состава, для слоев характерны четкие определенные границы. Прослеживание «слоев» и толщ пород свиты по профилям показывает их крайнюю невыдержанность. «Слои» обычно выклиниваются на расстоянии 0.5–2 км. Картирование базальных песчаников в разрезе у пос. Байназарово показало, что они выполняют узкую (около 150 м) эрозионную ложбину в подстилающих породах байназаровской свиты. В разрезе у турбазы Агидель базальные дресвянники выполняют линзу, мощностью около 1.5 м, которая выклинивается на расстоянии 200 м.

Обломочный микститовый состав, характер слоистости, формы залегания «слоев», линзовидный, невыдержанный, быстро выклинивающийся характер литологических тел, выполняющих свиту, присутствие олистостром, а также неравновесный состав осадка позволяют предполагать, что формирование набиуллинской свиты происходило за счет деятельности зернистых потоков в условиях континентального склона.

Набиулинская свита перекрывается образованиями азнагуловской подсвиты узянской свиты (S_1u_1). Подсвита выполнена черными микститами фосфатно-кремнисто-известково-доломитово-кварц-глинистого состава, среди которых присутствуют линзы более «чистых» разностей: доломитов, известняков, реже – силицитов и песчаников и олис-

тостромы подстилающих пород. Распределение компонентов в миститах может быть совершенно различным – от аргиллитов до вакк и хлидолитов. Неизменным остается только обязательное присутствие всех шести компонентов: глинистого, карбонатного, алевро-псамитового полевошпат-кварцевого, кремнистого, органического вещества. Фосфатное вещество или рассеянно или концентрируется в пелетах, размерностью 0.01–0.5 мм. Кремнистое вещество обычно тонко распыленное, но в некоторых шлифах Л.Н. Сопко обнаружены спикулы губок. В ряде случаев встречены «чистые» прослои кремней. Они характеризуются черным цветом, бугорчатой поверхностью, неровным, зернистым изломом. Миститовый состав отложений предопределяет их крайнюю неустойчивость в поверхностных условиях и, соответственно, их крайне плохую обнаженность. Среди карбонатов преобладают известняки, в различной степени доломитистые. Для них характерен черный цвет, присутствие сетчатых прожилков молочно-белого кальцита, седиментационных брекчий, примеси псаммитового и алевритового материала. В шлифах фиксируются реликты псаммитовых текстур, в некоторых случаях видно, что первичные, слабоокатаные зерна сложены обломками карбонатных пород.

Линзы «чистых» карбонатов выклиниваются на протяжении 1–2 км. Близ пос. Бурзян в азнагуловских отложениях обнаружены олистостромы кварцитовидных песчаников зильмердакской свиты рифея, размерностью десятки-сотни м. Прослеживание азнагуловских отложений по простиранию показывает их невыдержанность. Мощность подсвиты в целом меняется от 0 до 160 м. Литология отложений меняется на протяжении 0.5–3 км.

Азнагуловские отложения согласно перекрываются монотонной, выдержанной по мощности (200–400 м) толщей известковистых аргиллитов (микритов) верхней подсвиты узянской свиты (S_1u_2). Это массивные породы, зеленовато-серые (в обнажениях) и темно-серые до черных ниже зоны окисления, состоят из тонкодисперсного (глинистой размерности) тщательно перемешанного глинистого и карбонатного вещества с примесью алевритистого кварца, т.е. это тоже миститовые образования, но более выдержанного состава. Содержание карбоната в породе колеблется от 2 до 30 %. Породы не слоисты и лишь изредка на выветрелых поверхностях можно отметить едва различимую тонкую нитевидную слоистость. Микриты содержат линзы классических детритовых известняков, реже песчаников. Известняки слагают линзообразные тела, выклинивающиеся по латерали. В пределах Кургашлинского участка нами откартирована линза таких известняков, мощностью 70 м, линза выклинивается на расстоянии 5 км. В основании линзы нами обнаружены слабоокатанные гальки, выполненные тем же известняком. Фосфат содержится в микритах в рассеянном состоянии и несколько концентрируется в алевритистых разностях.

Толщи тщательно перемешанных, микрозернистых пород, выдержанные на протяжении сотен км могут формироваться только в ре-

зультате деятельности контурных течений верхней части континентального склона [3]. Присутствие линз карбонатов связано с катастрофическими поступлениями в область седиментаций обломочного карбонатного материала.

Узянская свита перекрывается доломитами серменевской свиты верхнего силура, имеющими явную рифогенную природу.

Таким образом, отложения набиулинской и азнагуловской толщи узянской свит формировались в условиях континентального склона пассивной континентальной окраины в результате порциального поступления разнородного материала с областей первичной седиментации (палеошельфа). Смена литологического облика отложений на границе узянской и набиулинской свит связана с изменениями характера поступающего материала, что в свою очередь объясняется изменениями палеогеографии палеошельфа. Отсутствие отложений в области ордовика-силурийского палеошельфа связано с преобладанием в это время на шельфе процессов эрозии.

Отложение известковистых аргиллитов верхней подсвиты узянской свиты происходило в результате деятельности контурных течений, действующих в верхней части хорошо оформившегося континентального склона.

Литература

1. *Краузе С.Н., Маслов В.А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 95 с.
2. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия. 2000. 146 с.
3. *Рединг Р.А.* (Ред.). Обстановки осадконакопления. М.: Мир, 1988. Т. 1. 352 с. Т. 2. 384 с.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕНГИЗСКОГО КАРБОНАТНОГО МАССИВА (Казахстан)

А.В. Шилин

ЗАО «ВолгоградНИПИнефть»,
г. Волгоград, e-mail – info@VolgogradNIPIneft.com

Девонско-среднекаменноугольный карбонатный массив, с которым связано уникальное Тенгизское месторождение нефти, является частью карбонатной платформы Приморского свода, сформировавшееся в начале герцинского седиментогенеза на расчлененном рельефе Астраханско-Актюбинской системы поднятий. Девонская (позднефранско-фаменская) часть разреза Приморского свода образует значительную по площади карбонатную плиту, а дифференциация карбонатных массивов характерна для каменноугольной части палеозойского разреза.

К началу тульского времени карбонатная плита разделилась субширотными грабенообразными прогибами на отдельные массивы: Кашаган – Пустынное – Тажигали – Каратон, Огайское – Тенгиз – Королевская. Субмеридиональный трансформный сброс Тенгиз – Каратон отделил более погруженную восточную часть Приморского свода с поднятиями Ансаган, Маткен и др. Действие тектоно-седиментационного фактора обусловило формирование сложного рельефа карбонатной платформы с эрозионными врезами к моменту подъема территории Приморского свода в предартинское время. Этот подъем, продолжительностью более 40 млн лет, сопровождался размывом крупных стратиграфических толщ (от московских среднего карбона до ассельских нижней перми). В результате во врезах накапливались значительные по мощности толщи верхнеартинских терригенных отложений с примесью вулканогенного материала.

С открытием в 1979 г. нефтяного месторождения и по настоящее время на Тенгизском карбонатном массиве площадью 160 км^2 пробурено 116 разведочных и добывающих скважин, 29 из которых вскрыли отложения девона. Хорошая охарактеризованность керном позволила составить седиментационную модель Тенгиза и проследить изменение фациальных условий осадконакопления в пространстве и во времени.

Во франско-фаменское время на всей территории Приморского свода существовал мелководный морской бассейн. В районе Тенгиза накапливались мелководные карбонатные отложения, преимущественно представленные грейнстоунами, пакстоунами и, в меньшей степени, вакстоунами. Здесь выделяются следующие фациальные зоны: изолированная лагуна, в которой отлагались пелоидные пакстоуны/вакстоуны, биотурбидированные с кальцисферами; приливная зона – пакстоуны и грейнстоуны с водорослями, пелоидами, редкими окатанными обломками; зона высокой гидродинамической активности – хорошо отсортированные грейнстоуны/рудстоуны с зернами в оболочке, ооидами, фрагментами брахиопод, бентосных фораминифер, водорослями, онкоидами. В отложениях этой зоны встречаются строматопораты и литокласты размером от нескольких мм до нескольких см.

Краевая часть девонской платформы на Тенгизе, по-видимому, не вскрыта, так как не пройдены отложения рифового комплекса. По сейсмике в девоне выделяются зоны интерференции с хаотичным характером записи, присущей баундстоунам, аналогичным записи серпуховских биогермов. Между зонами интерференции отмечаются участки низкочастотных отражений, характеризующие горизонтально-слоистую среду межрифового заполнения.

В раннетурнейское время площадь карбонатной платформы Приморского свода существенно сократилась. На Тенгизе в скважинах, находящихся на границе платформа – склон, наблюдается уменьшение мощности турнейских отложений, а фациальная их характеристика сходна с таковой в фаменское время. Некоторые скважины вскрыли отложения турнейского яруса, интерпретируемые как лагунные, пере-

ходящие в отложения приливно-отливной зоны. В отдельных скважинах встречены отложения зоны с высокой гидродинамической активностью (грейнстоуны).

Визейско-серпуховско-башкирский этап осадконакопления на Тенгизе охарактеризован достаточно полно керном и шлифами, что позволило создать обобщенную литофациальную модель Тенгизского резервуара.

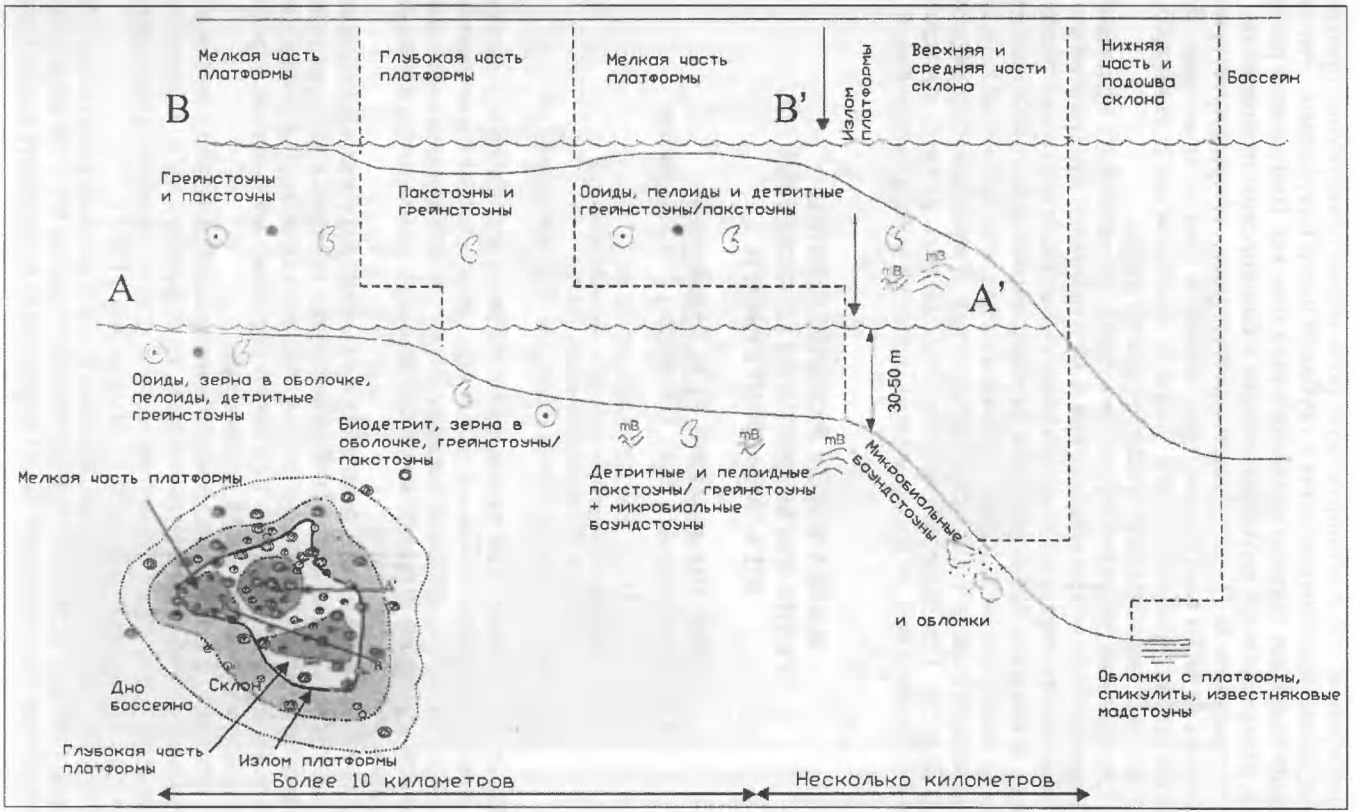
В пределах границ Тенгизского массива литофации наслаиваются и образуют пачки, которые утончаются вверх по напластованию, формируя седиментационные циклы. В пределах визейско-башкирского интервала отслежено до 50 таких циклов, толщина которых колеблется от 2 до 15 м. Обычно циклы разделены туфогенными пропластками (туфоаргиллитами), толщина которых варьирует от нескольких см до 1 м (скв. Т-22, тульский горизонт). В скв. 8 наблюдается несколько прослоев туфоаргиллитов каолинит-диккитового состава толщиной до 0.8 м – в нижнебашкирском подъярусе, в отложениях серпуховского яруса и верхнем визе. Литофации, сформированные грейнстоунами, обычно приурочены к базальной части циклов. Более глубоководные литофации, образованные пелоидными пакстоунами /вакстоунами, как правило, завершают цикл карбонатного осадконакопления вверх по напластованию. В случае частичной потери пористости грейнстоунов из-за заполнения пустотного пространства твердым битумом, литофации, сложенные пакстоунами, все-таки имеют меньшее значение пористости, чем литофации грейнстоунов, содержащих меньше или совсем не содержащих карбонатного ила. Некоторые циклы заканчиваются пелоидными пакстоунами/вакстоунами, которые кратковременно выводились на поверхность и подвергались воздействию атмосферных факторов (гипергенезу). В этом случае их фильтрационно-емкостные свойства существенно улучшаются.

Для пояснения латеральной взаимосвязи между структурными особенностями пород, т.е. оолитами, ооидами, пелоидами, зернами в оболочке, биодетритом, и их текстурой (пакстоуны, вакстоуны и грейнстоуны) в пределах визейско-башкирского интервала, литофациальная модель представлена в виде двух батиметрических профилей.

Мелководная часть платформы в основном состояла из оолитов, ооидов, зерен в оболочках, пелоидов, которые формировали грейнстоуны с подчиненным количеством пелоидных и детритовых пакстоунов. Последние доминируют в глубоководной части платформы. У края платформы маломощные (несколько метров) зоны, выполненные микробиальными баундстоунами (биогермными известняками), перемежаются пластами пакстоунов (микросгустковых и органогенно-детритовых известняков).

В пределах переходной зоны между мелководной и глубоководной частями платформы наблюдаются неравнозначные отложения грейнстоунов и литофации пакстоунов. Доминирующую роль в таких литофациях играют зерна с оболочками и биодетрит.

Профиль А–А^{1} (рисунок) демонстрирует внутреннюю часть мелководной платформы, которая начинает углубляться в сторону ее края.



Схематические профили распределения карбонатных литофаций в пределах Тенгизского карбонатного массива.

Литофации, где доминирующую роль играют пакстоуны, приурочена к зонам осадконакопления в глубокой части платформы. Эти литофации наиболее широко представлены в пластах Тенгизского резервуара, относящихся к верхневизейским и башкирским отложениям.

По профилю В–В[1] литофации грейнстоунов, сформированные в мелководной части платформы, простираются вплоть до ее края. Литофации, характерные для этого профиля, наиболее часто появляются в отложениях нижнего визе и серпуховского яруса.

Приведенная седиментационная модель построена на основании закономерностей осадконакопления и не учитывает влияния вторичных изменений пород (доломитизации, перекристаллизации, растворения), играющих важную роль в формировании фильтрационно-емкостных свойств коллекторов, особенно в глубокозалегающей турнейско-девонской части Тенгизского резервуара. В визейско-башкирской части разреза Тенгизского карбонатного массива именно процессы осадкообразования контролировали коллекторские свойства пород.

ФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Шиманский[1], Н.В. Танинская[1], Н.Н. Колпенская[1], И.С. Низяева[1], С.Ф. Хафизов[2]

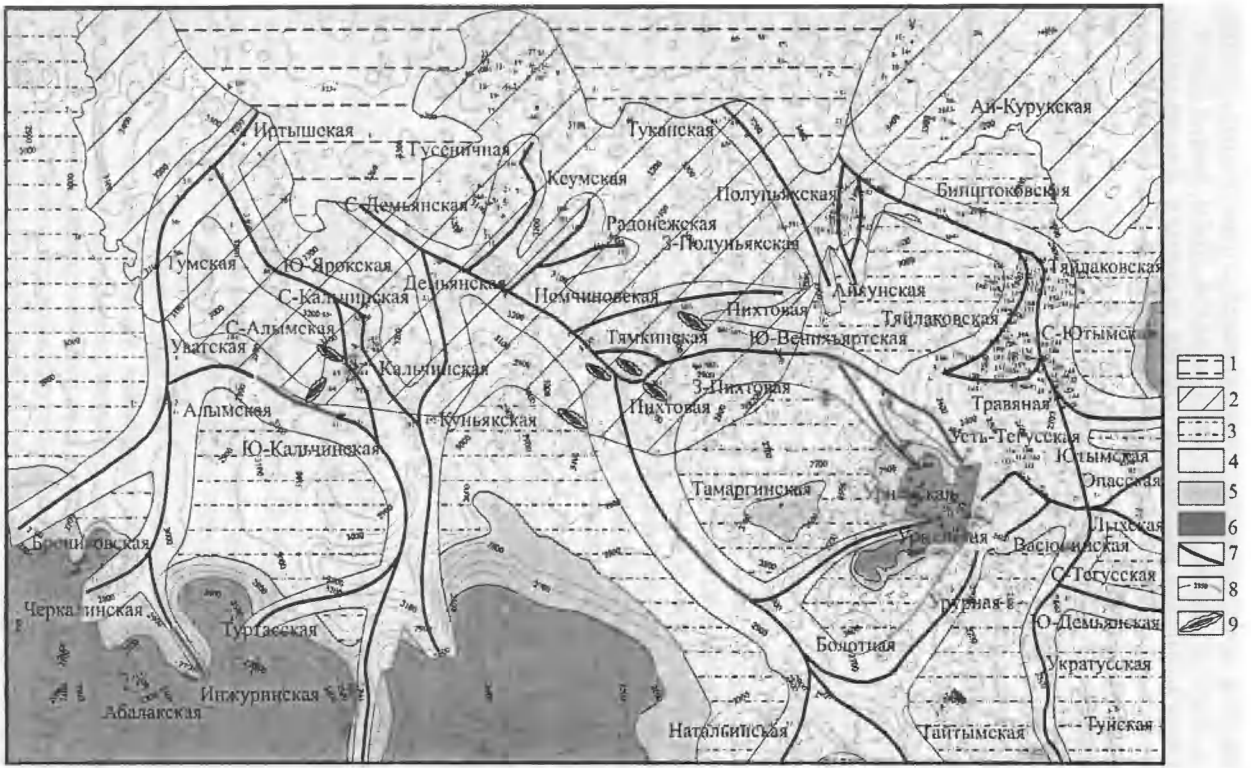
[1]ФГУ НПП «Геологоразведка», г. Санкт-Петербург, e-mail – shimvld@mail.ru
[2]ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург, e-mail – khafizov.sf@gazprom-neft.ru

Средне-верхнеюрские отложения юга Западной Сибири в настоящее время являются одним из основных продуктивных комплексов. Фациальные реконструкции исследуемых отложений позволяют прогнозировать фации и генетически связанные с ними литологические ловушки углеводородов.

Исследования с целью разработки седиментологических моделей и установления закономерностей размещения песчаных тел – ловушек углеводородов проводились с использованием большого фактического материала по скважинам глубокого бурения, вскрывшим юрские образования на исследуемой территории.

Методика базировалась на комплексном использовании литолого-фациального, биостратиграфического, ихнофациального, палеодинамического, палеоструктурного методов с использованием электрометрических моделей фаций по В.С. Муромцеву (1984).

Отложения тюменской, васюганской и абалакской свит на юге Западной Сибири включают продуктивные пласты $Ю_{1\text{-}5}$. В результате проведенных исследований были определены континентальные (пла-



Распространение палеогеографических областей на время накопления пласта $Ю_3$ (ранний бат) юга Западной Сибири.

1 – прибрежно-морской мелководный шельф; 2 – прибрежные равнины, временами заливаемые морем; 3 – озерно-аллювиальные равнины; 4 – речные долины; 5 – эрозионно-денудационные равнины; 6 – горы и холмогорья; 7 – речные русла; 8 – изопахиты поверхности фундамента; 9 – морской микрофитопланктон.

сты $Ю_3$-$_5$) и морские (пласты $Ю_1$-$_2$) фации. В комплексе континентальных обстановок осадконакопления выделяются речные долины, которые включают в себя фации русловых отмелей спрямленных, меандрирующих, фуркирующих рек, береговых валов, пойм, озер и болот.

Морские обстановки осадконакопления включают фации мелководно-морского шельфа с аккумулятивными песчаными телами (бары, пляжи, барьерные острова).

В раннеюрское, ааленское и нижнебайосское время отложения формировались в континентальных условиях. Фации временных потоков содержат споры и пыльцу наземных растений.

В байосское время формирование песчаных пластов $Ю_3$-$_5$ происходило в аллювиальных долинах рек. В отложениях присутствуют Stereisporites-споры и пыльца наземных растений.

В раннем бате (пласт $Ю_3$) на северо-западе отмечается трансгрессия морского бассейна. На это указывает наличие в отложениях пыльцы Classopolis, первое появление морского микрофитопланктона, а также присутствие ихнофаций Skolithos, Psilonichnus (рисунок).

Далее, в батское время в прибрежно-морских условиях происходит формирование пласта $Ю_2$. Характерно постоянное присутствие в отложениях, хотя и в не очень больших количествах пыльцы Classopolis и диноцистов. Широкое развитие получает ихнофация Proximal Cruziana.

В келловейское время в результате трансгрессии наступает морской режим открытого шельфа. Диноцисты постоянны, многочисленны. Количество спор и пыльцы, в том числе и Classopolis, значительно сокращается. Характерна ихнофация Distal Cruziana.

В результате проведенных исследований определены этапы осадконакопления в юрский период на юге Западной Сибири. На фациальных картах прослежены контуры речных долин с фацией речных русел и аккумулятивные песчаные тела мелководного шельфа, благоприятные для формирования литологических ловушек углеводородов.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ НЕДР ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО УГЛЕНЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Е.А. Шитова, М.В. Голицын, Н.В. Пронина

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – nvproncl@geol msu.ru

Западная Сибирь представляет собой один из интереснейших геологических объектов, т.к. является крупным осадочно-породным бассейном, содержащим в своих недрах огромные запасы нефти и газа. Однако более значительны и содержащиеся там запасы углей, что позволило назвать Западно-Сибирский бассейн «угленефтегазоносным» [1]. Угленосность бассейна серьезного промышленного значения пока не имеет, но информация, получаемая при анализе углей (будь то результаты из

литолого-фациальных исследований или оценка катагенеза пород, установленная по показателю отражения витринита или другим показателям качества углей), представляет большой практический интерес.

Анализ геотермического режима осадочных бассейнов, содержащих угольные пласты, обычно основывается на методиках, выработанных в угольной геологии. Среди них построение шкал метаморфизма для бассейнов или его регионов [3], вычисление градиентов метаморфизма углей [2] и некоторые другие, как например построение «моделей прогрева», используемые в нефтяной или других областях геологии. Подобный подход был использован авторами при изучении юрских отложений ряда районов Западно-Сибирского бассейна. Юра является наиболее угленасыщенной частью разреза, поэтому все замеры показателя отражения витринита производились по пробам из угольных прослоев и являются вполне представительными.

Построить полные шкалы катагенеза с определением мощностей каждой зоны (по аналогии со шкалами метаморфизма углей) для исследованных районов пока не представляется возможным, но определить положение некоторых границ можно вполне уверенно. Граница зоны прото- и мезокатагенеза (ПК/МК$_1$ R_0 % витринита – 0.5 %), что приблизительно соответствует границе бурых и каменных углей, во всех исследованных районах располагается на глубине от 2200 до 2600 м. Аналогичные результаты приведены и в работах Юзвицкого А.З. [4 и др.], где в ряде случаев отмечается еще более глубокое (до 3200 м) положение границы бурых и каменных углей. Такая большая мощность зоны ПК не характерна для большинства угольных бассейнов, в которых величина ступени, соответствующей бурым углям, редко превышает 2000 м. С другой стороны, отмечена повышенная мощность зоны ПК в ряде кайнозойских бассейнов Тихоокеанского подвижного пояса (Анадырский бассейн, бассейн Гипсленд, Австралия и др.), для которых также характерно совместное залегание угленосных и нефтегазоносных отложений. Следует заметить, что как Западно-Сибирский бассейн, так и бассейны Тихоокеанского подвижного пояса являются регионами современного нефте-, газообразования, а присутствующие в их разрезе пласты углей могут являться не только газоматеринской, но и нефтематеринской породой.

Проведенные исследования являются началом анализа распределения зон катагенеза в разрезе Западной Сибири. В дальнейшем планируется оценка геотермического режима различных областей бассейна, а также прогноз уровня катагенетической преобразованности более глубоких горизонтов, в том числе и палеозойского комплекса.

Литература

1. *Голицын М.В., Голицын А.М.* Угленефтегазоносные бассейны мира // Вест. МГУ. Сер. геология. 1994. № 5. С. 12–31.
2. *Левенштейн М.Л.* Донецкий бассейн // Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. С. 43–52.
3. *Скок В.И.* О ступенях глубинного метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 56–62.

4. *Юзвицкий А.З., Фомичев А.С., Бострикова О.И., Данилов В.И.* Западно-Сибирский угольный бассейн // Угольная база России. Том II. Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны; месторождения Алтайского края и Республика Алтай). М.: ООО «Геоинформцентр», 2003. С. 515–557.

ЛИТОГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРА СИБИРИ ОТ ПАЛЕОЗОЯ К КАЙНОЗОЮ

С.Е. Шиханов, О.В. Япаскурт

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – ypaskurt@geol.msu.ru

1. Методом системного генетического стадиального анализа коррелируется этапность постседиментационных преобразований дельтово-морских терригенных комплексов северных окраин Западно-Сибирской плиты, Верхоянской складчатой области и соседних их с нею структур окраины Восточно-Сибирской платформы. В предыдущих работах [3, 4] показана дискретность процессов аутигенного минералогенеза в рассматриваемых здесь отложениях, а также пространственно-временная и, вероятно, причинная их взаимосвязь с тектоническими импульсами формирования, развития осадочных бассейнов (ОБ) и инверсионных изменений их структуры применительно к чехлу Западно-Сибирской плиты.

Далее сопоставляем эти данные с материалами исследования Верхоянья, по [2], с новыми добавлениями.

2. Этапы геодинамического развития северо-восточной окраины Сибирской платформы и нынешнего Северного Верхоянья таковы. 1) Ранний палеозой: пассивная окраина Сибирской континентальной плиты с преимущественно карбонатным осадконакоплением. В D_2 эпоху расколота рифтогенезом – вплоть до ранневизейского века включительно. 2) С конца визейского века – длительный режим интенсивно погружавшейся пассивной континентальной окраины на площадях современного Верхоянья, Кулара и Яно-Индигирского междуречья. Начало формирования мощного (> 16 км толщиной) верхоянского комплекса палеодельт, осадков шельфа, конусов выноса на континентальном склоне и у подножия этого склона дна котловинного окраинного моря. Гигантское количество веществ, переносимых тремя крупными реками: с северо-западной (Анабарской) суши, с запада и юго-запада, по палеодолине современного русла р. Вилюя (истоки в позднем палеогене продвинулись на запад, к Енисейскому кряжу и современной Алтае-Саянской области) и вдоль современного р. Алдана (из Алдано-Становой области). Интенсивное погружение, незавершенность диа-

генетических процессов и формирование глубинно-катагенетической зональности в песчаниках и алевропелитовых отложениях: иллит-хлорито-кварцевых цементов, конформно-регенерационных структур в песчаниках, полных трансформаций смектитов в иллиты и корренситы в аргиллитах и пр. 3) Активизация суперплюма в Западной Сибири [1], повлекшая за собой воздымание водосбора, частичную регрессию, трапповый магматизм и очаги вулканизма в Палеоверхоянском ОБ в начале триаса. Импульс локальных усилений динамотермальной измененности пород палеозоя: зарождение микроструктур рекристаллизационно-грануляционного бластеза терригенного и аутигенного кварца в некоторых песчаниках перми и среднего-позднего карбона, резкое их отличие от измененности пород триаса и юры. 4) Продолжение интенсивного погружения (с последовательными смещениями осей прогибов к северо-востоку) от оленекского века до начала поздней юры эпохи включительно и глубинно-катагенетические преобразования пород, аналогичные таковым 1-го этапа. 5) Коллизионный этап (орогенный) на протяжении позднеюрской и раннемеловой эпох. Складчатость, стресс. Следствием их высокой энергетики служил палингенез, выплавке гранитов в фундаменте ОБ и подъем горячих флюидов – терригенные купола, запечатленные в локальных ареалах зонального метаморфизма и метагенеза [2]. Там изограды фаций: амфиболитовой, зеленосланцевой и метагенетической стадии породных изменений совместно пересекают стратиграфические и фациальные границы и наложены на разные уровни прежних катагенетических и метагенетических преобразований верхоянского комплекса. В зонах метагенеза – повышенная Au-носность. 6) Надвигание складчатых сооружений на перикратонные прогибы перед началом (или в начале) позднемеловой эпохи. Кристаллобластез поздней генерации в песчаниках палеозоя и мезозоя, кливаж. 7) Несколько этапов горообразования и пауз, до антропогена включительно. Инверсия гидрогеологических режимов и ее следствие – регрессивно-эпигенетические низкотемпературные изменения пород (пятнистая кальцитизация, анкеритизация и другие афациальные минеральные новообразования).

3. Описанные нами [4] этапы литогенеза на севере Западной Сибири коррелируются с верхоянскими событиями в такой последовательности. 1) Орогенный этап позднего палеозоя и сопутствующий ему орогенный эпигенез (катагенез + метагенез) карбонатных и вулканогенно-терригенных комплексов фундамента Западно-Сибирского ОБ. 2) Активизация суперплюма (по [1]) и рифтогенный этап раннетриасового раскола позднепалеозойского сводового поднятия. Резкое увеличение геотермального градиента вплоть до раннеметаморфических изменений базальтоидов и их туфов. Отголоски этой термодинамической активизации проявились в 3-м этапе геодинамической истории Верхоянья (см. выше). 3) Раннеплитный (пострифтовый) этап – от среднего триаса до средней юры включительно. Катагенез погружения, вплоть до достижения признаков его глубинной стадии, близок к осо-

бенностям аутигенных новообразований в верхоянском комплексе на его 4-м этапе. 4) Собственно-плитный этап – поздняя юра, мел и ранний палеоген – это новообразования стадии катагенеза погружения плюс локально наложенные высокотемпературные изменения метагенеза (бластез кварца), зафиксированные вблизи разломов палеорифтовых впадин – притоки тепла и флюидов из фундамента ОБ, проявления силлового магматизма. Возможно, синхронизируются с коллизионными и орогенными процессами Верхоянья, см. его 5 и 6-й этапы. 5) Инверсионный этап перестроек структуры ОБ в кайнозое, связываемый с формированием Арктического и Атлантического океанов. Северные борта ОБ со среднего эоцена начинают воздыматься на несколько сотен метров. Инверсия гидрогеологического режима и ее последствия – аналогичные верхоянским регрессивно-эпигенетическим изменениям (афациальные, явно наложенные признаки карбонатизации).

4. Историко-геологические этапы седиментации, литогенеза и наложенных породных изменений (метагенез, метаморфизм, регрессивный эпигенез) в общих чертах поддаются синхронизации, несмотря на то, что процессы породообразования и породных изменений чрезвычайно многофакторны. По-видимому, главные факторы влияния на седименто-, литогенез и метаморфизм подчинены главному «режиссеру» – глубинной геодинамике крупных блоков земной коры. Она же (геодинамика) во многом определяет металлогеническую специализацию осадочных формаций. Следовательно, охарактеризованные нами направления исследований перспективны для их дальнейшего развития.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН.1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
2. *Япаскурт О.В.* Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
3. *Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.
4. *Япаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивавшихся Северосибирских палеобассейнах мезозоя. Статья 1. Рифты и пострифтовые структуры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 69–81.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ С ГУМИДНЫМ ТИПОМ ЛИТОГЕНЕНЗА

С.Б. Шишлов

Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет), г Санкт-Петербург, e-mail – sshishlov@mail.ru

В разрезах верхнего палеозоя Таймырского, Тунгусского и Печорского бассейнов выделены тысячи трансгрессивно-регрессивных пос-

ледовательностей слоев – *циклотем,* мощностью от 3 до 40 м. По особенностям слоевой структуры они разделены на 6 групп. Привлечение материалов о современных процессах осадконакопления позволило показать, что выделенные группы являются результатом функционирования седиментационных систем глубоководного шельфа, открытого мелководья, изолируемого мелководья, лагуны, дельты и флювиального потока – обстановок со специфическими чертами процессов поступления, сортировки, накопления и первичной переработки осадков.

Седиментационная система глубоководного шельфа функционирует ниже базы волнений. Здесь основным способом осадконакопления является осаждение частиц из взвеси. В начале трансгрессии у подножья берегового склона мутьевые потоки формируют градационные псаммито-алевро-пелитовые циклиты. По мере увеличения глубины бассейна и сокращения объемов континентального стока доля псаммитовой составляющей падает. Область накопления пелитовых осадков из неконцентрированной взвеси расширяется. Падение уровня моря и усиление континентального стока приводят увеличению доли алевритов и псаммитов. У прибрежного склона возобновляется накопление градационно сортированного псаммито-алевро-пелитового материала.

Седиментационная система открытого мелководья возникает выше базы волнового воздействия при значительном уклоне донного профиля у приглубого побережья или на фронте барового поля. Ведущим фактором осадконакопления здесь являются возвратно-поступательные движения нормально соленых вод. Интенсивность их воздействия на дно контролирует глубина, которая определяет расположение зон накопления частиц различной гидравлической крупности. В начале подъема уровня моря у уреза воды из материала, поступающего преимущественно со стороны моря, накапливаются пески, содержащие детрит морской фауны. Оказавшись ниже базы волнений, они перекрываются алевро-пелитами. Развитие регрессии приводит к росту континентального стока. У подножья берегового склона из материала, мобилизуемого штормами и перемещаемого вниз гравитационными потоками, формируется серия градационных псаммито-алевро-пелитовых циклитов. В прибрежной зоне пески с детритом наземных растений образуют наращивающийся от берега пляж или бар.

Седиментационная система изолируемого мелководья существует при таком наклоне поверхности дна, который оказывается достаточно пологим для возникновения в течение регрессии вдольбереговых баров, но еще слишком крутым для их сохранения при трансгрессии. В результате, на финальной стадии регрессии, в небольших опресненных лагунах с низкой гидродинамикой накапливаются алевро-пелиты, а у уреза воды формируются гидроморфные почвы с горизонтом торфяников. Подъем уровня моря, начинающий следующий седиментационный цикл, приводит к заиливанию торфяников пелитовым материалом. Затем бар разрушается, и у берега из песчаных наносов

формируется пляж открытого побережья. Аналогичная седиментационная система может функционировать в пределах сложно построенного барового поля.

Седиментационная система лагуны формируется на отмелых побережьях. Здесь во время трансгрессии бар не разрушается, а мигрирует в сторону берега, продолжая защищать лагуну и ее заболоченные побережья от действия вод открытого бассейна. При этом образовавшиеся ранее торфяники последовательно перекрывают пелиты, псаммит-алевриты и псаммиты. На регрессивной фазе седиментации бар смещается в сторону бассейна, и лагуну последовательно заполняет псаммит-алевритовый и пелитовый материал, который становится субстратом гидроморфного почвообразования и торфонакопления.

Седиментационная система дельты возникает в зоне взаимодействия флювиального потока с водами приемного бассейна (открытого моря или лагуны). Ее функционирование определяют миграция дельтовых проток при образовании энергетически выгодных путей стока, переработка поступающего материала волнениями и погружение дельтовых лопастей при уплотнении образующих их осадков. Процесс повышения уровня моря приводит к переработке волнениями отложений отмершей дельтовой лопасти. При этом у берега формируется песчаный пляж, а более подвижный алевро-пелитовый материал осаждается ниже базы волнений. Прорыв речного потока на участке с максимальным уклоном начинает формирование новой дельтовой лопасти, которая выдвигается в сторону приемного бассейна. По мере удаления от берега и увеличения глубины, последовательно осаждаются псаммитовая, алевритовая и пелитовая фракции твердого стока. Алевро-пелиты накапливаются ниже базы волнений, образуя продельту. Алавро-псаммиты образуют склон дельты, по которому перемещаются оползни и мутьевые потоки. У берега сортируемые волнениями песчаные частицы формируют дельтовую платформу, прибрежная часть которой заболачивается. Возникновение новой протоки приводит к отмиранию дельтовой лопасти и началу нового цикла развития этой седиментационной системы.

Флювиальная седиментационная система функционирует на побережье благодаря миграции и изменениям динамики однонаправленного пресноводного потока. Падение уровня моря стимулирует донную эрозию. При этом «тонкие» частицы уносятся в бассейн, а гравийно-галечный материал образует псефитовый перлювий. Приближение уклона русла к профилю равновесия приводит к развитию боковой эрозии и формированию флювиальной долины. В пристрежневой части русла накапливаются псаммиты. Их перекрывают алевропелитовые отложения плесов и поймы. На заболоченных участках в приустьевой части долины накапливается торф, а подстилающие отложения изменяются процессами гидроморфного почвообразования. Чуть дальше от устья по дренируемым отложениям формируется профиль аэрируемых почв.

Трансгрессивно-регрессивный цикл эволюции каждой седиментационной системы приводит к образованию элементарной литомы – геологического тела, представляющего собой закономерную ассоциацию слоев. Таким образом, позднепалеозойские толщи Таймырского, Тунгусского и Печорского бассейнов можно рассматривать как совокупность элементарных литом глубоководного шельфа, открытого мелководья, изолируемого мелководья, лагуны, дельты и флювиального потока. Особенности строения элементарных литом каждого типа отражают идеальная циклотема (полная последовательность слоев) и профиль, показывающий основные закономерности латеральных изменений слоевой структуры циклотем одной группы.

Анализ многочисленных отечественных и зарубежных публикаций, посвященных обстановкам и цикличности осадконакопления, позволяет заключить, что рассмотренные выше седиментационные системы определяли слоевую структуру толщ, формировавшихся в эпиконтинентальных бассейнах с гумидным типом литогенеза, вне зависимости от их возраста и географического положения. В этих бассейнах могли существовать следующие латеральные ряды седиментационных систем: глубоководный шельф → открытое мелководье → берег; глубоководный шельф → изолируемое мелководье → берег; глубоководный шельф → дельта → флювиальный поток; глубоководный шельф → бар (открытое или изолируемое мелководье) → лагуна → берег; глубоководный шельф → бар (открытое или изолируемое мелководье) → лагуна → внутрилагунная дельта → флювиальный поток.

ОСОБЕННОСТИ ВИЗЕЙСКОГО УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ В ПОДМОСКОВНОМ И ДОНЕЦКОМ БАССЕЙНАХ

В.Ф. Шульга[1], **М.Г. Панкова**[2]

[1]*Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail – vitaly@shulga.com.ua*
Украинский геологоразведочный институт (Днепропетровское отделение), г. Днепропетровск, e-mail – dvdgri@mail.ru

В опубликованной более полувека тому назад статье [3] Ю.А. Жемчужниковым были изложены основные черты нижнекарбонового (визейского) угленакопления, отличающегося широким развитием матовых и полуматовых углей, большим содержанием в них спор, повышенной зольностью, а также низкой спекаемостью. Значительное распространение в углях спор объяснялось усиленным разложением и вымыванием лигнино-целлюлозного материала в условиях проточных болот. Сравнительный анализ условий визейского углеобразования Подмосковного (ПБ) и Донецкого (ДБ) бассейнов позволяет внести некоторые коррективы в существующие по этому вопросу представления.

Состав углей ПБ и ДБ

Компоненты группы	Бассейн	
	ПБ	ДБ
Витринита	47	57
Инертинита	28	21
Липтинита	25	22
Зольность	30–35	10–12

Из приведенной таблицы следует, что угли ПБ и ДБ характеризуются сходством вещественного состава: повышенным содержанием компонентов группы инертинита и липтинита и пониженным – группы витринита. В то же время зольность визейских углей ПБ в три раза превышает таковую углей ДБ.

Реконструкции условий торфонакопления показали [1, 5, 6], что в ПБ материнское вещество углей в основном накопилось в обводненных и среднеобводненных проточных и сильно проточных торфяных болотах в условиях постоянного доступа кислорода, деятельности микробов и выноса большей части гуминовых кислот. В такой обстановке происходило интенсивное разложение растительного вещества и в результате вымывания его проточной водой – обогащение органической массы наиболее стойкими от разрушения микрокомпонентами группы липтинита (спорами, кутикулой и др.). Это обусловило формирование наиболее распространенных в ПБ споровых дюреновых, кларено-дюреновых углей. Значительная обводненность и проточность болот способствовали привносу в палеоторфяники большого количества терригенного материала и увеличению зольности углей. Среди растений-углеобразователей преобладали древесные формы плаунов.

Для восстановления обстановок визейского торфонакопления в ДБ был разработан палеоэкологический метод интерпретации палинолого-углепетрографических исследований [4]. При этом представилась возможность выделения палеоэкологических циклов торфонакопления, отражающих развитие растительных ассоциаций и условия обводненности торфяных болот, т.е. обстановок формирования угольных пластов. Установлено, что в визейский век в ДБ органическая масса углей в основном накапливалась в застойных, слабопроточных топяных и реже лесотопяных болотах с небольшой обводненностью и ограниченным поступлением в них терригенного материала. В таких условиях были широко распространены аэробные процессы разложения исходного растительного вещества, определившие преимущественно дюреновый и кларено-дюреновый состав углей. В отличие от ПБ визейские палеоторфяники ДБ в основном были заселены травянистыми плауновидными растениями (селагинеллами). В среднем карбоне ДБ торфонакопление происходило преимущественно в лесных обводненных и сильно обводненных застойных торфяных болотах, а основными рас-

тениями-углеобразователями являлись древовидные плауновидные. Травянистые формы лепидофитов имели ограниченное развитие.

Вышеизложенный материал свидетельствует о возможности образования сходных по составу углей в различных обстановках торфонакопления. С другой стороны он указывает на решающее влияние на вещественный состав визейских углей ПБ и ДБ степени обводненности и проточности болот, а не климатического фактора [2].

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 570 с.
2. *Егоров А.И.* Эволюция климата, растительности и размещения различных типов позднепалеозойских углей на территории СССР // Угленосные формации верхнего палеозоя СССР. М.: Недра, 1975. С. 31–41.
3. *Жемчужников Ю.А.* Развитие угленакопления в геологической истории // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 3. С. 57–82.
4. *Панкова М.Г.* Реконструкція умов карбонового торфонакопичення за палінологічними та вуглепетрографічними даними (на прикладі Донецького басейну). Автореф. дис. ... кандидата геолог. наук. Дніпропетровськ, 2007. 19 с.
5. *Яблоков В.С., Гвоздева Н.П., Кочетова В.И. и др.* Атлас углей Подмосковного бассейна. Т. I. Тула: ЦБТИ, 1962. 196 с.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ НАКОПЛЕНИЯ СЛАНЦЕНОСНОЙ ТОЛЩИ АМ. ЗОНЫ PANDERI В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Е.В. Щепетова

Геологический институт РАН,
г. Москва, e-mail – shchepetova@ginras.ru

На Русской плите (РП) обогащенные органическим веществом (ОВ) отложения волжского яруса – горючие сланцы ам. зоны Panderi (J_3vlg_2) – развиты на значительной территории (от Каспийского до Баренцева моря). До сих пор причины и механизмы их образования остаются не вполне ясными. На начальном этапе изучения [3] они рассматривались как генетически единые образования, однако многочисленные более поздние реконструкции (основанные, как правило, на узкорегиональном материале) допускают возможность реализации разных генетических моделей. Для выяснения общих закономерностей и оценки влияния местных факторов на седиментацию были в сравнительном аспекте изучены представительные разрезы разных частей волжского палеоводоема – в Среднем Поволжье, Костромской области и на юге Республики Коми.

Во всех изученных разрезах сланценосная толща устанавливается благодаря отчетливой горизонтально-слоистой структуре, в которой

пласты горючих сланцев выделяются своей темной коричневой окраской и ясно выраженной плитчатой отдельностью, залегают на различных уровнях и разделяются глинистыми отложениями, заметно более светлыми по окраске и массивными по облику.

Характерной чертой структуры толщи является ее ярко выраженная цикличность. Элементарный циклит (мощность от первых дм до 1 м) характеризуется контрастным распределением $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в слагающих его пластах. В наиболее полном виде циклит состоит из трех элементов. Нижний – представлен высокоуглеродистыми породами (горючими сланцами), верхний – светло-серыми глинисто-карбонатными отложениями, наиболее сильно обогащенными $CaCO_3$ и практически без ОВ; темно-серые породы среднего слоя темно-серые и имеют переходные характеристики между горючими сланцами и карбонатными глинами (содержат промежуточные концентрации Сорг и $CaCO_3$ по сравнению с нижним и верхним элементами циклита). Границами между циклитами являются подошвы сланцевых пластов – резкие и отчетливые, тогда как внутри циклитов переходы между пластами гораздо более постепенные.

Подобные циклиты часто связывают с «циклами Миланковича», что служит скорее указанием на масштаб наблюдаемой периодичности, так как механизмы реализации этой связи подробно не раскрываются. Мы предполагаем, что образование седиментационных циклитов контролировалось короткопериодными флуктуациями уровня моря (на примере современных природных и искусственных водоемов показано, что именно этот фактор по комплексу следствий является наиболее стрессовым, в особенности – для обитающей в этих водоемах биоты). Амплитуда колебаний уровня моря, очевидно, не превышала нескольких метров. Эти флуктуации в свою очередь могли быть более непосредственно связаны с астрономическими циклами. Резкие контакты слоев сланцев с подстилающими отложениями и, напротив, их плавные переходы к вышележащим элементам циклита позволяют предполагать, что образование циклитов начиналось с трансгрессивных эпизодов, а заканчивалось падением уровня моря и небольшим размывом накопившихся осадков (в кровле циклитов).

В строении сланценосной толщи из разных районов РП устанавливаются близкие по своим морфологическим признакам следы седиментационных перерывов, часто они сопровождались размывом уже отложившихся осадков. Это приводило к концентрированию на разных уровнях относительно крупных компонентов осадков (раковин аммонитов, ростров белемнитов, скоплений створок раковин и их фрагментов, фосфоритовой гальки) т.е. к образованию *горизонтов конденсации* [1]. Вновь выведенные на поверхность дна отложения (до некоторой степени уплотненные, хотя все еще пластичные) подвергались – иногда в весьма существенной степени – переработке зарывающимися организмами, в результате чего формировались *поверхности типа «softground»* [4]. В отложениях, в течение длительного времени оста-

вавшихся вблизи границы раздела морская вода-осадок, возникали специфические геохимические условия, благоприятные для развития аутигенных минеральных новообразований (кальцита, глауконита, фосфатов, пирита); полной или частичной (в виде конкреций и стяжений разной размерности) цементации глинистого матрикса, уничтожающей первоначальную текстуру осадков. При размывах конкреции (фосфатные, глауконитовые) вместе с биокластами концентрировались в горизонтах конденсации, а при активной биотурбации – «затаскивались» в глинистые осадки, искажая первоначальный седиментационный облик отложений.

Различия в строении изученных нами разрезов сланценосной толщи, формировавшейся в разных частях бассейна, в первую очередь определяются степенью сохранности седиментационной цикличности.

Так, известные (стратотипические) разрезы волжского яруса в Среднем Поволжье – «Городище» (5.6 м) и «Кашпир» (3.3 м) – являются в значительной степени сокращенными разрезами и не в полной мере отражают осадочную историю формирования сланценосной толщи: следы перерывов в них наиболее многочисленны и разнообразны. Этот тип разрезов формировался в наиболее мелководной обстановке с дискретным режимом седиментации: дно бассейна находилось вблизи базиса воздействия штормовых волн или придонных течений (~ 20–50 м).

Гораздо большая полнота седиментационной летописи присуща отложениям сланценосной толщи в разрезе д. Ивкино (5.6 м), расположенном на правобережье р. Унжи (левый приток р. Волги, Костромская обл.), на территории, известной как Мантуровская группа месторождений волжских горючих сланцев. Гранулометрический состав отложений здесь выдержан в тонких фракциях (в основном пелитовых, количество алевритовой примеси в них незначительно). Признаки размыва и конденсации отложений проявлены слабо, к ним могут быть отнесены лишь единичные уровни, вдоль которых относительно часто встречаются мелкие ростры белемнитов. В разрезе выделяется 17 хорошо сохранившихся циклитов. Эта область седиментации, в отличие от Среднего Поволжья, соответствовала, по-видимому, относительно более глубоким (50–100 м) частям водоема, и накапливавшиеся здесь отложения большую часть времени оставались вне зоны активных придонных течений и ниже базиса штормовых и обычных волн.

По особенностям строения и составу отложений разрез сланценосной толщи, развитой в Костромской области, близок нижней части ее разрезов в Сысольском сланценосном районе на юге Республики Коми, известной как «сероцветная пачка» [3]. Фрагменты этой пачки можно наблюдать в обнажениях правого берега р. Сысола у д. Иб и по р. Важью у д. Поинга), однако в этом районе первичный характер напластования толщи более значительно нарушен синседиментационными размывами и конденсацией.

Чувствительность обстановок осадконакопления морского водоема времени Panderi к малоамплитудным колебаниям уровня, отразившаяся в цикличном строении сланценосной толщи, была очевидно обусловлена крайне мелкими глубинами этого бассейна. Различия в частоте и интенсивности проявления дискретных гидродинамических событий в разных его частях могут быть объяснены взаимодействием мелкой глубины, неровного ложа и прогрессирующего обмеления (на фоне общего долговременного тренда, отчетливо проявившегося на РП в конце поздней юры).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-65282).

Литература

1. *Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П.* Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. М.: Изд-во МГУ, 2002. 163 с.
2. *Лыюров С.В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
3. *Страхов Н.М.* Горючие сланцы зоны Perisphinctes panderi d'Orb. (Очерк литологии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII, вып. 2. С. 200–248.
4. *Bromley R.G.* Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications (Second Edition). London: Chapman and Hall, 1996. 361 p.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ЗЕРЕН ПО ГИДРАВЛИЧЕСКОЙ КРУПНОСТИ – ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

Э.С. Щербаков[1], Ю.В. Глухов[2]

[1]Коми государственный педагогический институт, г. Сыктывкар
[2]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail – glukhov@geo.komisc.ru

Соосаждение минералов с разными удельным весом, размерами и формой частиц названо гидравлическим эквивалентом (Rubey, 1933) или гидравлической крупностью (Львович, 1938). Последовательность осаждения минералов с разной гидравлической крупностью Дж. Гриффитс (1971) изобразил в виде графика, а Ховард и Рейнек (1972) показали, что в фациальном ряду от тыловой зоны пляжа до нижней зоны дальнего прибрежья о. Сапело минералы убывают в таком порядке: эпидот; роговая обманка → силлиманит → ставролит → гранат, а далее содержание циркона растет.

Аналогичная последовательность осаждения акцессорных минералов была установлена в отложениях такатинской свиты нижнего девона на западном склоне Северного Урала, где в фациальном ряду, аллювий – мелкое море, крайними членами являются лейкоксен и циркон, содержания которых изменяются для лейкоксена от 70 % в аллю-

вии до 0 в отложениях мелкого моря, а для циркона наоборот. Такое распределение минералов характеризует каждую фацию определенным сочетанием минеральных видов, на основании чего была построена динамическая диаграмма (Э. Щербаков, 1973, 1977).

С помощью этой диаграммы показано, что псефиты пижемской свиты Среднего Тимана, слагающие алмазоносную россыпь Ичетью, образуют древние конусы выноса. К главным минералам в конусах выноса относятся лейкоксен (ось ординат), а также ильменит и циркон (ось абсцисс). На северо-востоке россыпи край крупного конуса выноса размыт и замещен отложениями мелкого моря с двумя полосами баров. В конусе выноса преобладает лейкоксен, в ближнем баре ильменит, а в удаленном – циркон.

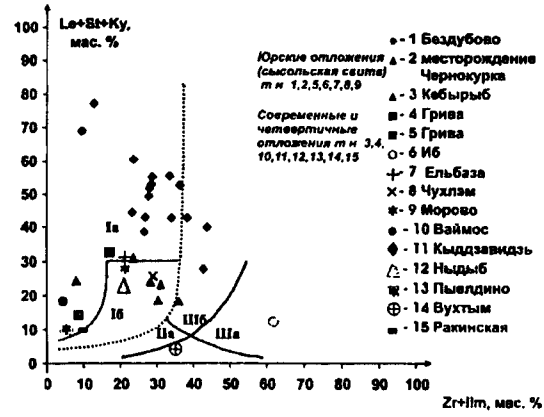
Таким образом в девонских отложениях Урала и Тимана сформировались циркон-лейкоксеновая, лейкоксен-циркон-ильменитовая и лейкоксен-ильменит-цирконовая макроассоциации, в которых более мелкие ассоциации отвечают фациям.

Терригенная толща средней юры, сысольская свита, распространена в Западном Притиманьи и в пределах Тимано-Печорского седиментационного бассейна. В сысольской впадине в основании свиты залегают золотоносные псефиты, охарактеризованные ильменит-ставролит-кианитовой ассоциацией. Они перекрыты песками с диагональной и S-образной слоистостью. В тяжелой фракции этих пород вместе с лейкоксеном, ильменитом и цирконом присутствуют и, нередко, преобладают кианит и ставролит, вместе с которыми встречаются гранат и эпидот. Ставролит и кианит по гидравлической крупности и гидродинамической устойчивости близки к лейкоксену, тогда как гидродинамическая устойчивость эпидота вдвое меньше, чем у указанных минералов. В связи с этим на диаграмме (рисунок) содержание эпидота не учитывается. Фигуративные точки образцов на диаграмме образовали совокупность в пределах поля направленных водных потоков на суше, кроме одного образца из разреза Иб, пески которого имеют явно мелководное морское происхождение. Кроме того, на диаграмме видно, что на формирование минеральных ассоциаций золотоносных псефитов (Бездубово) и стекольных песков (Чернокурка) оказала влияние гранулометрия осадков и динамика среды осаждения.

На территории Тимано-Печорского седиментационного бассейна в келловейском веке накапливались глины, алевриты и реже и пески, поэтому для характеристики седиментационных процессов удобнее использовать эпидотовый индекс E = (% эпидота) / (% ильменита).

В глинисто-алевролитовых отложениях, отвечающих нижней зоне дальнего прибрежья (Хорейверская впадина), этот индекс колеблется от 0 до 1 (ильменитовая макроассоциация). В песчаниках и алевролитах Шапкино-Юръяхинского вала, которые следует рассматривать как бары дальнего прибрежья E изменяется от 1 до 2, а в глинах, разделяющих песчаные тела, возрастает до 3 и более (ильменит-эпидотовая макроассоциация). В песчаных телах, накапливавшихся в условиях

Динамическая диаграмма зависимости содержаний суммы циркона и ильменита (Zr + Ilm) от суммы лейкоксена, ставролита и кианита (Le + St + Ky).



I – поле осадков, отлагавшихся под действием направленного потока на суше и в прибрежной части: Ia – речные и дельтовые осадки, Iб – осадки временных потоков, их выносов в мелководные водоемы (озера) и бассейновse осадки; II – поле осадков, образовавшихся в относительно спокойных гидродинамических условиях. IIa – лагунные, IIб – осадки морских течений и относительно глубоководных отложений; III – поле интенсивных движений морской воды: IIIa – осадки волнений морского мелководья, IIIб – баровые и дельтовые осадки.

Условные обозначения пунктов отбора проб: юрские отложения (сысольская свита, J_2ss): 1 – Бездубово, 2 – месторождение Чернокурка, участки Придорожное, Межег; 5 – Грива; 6 – Иб; 7 – Чухлэм; 9 – Морово; современные и четвертичные осадки: 3 – Кебырыб; 4 – Грива; 10 – Ваймос; 11 – Кыддзавидзь; 12 – Ныдыб; 13 – Пыёлдино 14 – Вухтым; 15 – Ракинская.

высоких скоростей седиментации, Е колеблется от 6 до 30 (эпидотовая макроассоциация).

Таким образом, состав тяжелой фракции обломочных пород не только отражает петрофон источников сноса, но и иллюстрирует динамику среды осадконакопления, т.е. характеризует седиментационные процессы. Эта характеристика может быть представлена в виде динамической диаграммы для псаммитов и псефитов или же в виде отношения главных минералов (индексов или коэффициентов) для алевролитов и алевролито-глинистых пород.

ПЕЛЛЕТОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ ТАМАНИ – ПРОДУКТЫ БИОФИЛЬТРАЦИИ И БИОСЕДИМЕНТАЦИИ?

М.Н. Щербакова

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – litology@geol.msu.ru

Как известно, карбонатолиты по распространению занимают около 20 % осадочной оболочки Земли, т.е. являются одной их главных групп соответственно осадочных пород. В структурной классификации известняков В.Т. Фролова [5] обозначены биогермные известняки, в том числе копролитовые (или пеллетовые) разности. Последние

сложены округлыми шарообразными или удлиненными, нередко цилиндрическими агрегатами микритового по размеру материала, агригированного в кишечнике илоедов или планктоноедов и в какой-то степени сцементированного.

Параллельно используемые термины: «пеллоидные» (Кузнецов В.Г., 1998), «пелоиды» (Фортунатова Н.К., 2005), «копрофоссилии» (Михаилова И.А., Бондаренко О.Б.), «пелетоиды» (Кузнецов В.Г., 2007).

Видимо, подобные образования были обнаружены нами при изучении разреза миоценовых отложений Черноморского побережья Тамани среди отложений караганского яруса среднего миоцена (N_1^2krg), а также сарматского яруса среднего и верхнего миоцена ($N_1^3sr_{2-3}$).

Еще в 1903 г. при описании разреза *среднего* отдела *сарматского яруса* Н.И. Андрусов [1] писал: «глинам и мергелям бывают подчинены многочисленные тонкие прослойки своеобразного доломитизированного мелкопористого известняка, состоящего из склеенных между собой очень мелких колбасообразных трубочек. Трубочки эти, вероятно, органического происхождения, но мне не удалось решить какими организмами они произведены». Н.И. Андрусов назвал их «травертиноподобными», «червячковыми». Мы установили, что «червячковая» порода выступает как в виде «мощных» слоев (до 30–45 см), то так и в виде тоненьких слойков (1–2 мм), причем число таких прослоек среди глин (мощностью 0.5 м) превышает 10–15.

Термин «червячковая свита» вошел в стратиграфические словари: в одном из них [3] было указано, что термин отвечает определенной текстуре известняков и соответствует *верхней части среднего сармата.* В другом словаре [4] – «червячковая свита» датируется *нижней частью верхнего сармата.* Действительно, пеллетовые известняки устанавливаются и в средне- и в верхнесарматской части разреза и ниже – среди пород среднего миоцена.

В 1950–1990-х гг. термин «червячковая свита» использовался при документации сарматских отложений (то средне-, то верхнесарматских), вскрытых скважинами восточнее Тамани. Интересно, что в ходе бурения в ряде скважин в породах сармата в т.н. «органофлюидолитах» была установлена пропитанность пор и трещин нефтью.

В 1983 г. на Всесоюзном совещании «Биоседиментация в морях и океанах», в предисловии, написанном А.П. Лисицыным [2], было сказано: «процессы ассимиляции и биосорбции в океане дополняются процессами биофильтрации – отделении взвешенных веществ от воды и их концентрация в виде крупных комков-пеллетов». Обращалось внимание на то, что «процессы биофильтрации играют решающую роль в осаждении и транспортировке экспрессным путем не только собственно биогенного, но и терригенного материала, поскольку фильтраторы не могут их разделять». Фильтрационная система зоопланктона имеет (на что особо обратил внимание А.П. Лисицын) огромные масштабы: весь объем воды океана от поверхности до дна профильтровывается за срок менее года. Далее он писал (что для нас очень ин-

тересно) «воды деятельного слоя (0–200 м) отфильтровываются за год *многократно* (10–15 раз)». Указывалось, что «представления об огромных масштабах биофильтрации и потоке пеллетового материала поверхность–дно получили количественные подтверждения при исследованиях с помощью седиментационных ловушек. Обращалось внимание на то, что «практически весь осадочный материал в пелагиале накапливается не прямым осаждением «частица за частицей», как ранее считали, а удаляется биофильтрацией и транспортируется в толще в виде крупных комков-пеллетов...» Прямые наблюдения показали, что никакого «дождя трупов» в океане нет.

Структура изученных нами пеллет от мелко- до среднезернистой. Отдельные пеллеты, видимо, за счет аккреции (слипания) связаны в комки. Промежутки между ними сложены крупнокристаллическим кальцитом. Количество пеллет в породе до 30–35 %. В глинистых известняках их меньше – до 5–10 %.Пеллетовые известняки характеризуются высокой пористостью.Иногда поры заполнены гипергенным гипсом. Присутствует небольшое количество песчано-алевритовых зерен кварца (до 2 %), чешуек слюды (1 %), зерен глауконита (1–2 %), пирита. Встречаются биокласты – остракоды, фораминиферы, спикулы кремневых губок, фрагменты двустворок, чешуйки рыб.

Известно, что в водной среде океанов и морей находятся «облака» взвеси, т.н. «нефелоиды» (придонный слой воды на континентальном склоне и подножии содержит взвешенные частицы глинистой фракции и органического вещества.Толщина этого слоя, по литературным данным, – от 200 до 1000 м). Как представляется, осаждение этих облаков происходит за счет биофильтрации и биоседиментации в виде пеллетного транспорта комков-пеллетов.

Итак, видимо, временами воды деятельного слоя отфильтровавались активно, формируя «мощные» горизонты пеллетовых известняков, на других этапах (когда больше поступало глинистого, терригенного материала) они формировались многократно, но слабо, образовывая «маломощные» слойки.

Указанным проблемам были посвящены некоторые доклады, прочитанные в 2007 г. на школе по морской геологии в ИО РАН (в т.ч. доклад автора [6]).

Литература

1. *Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Таманском полуострове // Материалы по геологии России. СПб.: Геолком, 1903. Т. 21. С. 257–381.
2. Биоседиментация в морях и океанах. Тез. докл. Всес. совещ. М.: ОИ АН СССР, 1983. 246 с.
3. Стратиграфический словарь СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 1059 с.
4. Стратиграфический словарь СССР. Л.: Недра, 1982. 474 с.
5. *Фролов В.Т.* Литология. М.: Изд-во МГУ, 1993. Кн. 2. 224 с.
6. *Щербакова М.Н* Пеллетовые известняки – продукты биофильтрации? // Материалы XVII Межд. научн. конф. (Школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2007. Т. I. С. 294–295.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В ПРЕДОСТРОВОДУЖНОМ БАССЕЙНЕ

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail – bivrmyrzb@mtu-net.ru

Объектом для исследований послужил вулканогенно-осадочный комплекс предостроводужного бассейна островной дуги хребта С. Кумроч [2]. Комплекс представлен турбидитно-гемипелагическими отложениями уколкинской толщи верхнего кампана-маастрихта, сформированной в условиях расчлененного рельефа внешнего склона вулканической дуги. Детально изучались разрезы тектонических блоков в нижнем течении руч. Кумроч, где они представлены ритмичным, от тонкого до крупного, переслаиванием измененных пепловых кристалловитрокластических туфов (8–20 см), туффитов (3–5 см) и туфоалевропелитовых ритмитов (1–5 см). Текстуры слоистые: горизонтальные, косые, волнистые, линзовидные, градационнные и конволютные. Характерны многослои тефротурбидитов. Текстурные особенности пород рельефно выступают благодаря цеолитизации пепловых частиц. Строение и состав комплекса в этих разрезах свидетельствуют о неспокойной склоновой обстановке седиментации на удалении от субаэральных вулканических центров, по-видимому в депрессионной зоне, где происходило сгруживание материала подводных автокинетических потоков с формированием линз (1.5 × 3.0 м) измененного пепла. Массированное поступление кристалло- и витрокластического пепла могло быть обеспечено, в том числе и за счет подводных направленных вулканических взрывов, сопровождаемых выделением большого количества флюидов. Флюиды могли стимулировать раннее постэксплозивное преобразование пепла в морском бассейне. Текстурные особенности пород не противоречат представлениям об участии в седиментационных процессах уже цеолитизированных пепловых сегрегаций (рис. 1). Цеолит представлен ломонтитом $[Ca_{3\,87}(Al_{7\,95}Si_{16\,08}O_{48})16H_2O]$. Ломонтит псевдоморфно заместил витрокласты и кристаллокласты плагиоклазов только в сегрегациях с плотной упаковкой и сцеплением пепловых частиц. При этом призматические микрокристаллы ломонтита ориентированы преимущественно вдоль изогнутых поверхностей стекловатых частиц. Апопеловые псевдоморфозы сцементированы микрозернистыми агрегатами халцедона (97.81 SiO_2; 2.37 Al_2O_3; 0.13 CaO; 0.16 FeO) в сочетании с неравномерно распределенными пелитоморфными скоплениями пренита. Изолированные кристаллокласты основного плагиоклаза (An_{63_72}) сохраняются неизмененными. В случае соприкосновения двух-трех зерен плагиоклазов они замещаются пренитом $[Ca_{1\,99}(Fe^{3+}{}_{0\,23}Al_{1\,69}Si_{3\,05})O_{10}(H_2O)_2]$. Неравномерно распределены в породе микрочешуйчатые скопления

Рис. 1. Снимок текстуры породы уколкинской толщи. Светлое – сегрегации апопепловых ломантитов.

зеленого плеохроичного селадонита [$K_{0.77}Ca_{0.01}(Mg_{0\,84}Fe_{0\,73}Al_{0\,43}Si_{4\,0})O_{10}(OH)_2$].

Апопепловые сегрегации в туффитах состоят из псевдоморфно цеолитизированных тесно соприкасающихся кристаллокластов плагиоклазов (25–80 мкм), реже витрокластов. Их вмещает селадонит-кварц (халцедон)-пренитовая пелитоморфная масса со смектитом и остатками сохранившихся пепловых частиц темноцветных минералов, преимущественно роговых обманок. В пределах цеолитовых сегрегаций частицы темноцветных минералов в 3–4 раза мельче, чем замещенные цеолитом плагиоклазы. Темноцветные минералы сохраняются совершенно неизмененными, выступают как пойкилобласты в цеолитовом агрегате и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25 %. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1.5 × 3.0 м) линзовидных слоев пепла. В туфах и туффитах, где преобладают кристаллокласты, ломонтит ассоциирует с корренситом (рис. 2). В этих породах выявлены ассоциации ломонтита со смектитом и пренитом, а в туфоалевролитах – с корренситоподобным минералом. Для литокластических туфов ломонтит не характерен. В цементе таких туфов развит смектит. Примечательно, что в породах с ломонтитовым цементом остаются незамещенными ломонтитом везикулярные и гематитизированные гиалокласты, содержание которых в туфах достигает 25 %. В везикулярных гиалокластах выявлены везикулы с анальцимом [$Na_{12\,57}Ca_{0\,42}(Al_{15\,66}Si_{32\,90}O_{96})16H_2O$].

В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формиро-

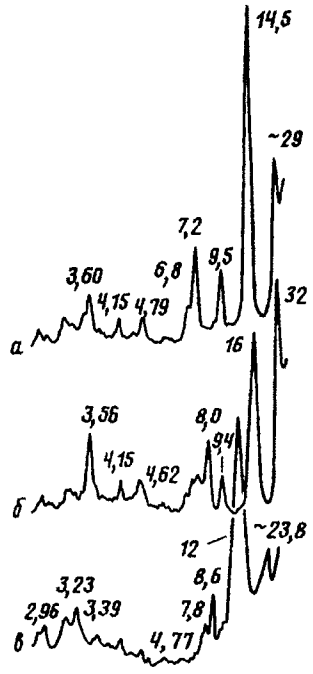


Рис. 2. Дифракционные кривые фракции < 0.001 мм (корренсит-ломонтитовая ассоциация).

Образцы: *а* – воздушно-сухой, *б* – насыщенный глицерином, *в* – прогретый в течение пяти часов при T = 550°C.

вание цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов, в то время как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) преобразованиям, наряду с другими компонентами туфового и вулканотерригенного материала. При этом во вмещающем матриксе шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца. Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{CO_2} = 0.03$; $P_{фл} = 2$ кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [1]. Подвижное поведение кальция, наряду с алюминием, подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов в диагенезе. Что касается источников пеплового материала, то его поступление можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфиритов. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластики пепловых частиц опацитизированных роговых обманок, которые характерны только для диорит-порфиритов мегаплагиофировой магаматической серии.

Литература

1. *Плюснина Л.П.* Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.
2. *Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч: Восточная Камчатка // Геотектоника 1987. № 6. С. 63–77.
3. *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.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД С ПОМОЩЬЮ СТАНДАРТНОГО КОМПЛЕКСА ГИС

М.П. Юрова

Институт проблем нефти и газа РАН,
г. Москва, e-mail – nik@ipng.ru

Для получения непрерывной литологической характеристики разрезов вулканогенных отложений, вскрытых скважинами, были использованы данные ГИС.

Вулканогенные и вулканоосадочные породы нижнего триаса Вилюйской синеклизы изучались с помощью стандартного комплекса геофизических исследований скважин (ГИС), включающего: кавернометрию (ДС), потенциалы собственной поляризации (ПС), боковое каротажное зондирование (БКЗ), боковой и микробоковой каротаж (БК, МБК), индукционный каротаж (ИК), акустический (АК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), метод естественной радиоактивности (ГК), микрозондирование (МК).

Эффузивные, вулканокластические и вулканоосадочные отложения по геофизической характеристике существенно отличаются от наиболее распространенных и изученных типов отложений – терригенного и карбонатного. При бурении с использованием пресных промывочных жидкостей они размываются, поэтому весь разрез характеризуется резким увеличением диаметра скважины, на фоне которого против фильтрующих интервалов возможно образование глинистой корки, однако отсутствие коркомера в комплексе ГИС не позволяет их выделять. Стенки скважины характеризуются иззубренностью, что отрицательно сказывается на эффективности методов ГИС, имеющих малую глубинность исследований. Кривая ПС из-за значительной глинизации слабо дифференцирована и имеет отдельные нечетко выраженные отрицательные аномалии, связанные с пластами туфов и туфопесчаников, против которых отмечается также наличие глинистых корок на стенке скважины, что указывает на процессы фильтрации в пласт.

В разрезах вулканогенных и вулканоосадочных пород кривая метода естественной радиоактивности слабо дифференцирована ввиду того, что глины, в основном монтмориллонитового состава, обладают очень низкой естественной радиоактивностью (ниже уровня показаний против пластов-коллекторов).

Особенностью вулканогенных пород является отсутствие в них опорных пластов, т.е. пластов чисто терригенных, водонасыщенных, которые можно было бы использовать при интерпретации радиоактивных методов. Вместе с тем, использование опорных сред для методов радиометрии (РМ) обязательно ввиду того, что замеры РМ выполняются различными приборами, как правило не стандартизированными, что приводит к невозможности сопоставлять результаты, полученные по разным скважинам, а также проводить количественную интер-

Характеристика литотипов по ГИС

№№ групп	Литотипы	Jγ, н у е.	Jnγ, н.у е	α_{nc}
1	Аргиллиты углистые	3.5-6.3	1.4-5.7	0-0.2
2	Песчаники полимиктовые	2.2-4.9	1.2-5.0	0.2-1.0
3	Диабазы, туфы (сваренные, спекшиеся)	0.22-1.2	2.1-3.4	0-0.22
4	Туфы (сцементированные гидрохимически)	0.8-2.4	1.8-4.2	0.2-0.34
5	Кристаллокластические туфы	1.4-2.4	1.6-4.7	0-0.28
6	Туффиты, туфопесчаники	1.6-2.7	1.3-4.5	0.12-1.0
7	Глины кор выветривания диабазов	1.5-4.2	0.8-2.0	0-0.06
8	Карбонатные породы (карбонатизированные и сидеритизированные туфы и туффиты)	1.4-2.3	1.3-4.8	0.1-0.95

претацию этих методов. Кроме того, как показывает опыт изучения вулканогенных пород, желательно исследуемую толщу рассматривать совместно с близлежащими осадочными породами.

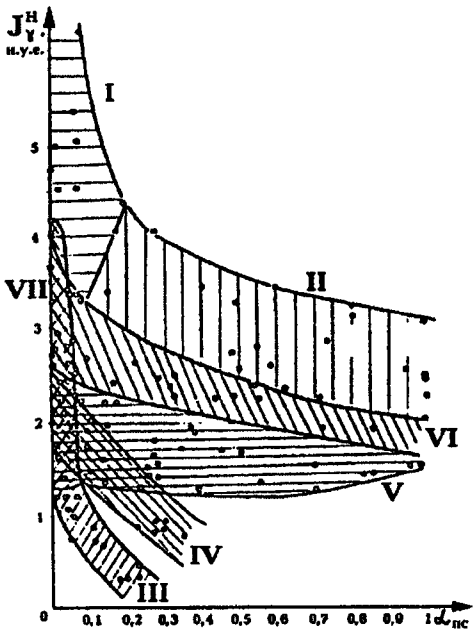
При изучении вулканогенных нижнетриасовых отложений целесообразно в качестве опорной среды для радиоактивных методов и ПС использовать осадочную песчано-глинистую толщу нижележащих отложений верхнепермского возраста. Для метода ПС в этих отложениях определяется положение линии глин и линии чистых песчаников.

В качестве одного из способов решения задачи литологического расчленения нами были использованы методы ГИС, несущие информацию о литологических свойствах, например, сопоставлены методы естественной радиоактивности с нейтронным гамма-методом или методом потенциалов собственной поляризации.

Показания метода естественной радиоактивности отражают вторичные изменения вулканогенных пород, поскольку воды, проходящие через породу, были бедны ими. Показания нейтронных методов, а также метода ПС в конечном счете отражают направление процессов и степень вторичного преобразования. Парные зависимости радиометрии и метода ПС позволили выделить на двумерных графиках отдельные области (распространения точек), характеризующиеся определенными значениями Jγ, Jnγ и α_{nc}, по литологическому обоснованию соответствующие определенным генотипам (таблица).

Следует отметить, что карбонатизированные (гамма-активные) породы выделены только по литологическим данным. На парных сопоставлениях геофизических параметров выделить эту группу пород невозможно, необходимо использование всего комплекса ГИС (многомерных связей) с анализом на ЭВМ (рисунок).

Как показывает анализ парных сопоставлений других методов ГИС, используемых с целью литологического расчленения скважин, информативными являются также сопоставления ГК, ПС, НГК и БК. Однако выделение литотипов с помощью парных связей проводится с опреде-



Сопоставление нормированных показаний гамма-метода (Jγ, н.у.е.) и метода потенциалов собственной поляризации ($\alpha_{пс}$) для отложений неджелинской свиты Неджелинского месторождения (скважины 18, 20, 22, 25).

I – аргиллиты углистые (P_2); II – песчаники полимиктовые (P_2); III – диабазы и спекшиеся туфы; IV – туфы, сцементированные гидрохимически; V – кристаллокластические туфы; VI – туффиты, туфопесчаники; VII – глины кор выветривания диабазов.

ленной долей вероятности, поскольку области распространения литотипов в рассматриваемых координатах нередко перекрываются. В этом состоит недостаток использования парных сопоставлений при расчленении вулканогенных пород на группы, соответствующие определенным литотипам.

Привлечение других методов ГИС для решения этой задачи, то есть использование многомерных связей, возможно только с помощью программ обработки данных на ЭВМ, что позволяет существенно повысить точность решения этой задачи.

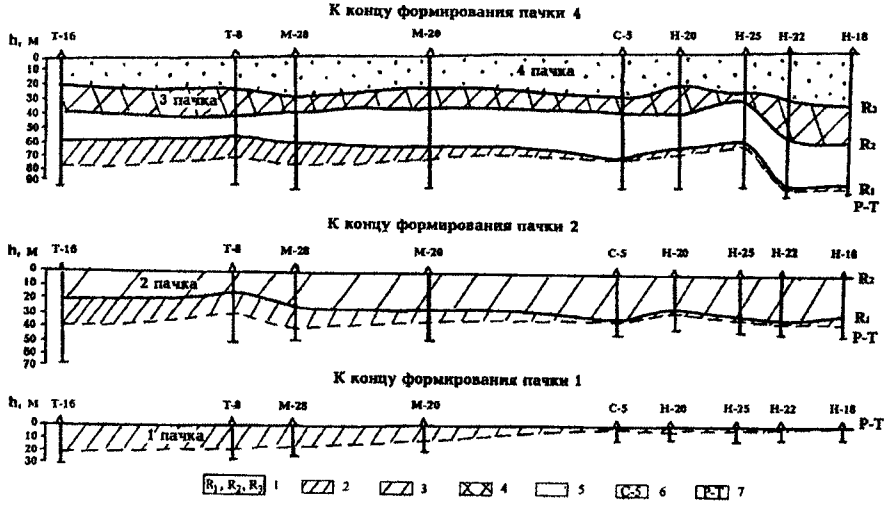
СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ НЕДЖЕЛИНСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПРИРОДНОГО РЕЗЕРВУАРА ХАПЧАГАЙСКОГО МЕГАВАЛА

М.П. Юрова, Н.Н. Томилова

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, e-mail – nik@ipng.ru

Для целей фациального анализа необходимо располагать данными о реальном или предполагаемом размещении соответствующих изохронных поверхностей в серии сравниваемых резервуаров.

Сравнение разрезов отложений Неджелинского резервуара проводилось в рамках условных изохрон, определенных расположением так называемых маркирующих горизонтов, т.е. пластов, отличающихся какими-либо выдающимися чертами состава, позволяющими их выделить достаточно отчетливо среди других напластований. Такими



Схематические палеотектонические профили неджелинской свиты Хапчагайского мегавала (составила Н.Н.Томилова, 1985 г.).

1 – литологические реперы; 2–5 – литологические пачки; 6 – название площади, номер скважины; 7 – граница перми и триаса.

маркирующими пластами явились пепловые горизонты, залегающие в подошве и кровле неджелинской свиты, а также покровные эффузивы, залегающие в ее средней части.

На территории Хапчагайского мегавала (разведочные площади Неджели, Соболох, Мастах, Толон, Средний Вилюй) в разрезах скважин, вскрывших отложения неджелинской свиты, нами прослежено несколько маркирующих пепловых горизонтов (снизу вверх).

Первый маркирующий слой залегает в основании неджелинской свиты на Соболохе и Неджели и представлен сидеритизированными туффитами. Названные пепловые горизонты послужили литологическими реперами при корреляции разрезов неджелинской свиты.

Второй маркирующий слой – покров диабазов, мощность слоя колеблется от 15–18 м на Неджели-Соболохе, до 1 м – на Мастахе.

Контролем для выделения отложений, синхронных покровным эффузивам, является повсеместно развитый на всех площадях Хапчагайского мегавала горизонт витрокластических туфов, залегающий непосредственно на породах второго маркирующего слоя.

Третий маркирующий слой представлен туфами палагонитовыми с красным цеолитовым (гейландитовым) цементом, отличается хорошей выдержанностью на территории Хапчагайского мегавала, мощность 6–10 м.

С учетом этих реперов всю толщу свиты можно разделить на четыре пачки (снизу вверх) (рисунок).

Приняв первый горизонт за нулевую отметку, мы построили палеотектонический профиль и карту мощностей первой снизу пачки. Анализ построений свидетельствует о том, что в период формирования осадков I пачки (пород-флюидоупоров – туфоалевритов и туфоаргиллитов) территория Соболохской и Неджелинской площадей находилась гипсометрически выше Толон-Мастахской на 20–30 м.

В пределах Неджелинской площади положительные формы рельефа на время формирования отложений I пачки намечаются в направлении с востока на запад.

В период формирования осадков, слагающих II пачку (пород-коллекторов), произошло излияние лавы, покров отмечен на Неджелинской площади, к юго-востоку на площади Южная-Неджели мощность покрова возрастает вдвое, достигает 30–40 м, и покров здесь залегает непосредственно над метаморфизованными углями верхнепермского возраста. Так как верхний горизонт покрова несет ясные следы наземного выветривания, границы эффузивного покрова можно условно принять за границы вулканического острова.

Анализ IV пачки, сложенной преимущественно продуктами эксплозий, показывает, что увеличение мощностей происходит в районе Соболохской площади.

Следует отметить, что палеоструктурный план подошвы и кровли вулканического тела полностью не совпадает с современным структурным планом подошвы и кровли неджелинского резервуара. Это отчетливо подчеркнуто местоположением эффузивного покрова в разрезе структуры.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕМААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА (УКРАИНА)

Е.В. Яковишина

Московский государственный университет, г. Москва, e-mail – yakovishina@mail.ru

Работа представляет собой исследование по секвентной стратиграфии верхнемаастрихтских отложений Крымского полуострова, основанное на детальном изучении естественных обнажений, скважин и анализе литературных данных. В результате проведенных работ создана оригинальная модель формирования верхнемаастрихтских отложений изученного региона. Выделены и прослежены границы секвенций, определены закономерности образования их седиментационных трактов. Показано, что их последовательная смена в течение позднего маастрихта обусловлена главным образом действием двух факторов: изменением тектонической ситуации и эвстатическими колебаниями уровня моря. Исходя из сравнительного анализа современных

обстановок осадконакопления, разработана седиментационная модель ископаемых карбонатных тел изучаемого региона.

Детальное изучение верхнемаастрихтских отложений Крыма позволило сделать следующие выводы.

В изученных разрезах запечатлены четыре фациальные обстановки: фации мелкой сублиторали, которая характерна в основном для Юго-Западного и Равнинного Крыма; дистальной части глубокой сублиторали – выделяемой преимущественно в отложениях Центрального и реже Юго-Восточного Крыма; проксимальной части глубокой сублиторали – характерной для Центрального и Юго-Восточного Крыма и Восточной части Равнинного Крыма; континентального склона, которые характерны только для Юго-Восточного Крыма и Керченского полуострова [1].

Литологические особенности и фаунистические комплексы данных отложений свидетельствуют о регрессивно-трансгрессивном характере осадконакопления в позднем маастрихте. На основании проведенных исследований были выделены две секвенции, которым отвечают фазы высокого, трансгрессивного и высокого стояния моря соответственно. На фоне общего падения уровня моря в позднем маастрихте выделяется кратковременный, широкомасштабный импульс трансгрессии и потепления климата. Трансгрессивный импульс прослеживается во всех выделенных фациальных зонах. Отложения верхнего маастрихта имеют преимущественно карбонатный состав и представляют собой две секвенции четвертого порядка и десять парасеквенций более низкого порядка. Верхняя граница верхней секвенции проводится по поверхности несогласия, сформированной в процессе преддатского перерыва, сливающаяся в зонах отсутствия датских отложений с лютетскими. Этот перерыв по продолжительности и по площади распространения был одним из самых крупных в истории развития осадочного чехла «Крымского бассейна». Менее масштабный, но хорошо выраженный перерыв в осадконакоплении наблюдается практически во всех разрезах как Русской плиты, так и в разрезах Западной Европы. Преддатскому размыву синхронно одно из самых крупных для позднемезозойского времени падение уровня Мирового океана [3].

В строении карбонатных комплексов реализована седиментационная модель периферийно-крутого рампа, имеющего перегиб склона в его глубоководной части (Центральный и Юго-Восточный Крым). В рамках этом модели могут быть объяснены основные особенности литологии и характера стратификации отложений [2].

Построенная по результатам исследований кривая эвстатических колебаний относительного уровня моря для верхнемаастрихтских отложений подтверждается и работами других ученых. Изменения относительного уровня моря в позднемаастрихтское время связаны исключительно с колебаниями уровня Мирового океана, на границе мезозоя и кайнозоя происходит изменение тектонической ситуации, что отражается и в изменении седиментационной модели. Выявленные

разномасштабные колебания относительного уровня моря в Крымском бассейне вызваны как эвстатическими, так и тектоническими причинами, предопределяют в составе карбонатно-терригенных толщ последовательные ассоциации секвенций и наполняющих их седиментационных трактов. Каждая выделенная секвенция в целом отвечает соответствующему (с 1-го по 4-й порядок) глобальному циклу эвстатических колебаний уровня моря [4].

Литература

1. *Яковишина Е.В.* Литологическая характеристика и условия формирования верхнемаастрихтских отложений Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 18–24.
2. *Яковишина Е.В., Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф.* Новые данные о строении кампан-маастрихтских отложений восточного Крыма // Материалы 3 Всерос. литологического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 195–197.
3. *Alekseev A.S.* Verkhnii mel // Geologicheskoe stroenie Kachinskogo podniatia Gornogo Kryma. T. 1. Stratigraphya Mezosoia. Moscow. MSU. 1989. P. 123–157.
4. *Kopaevich L.F., Shalimov I.V., Yakovishina E.V.* Late ypresian-early lutetian paleogeography of the Crimea (Ukraine) // Symposium on the Paleogene. Preparing for modern life and climate. Leuven, Belgium, 2003. P. 3.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ГЕНЕЗИСА КЛАСТОГЕННОГО КВАРЦА

А.И. Ялышева

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail – Yalisheva@igg.uran.ru

Преимущество использования кластогенного кварца для решения различных генетических задач в том, что он входит в состав большинства петрографических типов терригенных осадочных пород. Морфогенетический аспект исследования зерен кварца из терригенных пород может опираться на статистический анализ количественных данных таких параметров, как размер, сферичность (φ) и окатанность. Значения этих характеристик формы зерна кластогенного кварца представляют собой функцию от степени механической обработки обломков кварца и поэтому являются индикаторными для установления образования кварцевого осадочного компонента в породе.

Методы статистики основаны на предпосылке, что информацию о явлении можно получить в результате малой выборки, отобранной из значительно большего множества потенциально возможных точек наблюдения изучаемого объекта. Выборка является носителем признака, который интерполируется на генеральную совокупность изучаемого явления [4].

Минимальная сумма выборки для установления репрезентативности данных для генеральной совокупности по одному признаку со-

ставляет 50 зерен. Проверка значимости результатов полученных значений признака проводилась, начиная с подсчета полученных значений для 10 зерен. Установлено, что выборка в 50 значений для признака по объекту совпадает и для большего веса выборки.

Для значений выборки совокупными показателями могут являться среднее арифметическое ($X_{ср}$) и мода (Мо). Среднее арифметическое для выборки является индикаторным при вариации значений признака при случайном отборе его носителей. Модальное значение выборки имеет более узкий диапазон характеристики признака. Он показывает частный случай показателя признака при наибольшей частоте встречаемости совокупности значений. Таким образом, данные статистические показатели отражают наиболее часто встречаемую вариацию значений признака исследуемых объектов.

Автором исследовались выборки зерен кластогенного кварца. Объектами выборки являлись шлифы образцов терригенных пород керносской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит венда Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория (Западный склон Среднего Урала. Разрезы по долинам рек Межевая Утка, Сылвица и Усьва). Коллекция шлифов была предоставлена А.В. Масловым.

Методом случайной выборки в шлифах под микроскопом из песчаника керносской свиты было отобрано – 100 зерен кварца, из алевролита старопечнинской – 99 зерен и из песчаника усть-сылвицкой свиты – 54 зерна кварца. Все зерна кварца псаммитовой размерности.

Для разделения первичного и рециклированого кварца в терригенной породе, как установил Л.В. Анфимов [1–3], может служить сравнение сферичности (φ) зерен кварца из магматических, метаморфических пород и кластогенных из песчаников. Показатель φ зерен кварца магматических и метаморфических пород обладает модальным интервалом значений 0.4–0,6 (рис. 1, графики 1–2) и является эталонным при сравнении с показателем φ обломочного кварца (таблица). При этом выявлено, что зерна кварца первого цикла седиментации наследуют модальный интервал кварца из кристаллических пород (рис. 1, график 4), а рециклированный обладает сдвигом модального интервала φ в сторону значений 0.6–0.8 (рис. 1, график 3).

Полученные на основе инструментального анализа морфометрические значения сферичности и окатанности были статистически обработаны. В итоге были построены графики и произведены статистические расчеты Мо и $X_{ср}$ (рис. 1, таблица).

Графики распределения сферичности зерен кварца из вендских свит являются однотипными с выраженным модальным интервалом в области значений 0.6–0.8 (рис. 1, графики 5–7). При сопоставлении значений Мо и $X_{ср}$ исследуемого кластогенного кварца с эталонными значениями кварца (из магматических и метаморфических пород) обнаружено, что его показатель φ намного выше (таблица). Изученные зерна кварца из осадочных пород керносской свиты серебрянской серии,

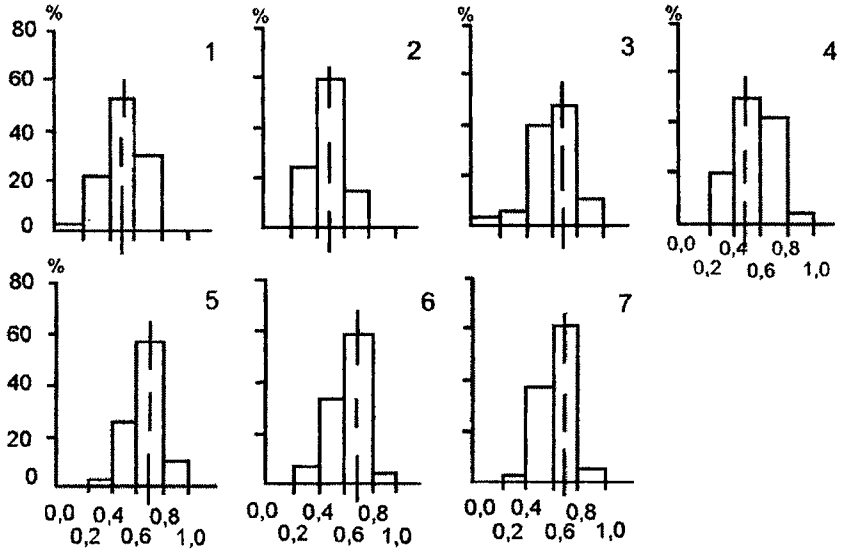


Рис. 1. Распределение сферичности кварцевых зерен кристаллических и осадочных терригенных пород Урала.

Графики 1–4 по источникам [Анфимов, 2005, 2006, 2007], 5–7 – данные автора.

1 – гранит, Бердяушский массив, R_1, 59 зерен; 2 – гнейс, R_{2-3}, Средний Урал, 51 зерно; 3 – песчаник, зигальгинская свита, R_2, Южный Урал, 100 зерен; 4 – песчаник, сылвицкая серия, V_2, Средний Урал, 167 зерен; 5 – песчаник, керносская свита, V_1, Средний Урал, 100 зерен; 6 – псаммитовые зерна из алевролита, старопечнинская свита, V_2, Средний Урал, 99 зерен; 7 – песчаник, усть-сылвицкая свита, V_2, Средний Урал, 54 зерна.

Статистические значения сферичности зерен кварца кристаллических и осадочных терригенных пород Урала

φ	Кристаллические породы [Анфимов, 2007]		Песчаники западного склона Урала [Анфимов, 2007]		Терригенные породы Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория (V)		
	Изверженные	Метаморфические	Первого цикла (V, P)	Рециклированные (R, D, C_2)	Песчаник (керносская свита)	Псаммитовые зерна из алевролита (старопечнинская свита)	Песчаник (усть-сылвицкая свита)
Mo	0,49±0,01	0,49±0,01	0,50±0,01	0,68±0,01	0,70±0,03	0,68±0,02	0,68±0,02
	154	141	215	390	59	56	23
$X_{ср}$	0,52±0,01	0,50±0,01	0,55±0,02	0,60±0,02	0,66±0,03	0,67±0,02	0,62±0,03
	257	207	423	777	100	99	54

Примечание. В числителе – значение φ и девиация, в знаменателе – количество измеренных зерен. Кристаллические породы: магматические – граниты, риолиты, адамеллиты; метаморфические – гнейсы, кварциты. Песчаники: первого цикла – сылвицкая и ашинская серии; артинский и сакмарский ярусы перми, рециклированные – айская, зигальгинская, зильмердакская, такатинская свиты, зиалаирская серия, московский ярус.

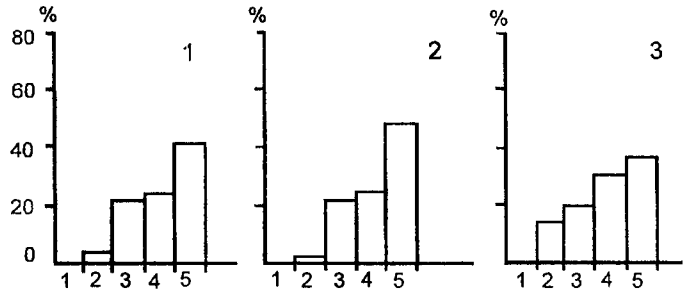


Рис. 2. Распределение окатанности зерен кварца.

Баллы формы зерен: 1 – резкоугловатая; 2 – угловатая; 3 – полуугловатая; 4 – окатанная; 5 – хорошо-окатанная.

Графики: 1– керносская свита, 100 зерен; 2 – старопечнинская свита, 99 зерен; 3 – усть-сылвицкая свита, 54 зерна.

старопечнинской и усть-сылвицкой свит сылвицкой серии являются рециклированными. Источниками этих зерен кварца служили преимущественно осадочные комплексы.

Исследования Л.В. Анфимова [2, 3] (рис. 1, график 4) для сылвицкой серии показали, что в изучаемых им образцах зерна кластогенного кварца имеют значения φ близкие к эталонным. Это показывает, что его источниками были кристаллические породы. Такое различие в генезисе зерен кварца из сылвицкой серии может свидетельствовать в пользу размыва как кристаллических, так и осадочных пород в области осадконакопления.

Графики распределения окатанности (рис. 2) показывают, что преобладает окатанная и хорошо-окатанная форма зерен кварца. Этот тип формы характерен для зерен, которые претерпели длительное механическое истирание. Кроме того, достаточно большой процент встречаемости попадает на полуугловатые зерна, которые в исследуемых породах соответствуют расколотым.

Результаты изучения исследованных зерен кластогенного кварца из керносской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит позволяют сделать вывод, что он является преимущественно продуктом размыва выведенных на базис эрозии осадочных комплексов.

Таким образом, применение статистического анализа для морфометрических значений кластогенного кварца является удобным и достоверным методом установления его генезиса.

Литература

1. *Анфимов Л.В.* Сравнительное исследование сферичности кварцевых зерен кристаллических пород и песчаников // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 50–52.
2. *Анфимов Л.В.* Критерии происхождения кластогенного кварца в терригенных породах Западного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 2006. С. 60–62.

3. *Анфимов Л.В.* Сферичность зерен кластогенного кварца из песчаников как индикатор природы источников при формировании осадков этих пород в геологическом прошлом // Минералогия Урала-2007. Миасс–Екатеринбург: ИМин УрО РАН, Ильменский госзаповедник, 2007. С. 298–300.
4. *Девис Дж.* Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 572 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ В БАТ-ПОЗДНЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ЮЖНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

П.А. Ян, Л.Г. Вакуленко, А.Ю. Попов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – YanPA@ipgg.nsc.ru

Бат-верхнеюрские отложения Западной Сибири являются предметом пристального внимания специалистов разного профиля уже на протяжении полувека. Их формирование происходило во время смены преобладания континентальных обстановок седиментации морскими. В этой связи детальное рассмотрение латеральных и вертикальных литофациальных последовательностей дает важную информацию для понимания закономерностей эволюции осадочных бассейнов с терригенной седиментацией. Кроме того, в этих отложениях сосредоточены основные запасы сибирской нефти, что определяет практическую значимость их изучения. Седиментологические исследования бат-верхнеюрских отложений центральных и юго-восточных районов Западной Сибири, проведенные в последние годы благодаря интенсификации поисково-разведочных работ нефтяных компаний, позволили значительно дополнить существовавшие ранее представления о развитии осадочных систем в это время.

В начале бата на территории Широтного Приобья существовала аллювиальная равнина с большим количеством поступавшего обломочного материала, благодаря чему формировались мощные песчаные тела меандрирующих русел. В среднем бате здесь фиксируется постепенное увеличение относительного уровня моря, появление анастомозирующих речных систем и дельт конструктивного типа. В начале позднего бата произошло скачкообразное увеличение площади прибрежно-морского осадконакопления, связанное с затоплением Обь-Иртышской палеоступени. На большей части Широтного Приобья образовалось мелкое море с многочисленными островами. В Томской области на протяжении практически всего бата существовала аллювиальная равнина с развитой достаточно крупной системой меандрирующих русел. Здесь проходила зона перемещения основного объема обломочного материала, по-

ступавшего в бассейн с юго-востока. Южнее и западнее располагалась слаборасчлененная, участками заболачивающаяся пойменная равнина с достаточно редкими мелкими руслами и некрупными озерами.

В конце позднего бата произошло резкое затопление большей части Западно-Сибирского бассейна. Поступление осадочного материала сильно сократилось, бассейн перешел в режим «голодания». Базальная пахомовская пачка, сформировавшаяся на этом этапе, сложена плохосортированными биотурбированными алевро-песчаниками с большим содержанием седиментационно-диагенетических минералов железа и обильными остатками морской фауны. Формирование подобных пачек может быть связано с собственно «голодным» режимом седиментации, когда аутигенное осадконакопление превалирует над аллотигенным. Также одной из гипотез, не противоречащей первому предположению, является объяснение образования подобных пачек под воздействием пикноклина, возникающего в результате резкого увеличения водного стока при тектоно-климатических перестройках периферии седиментационного бассейна [2]. В начале келловея на территории Широтного Приобья и на значительной части Томской области установилась относительно глубоководная морская обстановка с периодически возникающими аноксидными условиями в придонных слоях воды и шло формирование выдержанной пачки тонкоотмученных аргиллитов с обильными конкрециями пирита и остатками морской фауны [1]. На крайнем юге, в Омском и Тебисском структурно-фациальных районах (районирование по [3]), условий для формирования конденсированной пахомовской пачки не было, обширная бореальная трансгрессия здесь выразилась в образовании крупных «языкообразных» морских заливов, в которые сразу началась проградация дельт и пляжево-барово-лагунных отложений. В среднем – позднем келловее в центральных районах Западной Сибири преобладали обстановки средне-глубокого шельфа с образованием циклов «обмеления». В южных и юго-восточных районах в это время шла импульсная проградация пляжево-баровых систем, которые достигли территории Широтного Приобья лишь в раннем оксфорде. При этом в Омском и Тебисском районах установилась континентальная равнина с редкими крупными остаточными озерами, мелкими реками и заболачивающимися участками. 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 $У_1$.

В начале среднего оксфорда последовала резкая 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 прогродации пляжево-баровых систем.

Сформированные в результате песчаные пласты имеют значительную толщину и широкое распространение, что подразумевает значительные объемы поступавшего в бассейн обломочного материала. В позднем оксфорде произошла еще одна быстрая трансгрессия, по масштабам превосходящая все предыдущие за юрский период. Море затопило практически полностью Ажарминский и Омский фациальные районы. Привнос материала был слабым: широкое распространение получили специфические обстановки ракушняковых банок и алеврито-песчаных отмелей в пределах шельфа, образованных за счет переработки материала, привнесенного в бассейн в предыдущий период. В самом конце позднего оксфорда – начале кимериджа происходит событие, которое считается крупнейшей трансгрессией, охватившей всю бореальную область. Барабинская пачка, залегающая в основании кимериджских отложений, представлена глауконититовыми глинисто-алевро-песчаными биотурбированными породами, насыщенными минералами железа и остатками морской фауны. Ее формирование происходило в условиях умеренно глубокого шельфа с низкими темпами седиментации. Однако приращение площади морского седиментогенеза в Западно-Сибирском бассейне было незначительным. В этом отношении, говорить о кимериджской трансгрессии, как о процессе наступления моря на сушу, нельзя. Вероятно, было некоторое углубление морского бассейна при резком сокращении привноса осадочного материала.

Таким образом, установлено, что крупные события, отразившиеся на всей бореальной области планеты и именуемые келловейской и кимериджской трансгрессиями, имеют более сложные причины, чем просто эвстатика и, вероятно, вызваны глобальными тектоно-климатическими изменениями. В промежутках между этими событиями формирование отложений в Западной Сибири определялось последовательными изменениями относительного уровня моря. Распространение песчаных тел при этом в значительной степени контролировалось объемом и направлениями поступления в бассейн обломочного материала из региональных источников сноса.

Литература

1. *Аухатов Я.Г., Бурлева О.В., Вакуленко Л.Г. и др.* Выделение янской пачки в васюганском горизонте Западно-Сибирского осадочного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы 1-го Всерос. совещания. М.: ГИН РАН, 2005. С. 5–7.
2. *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: УГГУ, 2007. С. 71–80.
3. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. 114 с.

СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

О.В. Япаскурт

Московский государственный университет,
г. Москва, e-mail – yapaskurt@ginras.ru

Стадиальный анализ (СА) осадочного процесса принадлежит к категории неотъемлемых методов генетического исследования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов горных пород и сопутствующих им руд. Термин этот, укоренившийся в отечественной литологической литературе, не принят в англоязычных публикациях, несмотря на то, что соответствующие ему исследования ныне активно ведутся зарубежными седиментологами и петрологами. Сущность данного термина наиболее точно охарактеризовал в середине XX в. Н.М. Страхов, который писал в одном из методических пособий геологам нижеследующее. «В свете современных представлений об осадочном породообразовании изучение любой осадочной породы должно заключаться в решении четырех основных задач. Первая задача – чисто описательная ... Вторая задача – стадиальный анализ пород; он состоит в распознании в породе признаков, возникших в эпигенезе (или раннем метаморфизме), диагенезе и седиментогенезе. Признаки эти могут заключаться как в особенностях вещественного состава породы, так и в ее структурно-текстурных чертах. Цель стадиального анализа – восстановление (путем снятия вторичных наслоений) первичных признаков осадка, из которого развилась порода» [5 с. 27]. В этой цитате *эпигенезом* обозначена последиагенетическая стадия бытия осадочной горной породы, для наименования которой впоследствии автор цитаты и многие (а теперь большинство) из отечественных литологов стали применять иной термин – *катагенез*; а также, по-видимому, стадия еще более глубоких породных изменений, которая после 1959 г. Н.М. Страховым, Н.В. Логвиненко, А.Г. Коссовской и другими литологами именуется *метагенезом*, а в зарубежных работах *анхиметаморфизмом*.

Аутигенное минералообразование и структурно-текстурные изменения, возникшие при катагенезе и метагенезе, нередко кардинально меняют вещественный состав и признаки строения изначального осадка. Без учета всего этого специфическими приемами СА исследователь рискует ошибиться при своих генетических интерпретациях и в понимании геологического прошлого. Такое понимание было отнесено Страховым Н.М. к третьей задаче – фациальному анализу (ФА), который сводится к реконструированию физико-географической обстановки возникновения осадка.

Итак, СА и вслед за ним ФА принимались в качестве стержневых методов литологических работ. Дальнейшая их история показала нераздельную взаимозависимость и взаимосвязь между второй и третьей вышеперечисленными задачами и тесное переплетение присущих СА

и ФА методических приемов полевого и лабораторного исследования, так что в практической работе литолога вопрос о приоритетности того или иного из упомянутых методов теперь не имеет смысла. Оба они одинаково важны и необходимы применительно к полноценному генетическому принципу исследования осадочного процесса и его эволюции в геологической истории Земли.

Содержание СА к настоящему времени существенно эволюционировало. Изначально оно сводилось только к оптическим наблюдениям шлифов пород, потом – в сочетании с данными растровой электронной микроскопии. Итог – выявление признаков этапности зарождения, изменения или исчезновения в породах конкретных минеральных и структурно-текстурных парагенетических ассоциаций и коррелирование этих этапов с историко-геологическими событиями, которые происходили в течение всего длительного времени формирования и бытия осадочного бассейна (ОБ). Такой способ исследования историчен по своей сути. Его большие информативные возможности объяснимы взаимной неуравновешенностью полигенетичных, неодновозрастных минеральных фаз и органических веществ (ОВ) в большинстве осадочных образований, потому что на дометаморфических стадиях осадочного процесса эндогенный термобарический (P-T) режим бывал недостаточно напряженным для обеспечения фазовых равновесий всех компонентов системы. Благодаря этому, в обособленном образце осадочной породы, как правило, существует седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти незатронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций, в том числе и такие, которые могли возникнуть при существенно разных pH, Eh и P-T условиях. Ретроспективно оценивать эти поэтапно менявшиеся условия можно лишь только приемами СА. А сравнивая между собой результаты этого анализа, примененные к разным уровням геологического разреза осадочной толщи, исследователь получает информацию о историко-геологических этапах эволюции и о своеобразии процессов ее возникновения и последующих структурно-вещественных изменений.

Взрыв интереса к СА возник после выхода в свет монографии под редакцией Л.В. Пустовалова [6], где были показаны реальные примеры существования низкотемпературных аутигенных минералов, которые прежде считались типичными компонентами метапород: альбита, калишпата, эпидота, цоизита и даже рутила и турмалина. Вскоре ученики Л.В. Пустовалова, ставшие сотрудниками ГИН АН СССР, А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов, а с ними А.В. Копелиович, В.И. Муравьев и другие, а в Харьковском госуниверситете Н.В. Логвиненко, обнаружили, что терригенные (глинисто-песчаные) комплексы пород фанерозоя задолго до их попадания в P-T обстановки метаморфизма нередко приобретают облик, во многом похожий на структурно-текстурные признаки метапород. Удивительным казалось и то, что такие породные новообразования обнаруживались не только в складчатых об-

ластях, например в палеозойских и мезозойских осадочных толщах Верхоянья, Полярного Урала, Кавказа или Донбасса, но даже в осадочном чехле кратонов.

Вскоре после этого начались описания зональности развития вторичных структурно-минеральных парагенезов в различных терригенных и терригенно-угленосных формациях с попутными попытками коррелирования этапности аутигенного минералообразования со стадийностью изменений углистого вещества или рассеянных органических веществ [3, 11, 12].

Долгое время эти стадиальные построения принимались как эталонные. Позднее, однако, были замечены отклонения от показанных на упомянутых схемах последовательностей. Сперва о них (этих отклонениях) в карбоне Днепрово-Донецкой впадины написали Г.В. Карпова и В.М. Тесленко-Пономаренко [4], предложившие выделять на фоне региональных зон катагенеза локальные зоны усиления или ослабления степени цементации песчаных пород (вследствие их аутигенной карбонатизации либо декарбонатизации и каолинизации) и назвавшие такой процесс «гипогенным эпигенезом». Причиной гипогенного эпигенеза считалась активизация стрессовых напряжений в результате формирования локальных тектонических структур и обусловленная этой активизацией гидрохимическая инверсия подземных вод. Их проникновение в вышележащие породные слои нарушило прежние стадийные парагенетические связи и вызвало частичную децементацию песчаников и формирование в порах афациальных включений каолинита, диккита, различных сульфатов, сульфидов и других минералов.

Примеры различных вариантов отклонения от эталонной зональности катагенеза умножились при исследованиях геологами-нефтяниками мезозойских и кайнозойских нефтегазоносных комплексов Предкавказья и Западно-Сибирской плиты. Становилось очевидным, что минерально-парагенетические принципы установления катагенетической зональности недостаточны, т.к. они учитывают только три важных фактора: P, T и состав исходного вещества, но не принимают во внимание четвертого серьезного фактора влияний на осадочный процесс – водно-флюидной среды, ставшей предметом фундаментальных исследований В.Н. Холодова [10].

Стремление совместить признаки всех этих факторов осадко- и породообразования в начале 1970-х годов было воплощено в статье литологов ГИН АН СССР – П.П. Тимофеева и др. [9]. Там в обновленной стадиальной схеме многофакторные постдиагенетические породные изменения (именовавшиеся в то время эпигенетическими) расчленялись на две разномасштабные категории: *региональный* и *наложенный* эпигенез. Первая, более крупная их категория распространялась на повсеместные (как бы «фоновые») преобразования, которые стадиально расчленялись с учетом минеральных индикаторов глубинных P-T режимов. А вторая категория («наложенные» изменения) распространялись на все флуктуации породных свойств, которые возни-

кали под влияниями вводно-флюидных факторов – поверхностных (*гипергенных*) либо глубинных (*гипогенных*).

Возвращаясь к схеме из работы [9], надо упомянуть об еще одном важном ее аспекте: на констатацию существенной роли влияния на постседиментационные процессы состава, количественного содержания и генезиса ОВ в осадочном комплексе.

С тех пор исследователями выявлено много факторов отсутствия той прямой корреляции между зональностью минеральных новообразований и степенью углефикации ОВ, какая показывалась в прежних схемах [3, 11]. Несоответствия эти бывают обусловлены разными причинами: экзогенными различиями фациальных обстановок седиментации и неодинаковостью генетических типов ОВ или эндогенными импульсами Р-Т воздействий на породы во время тектонических перестроек структуры ОБ. В последнем случае «работают» два фактора – стресс либо глубинная Т-аномалия над очагами гранитизации фундамента ОБ. Поскольку ОВ чутко реагирует преимущественно на Т воздействия, оно в обстановках стресса по уровню своей измененности отстает от интенсивных минерально-структурных преобразований углевмещающих пород; а над палеотермальными аномалиями, напротив, «метаморфизм» ОВ имеет явно опережающий характер [7, 12].

Все это, а также наличие признаков гипогенных или гипергенных породных изменений, местами создаёт видимость мозаичности и неупорядоченности внутриформационных преобразований при диагенезе и катагенезе. Однако, как только мы начинаем иметь дело с тектонически подвижными складчатыми областями, здесь зональность раннего, среднего, позднего катагенеза и метагенеза всюду видится вполне отчетливо. Вероятно, главной причиной этого феномена служили «лавинные» темпы накопления и однонаправленность доскладчатого погружения осадков, а также краткосрочности стадии диагенеза, благодаря чему их неуравновешенные и реакционноспособные минерально-флюидные компоненты вскоре оказывались в среде господства напряженных Р-Т факторов влияния на зональность породных изменений.

Примечательно, что на рубеже XX и XXI веков сама по себе *методика* СА *претерпела существенное обновление*. СА теперь стал осуществляться, во-первых, в неразрывном единстве с **генетическими** заключениями ФА и, во-вторых, СА стал выполняться **системно**, т.е. на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фациальном, формационном и надформационном [12]. Прежде литологи ограничивались в основном двумя первыми уровнями, автоматически перенося полученные ими результаты на характеристику литогенетических процессов всей осадочной формации в целом. Тем самым нарушался один из принципов системности – эмерджентность, т.е. наличие у системы своего специфического свойства, которое не присуще никому из ее элементов в отдельности. Между тем, исследователи, восстанавливая стадийность изменения свойств у отдельных литотипов или включений ОВ, автоматически принимали их как осно-

ву к оценкам стадийности постседиментационного преобразования всей формации или даже формационного ряда. Это методологически не оправдано. Ныне при СА фиксируются особенности минералогенеза и структурного изменения не просто песчаников, глин, известняков, углей и других литотипов как таковых, но анализируется своеобразие постседиментационного преобразования конкретных генетических типов осадка и конкретных фаций внутри осадочного комплекса, а также признаки их взаимовлияний. Для достижения такой цели ряды вторичных структурно-минеральных парагенезов графически наносятся на фациальные профили и формационные схемы [12], что позволяет разобраться, во-первых, со степенью унаследованности постседиментационных изменений от фациальной принадлежности исходного осадка; во-вторых, конкретизировать взаимовлияния и внутриформационные взаимообмены веществом между отдельными генетическими типами пород и, в-третьих, уяснить зависимость их изменений от многих внешних факторов влияния на осадочную формацию (P_s, P_f, стресс, Т-импульсы, гидротермы и проч.).

Другой особенностью современного СА является его тесное комплексирование с геохимическими исследованиями. Это способствует многим ценным открытиям. Так, например, примененные исследователями методы K-Ar и Rb-Sr геохронологического датирования явно полистадийных образований глауконита и иллита вскрыли импульсивность проявления процесса аутигенного минералогенеза, относительную их краткосрочность и коррелируемость с конкретными палеотектоническими событиями [1, 2]. Эти открытия заставляют совершенно по-новому переосмыслить цифры валовых абсолютновозрастных датировок глауконит- и иллитсодержащих осадочных комплексов чехла кратонов.

Теперь СА – это коренной метод учения о постседиментационном породообразовании и неотъемлемый способ объяснения генезиса углеводородного сырья и стратиформных руд металлов. Он становится необходимой базой для дальнейшего теоретического моделирования процессов и условий литогенеза и для переосмысления причин возникновения определенных коллекторских свойств у пород, возникших и развивающихся в обстановках различных геодинамических режимов на платформах и в тектонически подвижных поясах континентов, а также в океанских бассейнах. В последнее время содружество этого метода с исследованиями изотопии, абсолютных возрастных датировок аутигенных минералов и других геохимических параметров дало много новых положительных результатов. В их числе – выявление и обоснование дискретности, кратковременности ряда постседиментационных процессов, а также их временной (и, вероятно, причинной) взаимосвязи с определенными геодинамическими активизациями регионального либо глобального масштабов [8, 10, 12 и др.]. Дальнейшее развитие и массовое внедрение этого метода в разноаспектные геологические исследования несомненно раскроет многие, но пока еще не реализованные их возможности.

Литература

1. *Виноградов В.И., Головин Д.И., Буякайте М.И. , Бурзин М.Б.* Этапы эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений центральной части Русской платформы (по данным Rb-Sr и K-Ar изотопно-геохимических исследований) // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 2. С. 209–214.
2. *Горохов И.И., Мельников Н.Н., Негруца В.З. и др.* Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.
3. *Карпова Г.В., Логвиненко Н.В., Орлова Л.В., Белоцерковец Ю.И.* Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса // Литология и полезн. ископаемые. 1981. № 6. С. 70–81.
4. *Карпова Г.В., Тесленко-Пономаренко В.М.* Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепрово-Донецкой впадины) // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 5. С. 64–76.
5. Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М.: Гостоптехиздат, 1957. 611 с.
6. О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 210 с.
7. *Петрова В.В., Ле Тхи Нгинь, Стукалова И.Е. и др.* Синхронные трансформации минеральной и органической составляющих осадочных пород в геологической структуре с тектоническим режимом первоначального растяжения и последующего сжатия // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 3. С. 251–266.
8. *Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 6. С. 638–650.
9. *Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезн. ископаемые. 1974. № 3. С. 58–82.
10. *Холодов В.Н.* Проблемы стадиального анализа и развитие литологии // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–135.
11. Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 110 с.
12. *Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ (НА ПРИМЕРЕ КРЕМНИСТО-УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

Н.С. Ярославцева

Институт минералогии УрО РАН,
г. Миасс, e-mail – nata@ilmeny.ac.ru

Сафьяновское медноколчеданное месторождение, расположено в Восточной зоне Среднего Урала в пределах Режевского рудного райо-

на (Свердловская область). Месторождение находится в пределах задугового палеобассейна среди вулканитов дацит-риолит-черносланцевой ассоциации (средний девон D_2) [5, 2].

В рудовмещающей толще, сложенной дацитами, риолитами и их лавокластитам [5] присутствуют линзовидные тела кремнисто-углеродистых отложений, мощностью от 10 см до 1.5 м. По результатам разведочных работ (Шереметьев и др., 2005 г.), эти тела располагаются непосредственно над рудной залежью, нередко они содержат прослои или обломки сульфидной руды.

В ходе полевых работ в карьере месторождения были обнаружены выходы ритмично-слоистых пачек, содержащих слои кремнисто-углеродистых пелитолитов, чередующихся с вулканомиктовыми песчаниками и измененными вулканокластическими породами кислого состава.

Целью исследований явилось изучение особенностей строения и вещественного состава ритмично-слоистых пачек для определения в них позиции кремнисто-углеродистых отложений.

Автор располагает геолого-минералогическими данными, полученными при картировании рудовмещающей толщи, вскрытой в северо-восточной и южной частях карьера, и результатами ИСП-МС анализов кремнисто-углеродистых пелитолитов.

В северной части карьера, на уступе 187 м (глубина от поверхности 30 м), в порфировых риодацитах присутствует ритмично-слоистая пачка, мощностью 1.5 м. В пределах этой пачки отмечается преобладание тонкослоистых кремнисто-углеродистых пелитолитов над отложениями песчанистой фракции.

В основании ритмично-слоистой пачки располагается слой 13, мощностью 10 см, в котором отмечается чередование мелкозернистых песчаников и кремнисто-углеродистых пелитолитов в соотношении 1:2. Особенностью песчаных отложений является наличие градационной слоистости и четкие волнистые контакты с окружающими кремнисто-углеродистыми пелитолитами. Последние характеризуются массивным строением.

Выше располагаются слой 12-11, представленный мелкозернистым полимиктовым песчаником, переходящим в алевролит. Характерной чертой данных отложений является горизонтальная линзовидно-волнистая слоистость (слой 12) и присутствие обломков угловатой или сглажено-угловатой формы. Мощность описываемых песчаников составляет 15 см.

Выше песчаника залегает пласт (15 см) тонкослоистых пелитолитов (слой 10). Существенно пелитолитовые кремнисто-углеродистые ассоциации представляют собой чередование черных и темно-серых отложений, мощностью от 1–2 мм до 3 см. В черных слойках отмечается присутствие линзовидных обособлений серого цвета, ориентированных согласно слоистости. Они характеризуются выдержанными размерами, достигающими 2 мм. По расположению в пределах слойков и морфологии они аналогичны сульфидным конкрециям, широко

распространены в сульфидных турбидитах [3]. В нашем случае, с помощью детальных микроскопических наблюдений удалось обнаружить реликты сульфидов в данных линзовидных выделениях. В отличие от черных слойков, в темно-серых разностях широко распространены обломки пород, сульфидов и кремнисто-углеродистых пелитолитов.

Над тонкослоистыми пелитолитами располагается среднезернистый песчаник (слой 9), мощностью 10 см с хорошей сортировкой обломочного материала. Содержание цементирующего матрикса 3–5 %. Границы между слоем 10 и 9 четкие. По минеральному составу установлены баритовые, сульфидные обломки, а также обломки кремнисто-углеродистого материала, аналогичного по окраске кремнисто-углеродистым пелитолитам, слагающие слой 10.

Слой 8 – кремнисто-углеродистый пелитолит, аналогичен по своим текстурно-структурным и минералогическим характеристикам слою 10.

Вверх кремнисто-углеродистый пелитолит сменяется мелкозернистым песчаником (слой 7), мощностью 10 см. В пределах этого слоя присутствует сульфидный прослой мощностью 1,5 см. Границы сульфидного слойка с окружающими песчанистыми породами четкие, слабоволнистые. В подошве сульфидного слоя отмечаются следы продавливания обломков руды, кварца и барита крупностью от 0.1 до 0.3 мм в подстилающий песчанистый слой. Градационная сортировка в пределах сульфидного слоя неотчетливая.

В верхней части ритмично-слоистой пачки залегает слой 6, мощностью 20 см. Маломощные (от 0.5 до 3.0 см) слои песчаника чередуются с кремнисто-углеродистыми тонкослоистыми пелитолитами. Нередко в песчанике наблюдается отчетливая градационная сортировка материала с четкими границами с тонкослоистыми пелитолитами. Мощность обоих элементов характеризуется выдержанностью по простиранию. В целом по текстурно-структурным особенностям слой 6 сопоставим с слоем 13.

В вещественном составе кремнисто-углеродистых пелитолитов преобладает кварц (80 %), в меньшем количестве присутствует хлорит, серицит, кальцит, гематит и альбит. В черных пелитолитовых слойках, согласно результатам термического анализа, содержание органического вещества достигает 3 % (аналитик П.В. Хворов, ИМин УрО РАН). Содержание сульфидной минерализации в изучаемых отложениях незначительно (1–2 %). Преимущественно это пирит, в виде кристаллов с изъеденными очертаниями, реже халькопирит и сфалерит.

По данным ICP-MS анализа, в кремнисто-углеродистых пелитолитах установлены аномально высокие содержания (в г/т): Cd (до 12.2), Zn (до 424.7), Hg (до 1.47), As (до 116.9), Ag (до 6.01), Sb (до 12.2), Ba (до 819.7), Au (до 0.16) и Pb (до 291.01) и пониженные содержания Ta (от 0.003 до 0.02), V (от 65.4 до 88.7), Mn (от 26.3 до 57.3), Zr (от 4.5 до 25.1), в сравнении с кларками углеродистых пелитолитов [4].

Указанный состав вулканомиктовых песчаников может свидетельствовать о том, что их образованию предшествовали процессы разру-

шения и переотложения. Аналогичное свидетельство получено при изучении вулканогенно-осадочных пород в южной части месторождения (колонка 2-07, уступ 150, глубина от поверхности 70 м), содержащих обломки сульфидной руды и окружающих пород. Преобладание среди песчаных отложений разностей с градационной сортировкой материала, признакаов взмучивания пелитовой кремнисто-углеродистой массы дает основание классифицировать их как отложения турбидитных потоков, причем удаленных (дистальных) их фаций [1].

Из полученных первых материалов можно сделать вывод о том, что аномальные содержания рудных элементов приурочены к слоям кремнисто-углеродистых пелитолитов, входящих в состав вулканогенно-осадочной пачки, расположенной над рудным телом.

Актуальной задачей дальнейших исследований является сопоставление вещественного состава углеродсодержащих пород в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая.

Автор благодарит к.г.-м.н. Н.П. Сафину и к.г.-м.н. П.В. Хворова за консультации при выполнении работы, Г.Ф. Лонщакову и Л.Г. Удачину за подготовку проб для ICP-MS анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта молодых ученых УрО РАН, проекта РФФИ 08-05-00731а и проекта Минобрнауки (РНП.2.1.1.1840).

Литература

1. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во УрГУ, 1991. 336 с.
2. *Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 348 с.
3. *Сафина Н.П.* Кластогенные руды Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 176–184.
4. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.
5. *Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В.* Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском шарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4.С. 47–58.

ЗОЛОТО, ПЛАТИНА И ПАЛЛАДИЙ В УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Ю.Г. Волохин, А.А. Карабцов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail – yvolokhin@mail.ru

В реконструированном разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня силициты с повышенным содержанием органического

углерода (фтаниты и глинистые фтаниты) сосредоточены вблизи подошвы формации, в позднеоленекско-анизийской пачке толщиной (4–20 м), условно названной «фтанитовой» [2]. Фтаниты и глинистые фтаниты составляют 15–30 %, местами до 50 % объема пачки и представляют радиоляриевые и спикулево-радиоляриевые кремни с варьирующим содержанием аутигенного кремнезема микрофоссилий и кварцевого цемента породы, глинистой фракции (иллита) и дисперсно-рассеянного органического вещества (РОВ). Содержание $C_{орг}$ от 0.3 до 8.5 %, в среднем 1.06–1.09 % – во фтанитах, и 2.26–2.29 % – в глинистых фтанитах. Породы почти не содержат карбонатного углерода ($C_{карб}$ < 0.05 %). Количество серы в породах варьирует от 0.004 до 0.7 %, (в среднем 0.14 %), при преобладании ее сульфидной формы. Коллекторские свойства пород связаны с трещиноватостью, предопределенной хрупкостью слоев кремней и фтанитов, и пористостью. В них наблюдается сеть тонких (0.1–2 мм) трещин, часто не прослеживающихся в смежные слойки кремнистых аргиллитов или кремнистых битуминозных аргиллитов. Пористость в отдельных слойках достигает 7–10 %. Поры и трещины на 80–90 % заполнены кварцем, углеродистым, глинистым веществом, а также гетитом и гидрогетитом.

Вне зон контактового метаморфизма, углеродистое вещество силицитов представлено рентгеноаморфным керогеном и битумоидами [1]. Количество битумоидов в углеродистых кремнях составляет 0.0n–0.n %, а в составе РОВ – 1.2–6.3 % (редко до 27 %). В групповом составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Содержание гуминовой фракции варьирует от 0 % до 0.28 %, а в составе РОВ от 0 до 4.6 % [1]. По данным УФ- и ИКС-спектрометрии гуминовые вещества в углеродистых силицитах характеризуется низкой степенью окисленности, содержат хиноны, метильные, метиленовые, эфирные группировки и органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы и т.п.). Изотопный состав углерода находится в узком диапазоне, от –30.2 ‰ до –27.3 ‰ [1]. Фракционный и изотопный составы свидетельствуют о морской сапропелевой природе РОВ и преобразованности пород на стадии не выше середины мезокатагенеза [1].

В углеродистых силицитах можно выделить минералы, запечатанные в кварцевом цементе породы, и минералы, чаще наблюдающиеся в порах и трещинах. Среди минералов первой группы преобладает пирит, распространены монацит, апатит (по конодонтам), ксенотим и циркон, встречаются пирротин и анкерит, которые представляют диагенетические аутигенные минералы, образовавшиеся в диагенезе (пирит, анкерит), и аллотигенную (обломочную) примесь. Вторые, сформировались позднее (в катагенезе и в гипергенезе), после появления трещин в хрупких кремнистых слоях и заполнения их, а также реликтовых пор и полостей выщелачивания (карбонатов и пирита) перераспределенным органическим веществом, кремнеземом и гидроокислами железа. Среди этих минералов преобладают сфалерит, галенит, халь-

копирит, марганцовистый, мышьяковистый и медистый пириты, петландит, халькозин, кобальтин, арсенопирит, аргентит, шеелит, вольфрамит, стибиоконит, скуттерудит, и редкие – циркелит, ульманит. Барит, TiO_2, магнетит, гематит, апатит, касситерит, иногда сфалерит и окислы редкоземельных элементов, обычны как в кварцевом цементе породы, так и в прожилках и порах, что позволяет приписывать им двойственное происхождение. Самородные элементы (золото, серебро, медь, свинец, никелистое железо, никель, вольфрам, селен), а также интерметаллиды (Pd_3Cu, Pd_7Cu_3, $CuAu$, Cu_3Zn_2, Cu_5Zn_3, Ni_4Cd, $(Cu,Ni)_5Zn_4$), как правило, находятся в заполненных гидроокислами железа и углеродисто-кремнистым веществом порах и прожилках. Золото также встречено в интерметаллидах (Cu_5Zn_3) и в диагенетическом пирите, замещенном гипергенными ярозитом и гидроокислами железа.

В углеродистом веществе фтанитов и глинистых фтанитов основная часть металлов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As) концентрируется в битумоидах. Содержания металлов в свободных спиртобензольных битумоидах достигает для Pb – 0.02 %, Zn и Ni – 0.3 %, а Cu – 3 %. Гуминовая фракция содержит аномально высокое количество Sn (до 500 г/т), иногда, V, Cr, Mo. Содержание Au в битумоидных фракциях пород «фтанитовой пачки» достигает 40 г/т, а в керогене – 10 г/т [1].

Модальное значение Au в углеродистых силицитах (0.02–0.03 г/т) превышает кларк золота в «кремнистом литотипе черных сланцев» по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис [3]. В некоторых разрезах содержание Au в углеродистых силицитах достигает аномальных значений: 0.067 г/т, во фтанитах, и 0.045 г/т, в глинистых фтанитах (разрез р. Огородной). Среднее содержание Au в глинистых фтанитах этого разреза превышает в 4–5, а во фтанитах – в 8 раз кларк Au в «кремнистом литотипе черных сланцев», что представляет, по [3], сильную (рудогенную) аномалию. Максимальное содержание Au в углеродистых силицитах разреза р. Огородной достигает 7.5 г/т (по данным пробирного анализа) или 18 г/т (по данным ИСП-МС). Содержание Pt в углеродистых кремнях этого разреза по данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа достигает 0.13 г/т, а Pd – 0.014 г/т. Метод ИСП-МС дает более высокие значения максимальных концентраций: Pt – до 3.3 г/т и Pd – до 8.3 г/т. Подавляющее количество благородных металлов (в среднем, до 70 % Au, 60 % Pt и 46 % Pd от их общего количества) в углеродистых силицитах заключено в РОВ, и менее половины находится в самородной форме. РОВ пород, в котором благородные металлы могут находиться в металлоорганической, атомарной или коллоидной форме, служило источником при росте кристаллов и кристаллических агрегатов (1–26 мкм) самородных золота и палладия. Аномально высокие содержания Au, установленные и в некоторых низкоуглеродистых кремнях «фтанитовой пачки», вероятно, обязаны перераспределению металлов в катагенезе, переносом их в смежные слои при миграции битумоидов. Вторым резервом золота является аутигенный пи-

рит, в котором оно находится, по-видимому, в коллоидной или кластерной форме. Разложение в гипергенезе пирита, его замещение гидроокислами и сульфатами железа (ярозитом) также способствовало выделению Au в более крупные самородные частицы. Концентрация золота в породах «фтанитовой пачки» в некоторых разрезах достигает аномальных значений, приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях. После тектонической переработки и метаморфизма подобные толщи могут служить источником золота жильных месторождений и россыпей благородных металлов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 04-05-65269).

Литература

1. *Волохин Ю.Г., Иванов В.В.* Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезн. ископаемые, 2007. № 4. С. 406–425.
2. *Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И.* Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
3. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.

РИФОВЫЕ МАССИВЫ УФИМСКОГО ВАЛА И СЫЛВИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬЯ

В.Ю. Курочкин

ФГУН «Екатеринбургский медицинский научный центр профилактики и охраны здоровья рабочих промпредприятий»

Анализ геологических материалов и проведенное исследование рифовых массивов, сформированных в верхнекаменноугольное – нижнепермское время и развитых в зоне сопряжения Уфимского вала и Сылвинской впадины показывают, что указанные рифовые структуры сформированы в условиях и под воздействием поступления по глубинным разломам эндогенного тепла и питательных веществ, обусловивших развитие рифовых биоценозов. На связь рифов рассматриваемой части Предуралья с эндогенной деятельностью, а именно, с флюидным поступлением глубинных веществ, указывает целый ряд фактов:

1. Цепочкообразный, локально сосредоточенный характер распространения рифовых массивов вдоль глубинных разломов зоны сопряжения Предуральского прогиба с восточной окраиной Русской платформы. Пространственная взаимосвязь расположения рифовых массивов с проявлениями додевонского, а возможно и более позднего локального платформенного вулканизма.

2. Соответствие возраста рифов: дуванских C_3–P_1s ; тулумбасовских C_3–P_1ar_1; шуртанских P_1–P_1ar; волимских P_1ar; сылвенско-саргин-

ских P_1ar_2, установленной тектоническими методами последовательности активизации глубинных разломов.

3. Влияние эндогенного процесса на развитие рифовых биоценозов проявляется в величине рифовых массивов. Высота рифов, их размеры детерминированы не палеогеографическими условиями формирования рифов, а интенсивностью проявления эндогенных процессов. Об этом свидетельствуют размеры рядом расположенных и одновозрастных рифов. Так, рядом с саргинскими рифами высотой 100–120 м (горы Рудная, Атаманская, Казачьи) располагаются одновозрастные рифы (Наливкин, 1949) высотой лишь в 20–30 м (гора Змеиная), аналогичное положение наблюдается в районе Титечных гор.

4. Значительно повышенные содержания меди, серебра, свинца, марганца, стронция. По данным А.Н. Кропачева (1962, 1973) в дуванских рифовых известняках средние содержания меди в 2 раза, серебра в 25 раз, свинца в 3 раза, марганца в 1.9 раза превышают их кларковые содержания в земной коре. Содержание серебра в иргинских известняках в 80 раз выше его кларка. В саргинских рифовых известняках содержания свинца в 10 раз, марганца в 1.3 раза, стронция в 1.6 раза превышают их кларковые концентрации.

5. Повышенная проницаемость рифовых массивов, свидетельствующая о возможности поступления по ним потоков глубинных флюидов. Повышенная проницаемость рифов обусловлена наличием в их срединных частях кавернозных, пористых карбонатных образований с характерной инкрустационной структурой, а также выщелоченных полостей. Проницаемость рифовых массивов и возможность поступления по ним глубинных флюидов подтверждается гидрогеологическими исследованиями (Шестов, 1973; Попов, 1985), фиксирующими в зонах развития рифов разгрузку глубокозалегающих подземных минеральных вод.

Развитие по склонам и апикальным частям рифогенных структур дивьинских мергелей артинского яруса нижней перми, которые по своим текстурно-структурным особенностям, минеральному составу и его изменениям, кристаллографическим формам минералов и ряду других признаков, подобны карбонатитам хлорит-серицит-анкеритовой фации карбонатитообразования и сформированы в водной среде пермского лагунно-морского бассейна в результате поступления по трещинным зонам рифов эндогенных флюидов. Формирование дивьинских карбонатных образований знаменует начальный период развития флюидогидротермального процесса, обусловленного пермской геотектонической активизацией Предуралья. При этом, формирование рифовых массивов дуванских C_3–P_1s , тулумбасовских C_3–P_1ar_1, шуртанских P_1–P_1ar, волимских P_1ar, сылвенско-саргинских P_1ar_2 в каждой из зон происходило на самых начальных, умеренных этапах развития эндогенного процесса.

АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКОЙ ПАЛЕОЭКОСИСТЕМЫ АЛТАЕ-САЛАИРСКОГО БАССЕЙНА
(типы седиментации, литофации и структура палеобиот)

Н.В. Сенников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – SennikovNV@ipgg.nsc.ru

На рубеже кембрия и ордовика, охватывая и интервал тремадока, в связи с отмиранием Салаиро-Кузнецкой вулканической дуги и полным прекращением во флоиане (арениге) вулканической деятельности, сформировался Алтае-Салаирский шельфовый бассейн пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. Таким образом, в целом, в ордовикский и силурийский периоды в Алтае-Салаирском бассейне существовали две следующие геодинамические обстановки: а) активной континентальной окраины – вулканические дуги и задуговые бассейны, характеризующиеся вулканогенно-терригенным типом седиментации (макролитофацией); б) обстановки пассивной континентальной окраины – с терригенными, кремнисто-терригенными, карбонатно-терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными, в том числе дорифоидными типами седиментации (макролитофациями).

1. Проведено деление макролитофаций (вулканогенно-терригенных, терригенных, кремнисто-терригенных и терригенно-карбонатных, карбонатных и др.) на ряд генетически близких (или однородных) литофаций с определением специфического набора текстурных и структурных признаков. Литофации в ряде случаев подразделялись на генетически однородные микролитофации с конкретным территориально локализованным проявлением (таблица).

2. Выявлены тенденции в эволюции седиментологических и биотических компонентов ордовикско-силурийской палеоэкосистемы Алтае-Салаирского бассейна и определение основных этапов такой эволюции. Макроэволюционные изменения проявляются: а) в латеральных миграциях границ литофациальных зон; б) в трансформациях рельефа палеодна бассейна и изменениях его глубин; в) в смене набора литофаций внутри каждой литофациальной зоны для различных хроностратиграфических уровней; г) в изменениях структуры палеобиот для различных хроностратиграфических уровней.

3. Определены основные наборы групп фауны для каждой литофации и зафиксированы специфичные для нее параметры палеобиот – (таксономическое разнообразие, плотность популяций, численность локализаций). Структуры палеобиот ордовикско-силурийского Алтае-Салаирского бассейна в близких по составу литофациях различного генезиса существенно отличаются друг от друга как по набору групп фауны, так и по комплексу отмеченных параметров палеобиот.

4. Установлено, что структуры палеобиот в различных частях ордовикско-силурийского Алтае-Салаирского бассейна в генетически

Генетические типы палеобассейнов (и их элементы)	Макролитофации (типы седиментации)	Литофации (генетически близкие)	Микролитофации (генетически однородные и территориально локализованные)
Вулканические дуги, задуговые бассейны активной континентальной окраины	Вулканогенно-терригенная	Склонов вулканов	
		Удаленные от вулканической дуги	
Континентальный склон пассивной континентальной окраины	Кремнисто-терригенная	Гравитационно-микститовые (подводно-оползневые)	
	Терригенный	Флишоидные	
		Гравитационно-микститовые	
Шельф пассивной континентальной окраины	Кремнисто-терригенная	Фронтальной части шельфа вблизи бровки континентального склона	
		Удаленного от берега глубокого шельфа	
	Терригенный	Авандельтовые	
		Прибрежные	Участки вблизи скалистого берега Участки вблизи выровненного берега
		Удаленные от берега фации	
		Подводных поднятий	Вершин поднятий Подножий поднятий
	Карбонатно-терригенный	Слабо удаленные от берега	
		Удаленные от берега	
	Терригенно-карбонатный	Удаленные от берега	
		Соседствующие с рифоидными постройками	Окаймляющие рифоиды Заливы на рифоидах
	Карбонатный (в том числе рифоидный)	Группировки крупных рифоидов (до 2–3 км в диаметре) на бровке шельфа	Центральные части отдельных рифоидов Краевые части отдельных рифоидов Гравитационно-микститовые
		Рифоиды средних размеров (0.5–1 км в диаметре)	Соседствующие с крупными рифоидами На склонах отмерших вулканов
		Отдельные мелкие сгруппированные рифоиды (до 0.05–0.1 км в диаметре)	Окаймляющие рифоиды средних размеров Латерально замещающие рифоиды средних размеров
		Изолированные мелкие рифоиды (patch-reef)	
		Мелководье удаленное от берега	

однородных (и генетически близких) литофациях, не только одного и того же хроностратиграфического уровня, но и различных хроностратиграфических уровней отличаются друг от друга крайне слабо. Фиксируемые отличия структуры палеобиот ордовикско-силурийского Алтае-Салаирского бассейна в генетически однородных литофациях для различных хроностратиграфических уровней обусловлены не только эволюцией алтайской палеоэкосистемы, но и масштабным «привносом» фаунистических компонентов из других соседствующих палеобассейнов. Это было обусловлено широкими палеозоогеографическими связями Алтае-Салаирского ордовикско-силурийского бассейна.

5. Зафиксировано, что отличия в таксономическом составе в близких по составу литофациях различного генезиса одного временного интервала для конкретной группы фауны часто различаются друг от друга столь значимо, что ранее в ряде случаев интерпретировались как эволюционные хроностратиграфические последовательности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00729).

СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕТЕЛИЧСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ В АЛТАЕ-САЛАИРСКОМ СИЛУРИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

Н.В. Сенников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, e-mail – SennikovNV@ipgg nsc.ru

Впервые для Алтае-Салаирского ордовикско-силурийского бассейна получены результаты изучения строения карбонатной платформы (рифоидной системы линейной формы), позволяющие судить как о палеоглубинах осадкообразования, так и о характере взаимоотношений зоны биогенно-рифоидного (и сопутствующего ему иного карбонатонакопления) с примыкающими к ней зонами смешанных типов седиментации на внутреннем и внешнем бортах карбонатной платформы.

На бортах алтайской позднетелической карбонатной платформы зафиксированы несколько типов седиментации, соседствующие с карбонатным биогенно-рифоидным типом седиментации непосредственно самой карбонатной платформы: а) обломочно- карбонатный и кремнисто-карбонатный типы седиментации (внешний борт карбонатной платформы в сторону континентального склона); б) терригенно-карбонатный и карбонатно-терригенный типы седиментации (внутренний борт карбонатной платформы в сторону области континентального сноса).

На внешнем борту алтайской позднетелической карбонатной платформы в центральной части Горного Алтая выявлено сооружение по-

добное ремпарту современных рифов на крупных линейных рифовых системах типа «Большого Барьерного Рифа» в Австралии. На таком изученном сооружении в центральной части региона зафиксированы: а) следы осушения в моменты отлива; б) образование за счет волнового воздействия конседиментационных подводных полостей и трещин, «залечивающихся» («засыпающихся») в процессе формирования рифоидной системы калькаренитовым материалом. В отдельных палеозаливах (лагунах) формировались «пластовые» и «столбчатые» (с осушением верхушек при отливах) строматолитовые постройки.

Для внешнего борта Алтае-Салаирской позднетеличской карбонатной платформы в центральной части Горного Алтая также характерны: а) проксимальные части карбонатных турбидитов; б) дистальные части карбонатных турбидитов, в том числе и с микропрослоями (3–5 мм) кремней, в) структуры подводных оползней. Это свидетельствует, о том, что относительно мелководная (глубины от 0–5 м до 10–50 м) зона внешнего борта карбонатной платформы непосредственно соседствовала с относительно глубоководной (100–200 м) зоной предрифоидной части шельфа, очень узкой полосой опоясывающей карбонатную платформу. [*В западной части Горного Алтая у внешнего края позднеордовикской (хирнантиан) карбонатной платформы, рядом с относительно глубоководной зоной формирования дистальных частей карбонатных турбидитов располагалась зона накопления кремней (в т.ч. радиоляритов), формировавшихся на внешней бровке шельфа или уже на континентальном склоне (реконструируемые по степени сохранности радиолярий глубины от 200 до 250–300 м и более)*].

На внутреннем борту Алтае-Салаирскской позднетеличской карбонатной платформы зафиксирована следующая фациальная зональность. В западной части Горного Алтая массивные, неслоистые известняки центральных частей карбонатной платформы в направлении континентальных областей сноса материала сменяются на массивно-слоистые известняки с многочисленными кораллами и брахиоподами, которые постепенно переходят в слоистые и тонко-слоистые известняки, часто с примесью глинистого материала и маломощными прослоями аргиллитов и присутствием немногочисленных кораллов и брахиопод. Формирование массивно-слоистых карбонатов происходило на глубинах до 50 м, о чем свидетельствует наличие водорослевых биогермов (диаметром до 3–5 м) и обилие кораллов. Тонкослоистые и глинистые известняки откладывались в интервале глубин 50–100 м.

В северо-западной части Алтая зона накопления неслоистых известняков центральных частей позднетеличской карбонатной платформы сменяется в направлении континентальных областей сноса материала на зону смешанного терригенно-карбонатного осадконакопления – преобладание слоистых «чистых» известняков (с многочисленными кораллами и брахиоподами), чередующихся с равными по мощности прослоями алевролитов (с частыми брахиоподами и редкими кораллами). Терригенно-карбонатные породы формировались на глу-

бинах, на которых значительное влияние оказывало волновое воздействие (до 10–20 м). Зона их формирования сменяется (при приближении к области континентального сноса) на зону карбонатно-терригенного смешанного осадконакопления – преобладание песчаников и алевролитов, переслаивающихся с маломощными прослоями глинистых известняков (с частыми кораллами и брахиоподами). Карбонатно-терригенные породы формировались на глубинах превышающих возможности регулярного волнового и штормового воздействия, т.е. на глубинах более 50 м.

Другие взаимоотношения зон карбонатного и терригенного осадконакопления зафиксированы в центральной части Горного Алтая. Там, на внутреннем борту позднетеличской карбонатной платформы к массивным известнякам центральной части платформы непосредственно примыкает смешанная зона карбонатно-терригенного осадконакопления. В последней наблюдается тонкое чередование (1–2 см) темных глинистых известняков и известковистых аргиллитов с редкими кораллами. Часто карбонаты не образуют протяженных слоев, а формируют «линзы» (длиной 3–7 см). Образование таких пород происходило на глубинах превышающих возможности регулярного волнового и штормового воздействия, т.е. на глубинах более 50 м.

В результате исследований получены следующие новые данные.

1. Для позднетеличской карбонатной платформы и соседствующих с ней участках палеобассейна с фациальными обстановками карбонатно-терригенного и терригенно-карбонатного осадконакопления по алтайским материалам реконструировано несколько модельных профилей (от открыто-морских к зарифовым обстановкам).

2. Установлено, что, чем больше элементов (обособленных специфических фациальных обстановок – литофаций) в поперечном модельном профиле карбонатной платформы, тем большую ширину такая платформа имеет. Так, в западной части Горного Алтая карбонатная платформа может быть шириной до 20–25 км, а в центральной части Горного Алтая только 5–10 км.

3. Максимальные по размеру рифоиды (до 2–3 км в диаметре) концентрируются ближе к внешнему борту карбонатной платформы. Именно на таких крупных рифоидах формировались крупные водорослевые биогермы диметром до 15–25 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00729).

Содержание

Мавринская Т.М. Фациальные и биофациальные особенности ордовикских и силурийских отложений Западнозилаирской зоны Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) 3
Макаренко Г.Л. Реконструкция болотного седиментогенеза на основе степени трофности среды торфонакопления 6
Макаренко Г.Л. Природные условия болотного седиментогенеза 9
Макаров В.П., Сурков А.В. Геоспидометр – метод определения палеоскоростей перемещения осадков водными потоками 12
Макаров В.П., Сурков А.В. Некоторые морфологические свойства зерен в рыхлых осадочных породах 14
Максимова И.А. Забитская свита боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна: Sr-, C- и O-изотопная хемостратиграфия и корреляция 17
Малёнкина С.Ю. Желваковые фосфориты Горного Крыма 20
Малёнкина С.Ю. Литологическая характеристика юрских отложений г. Москвы 23
Малиновский А.И. Литохимия терригенных пород островодужных образований Дальнего Востока России 26
Малиновский А.И., Голозубов В.В. Состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь) 29
Малов А.И. Возможности гидрогенного рудообразования в осадочных комплексах мезенской синеклизы 32
Малышева Е.С., Седаева Г.М. Литологические особенности и морфогенетические типы микротрещиноватости карбонатных пород верхнего девона (Центральная часть Хорейверской впадины Тимано-Печерской провинции) 35
Маникин А.Г., Гончаренко О.П., Астаркин С.В. Предварительные данные о характере осадконакопления в верхневолжское время в пределах Среднего Поволжья 37
Масагутов Р.Х., Иванов Д.И. Литолого-фациальная обусловленность нафтидопроизводящих свойств осадочных пород рифея Камско-Бельской грабеновой впадины 41
Масагутов Р.Х., Илеменова О.Д., Крылова Е.А., Савельева Е.Н. Строение продуктивных коллекторов фаменского и турнейского ярусов Южно-Татарского свода 43
Масленников В.В., Третьяков Г.А., Масленникова С.П. Седиментогенез и литогенез гидротермальных сульфидных отложений 46
Маслов А.В. Вариации величины Cr/Th в тонкозернистых терригенных породах рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа 48
Маслов А.В. Об эволюции некоторых параметров, контролировавших процессы осадконакопления в докембрии 52
Матвеев В.П. Карбонатные каркасные постройки в каменноугольных отложениях на острове Северный, архипелаг Новая Земля 57
Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Литогенез и нефтегазоносность осадочного чехла в Западно-Сибирском мегабассейне 60

Матухин Р.Г. Литолого-фациальные особенности девона архипелагов Северная Земля и Седова 63
Матухин Р.Г. Болотные системы Западной Сибири (эколого-минерагенический аспект) 65
Мачулина С.А., Шехунова С.Б., Кичка А.С. О находке и значении древнего «черного курильщика» как индикатора колчеданно-полиметаллических руд в осадочных комплексах Донбасса 68
Медведева С.А. Химический и петрографический состав позднемезозойских псаммитов Западного Сихоте-Алиня (Среднее Приамурье) 70
Медведева С.А. Соотношение суммы РЗЭ и количества кварца в псаммитах Западного Сихоте-Алиня (Среднее Приамурье) 74
Мелекесцева И.Ю., Иванов В.Н., Бельтенев В.Е., Добрецова И.Г. Кластогенные руды нового гидротермального узла 13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет 75
Мелкий В.А. Вулканогенные прибрежно-морские россыпные титаномагнетитовые месторождения Дальнего Востока 78
Мелкий В.А., Сахаров В.А. Изученность вулканогенных прибрежно-морских россыпных титаномагнетитовых месторождений Дальнего Востока 82
Мизенс Г.А. Верхнекаменноугольные красноцветные отложения восточных зон Урала. Условия образования 85
Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. О палеогеографической ситуации в раннем карбоне на востоке Урала 88
Моисеев С.А., Топешко В.А., Фомин А.М. Предложения по уточнению схемы литолого-фациального районирования юга Сибирской платформы 91
Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Кринари Г.А. Постседиментационные изменения карбонатных пород и критерии выявления различных типов литогенеза (фонового и наложенного) 93
Московский Г.А. Пермский галогенез Прикаспия: решенные проблемы и нерешенные задачи 96
Муравьев Ф.А., Галеев А.А. Парамагнитные свойства как показатели литогенетических условий и вторичных изменений пермских карбонатных пород 98
Мурдмаа И.О. Современный океанский седиментогенез и проблема актуализма в литологии 101
Немировская И.А., Бреховских В.Ф. Седиментогенез углеводородов в области р. Волга–северный шельф Каспийского моря 104
Нечеухин В.М. Седиментогенез и бассейны осадконакопления геодинамических обстановок формирования орогенических систем ... 106
Нечитайло А.В., Крупская В.В., Крылов А.А., Андреева И.А. Изменение гидродинамических режимов осадконакопления в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) за последние несколько десятков тысяч лет 110
Никулова Н.Ю Литологический состав отложений базального горизонта тельпосской свиты (O_1tp) на горе Маяк (Приполярный Урал) 112
Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Клювиткин А.А. Вертикальные потоки осадочного вещества в Белом море 115
Новиков В.М., Бортников Н.С., Крупская В.В., Минеева Р.М., Соболева С.В., Сперанский А.В., Пилоян Г.О., Горбачев Б.Ф., Бушуева Е.Б.

Зависимость кристалломорфологических свойств каолинита от его дисперсности (на примере каолинов месторождения Журавлиный лог, Южный Урал) 117
Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В. Осадочные серии позднего рифея рифтогенных структур Енисейского кряжа 120
Озол А.А. Залежи фосфоритов в корах выветривания карбонатных пород как перспективный источник фосфатного сырья 122
Озол А.А. Полигенная природа нефти в ее месторождениях, залегающих в осадочных толщах 125
Окнова Н.С. Условия формирования и прогноз нефтеносности ордовикско-нижнедевонского комплекса Медынско-Сарембойского вала Тимано-Печорской провинции 128
Оленова К.Ю. Строение и коллекторские свойства биогермов рифовых массивов северной части Печоро-Колвинского мегавала 129
Осовецкий Б.М. Эволюция мезозойского осадконакопления на территории Вятско-Камской впадины и проблемы алмазоносности 131
Осовецкий Б.М., Меньшикова Е.А Природно-техногенный седиментогенез 133
Остроухов С.Б., Цыганкова В.А. Комплексный литолого-геохимический анализ нижнемеловых отложений акватории Среднего Каспия ... 136
Палкин А.В., Сидоров Д.А. К вопросу поиска коллекторов в отложениях средней юры на юге Тюменской области 139
Палкина А.С. Палеогеография Пур-Тазовского междуречья в валанжинский век 142
Парада С.Г. Типы литогенеза золотоносных терригенных комплексов 144
Парада С.Г. Стадийность и зональность постседиментационных преобразований палеозойского углеродисто-терригенного комплекса Амуро-Охотской складчатой области 147
Пауль Р.К. К вопросу о генезисе древних фосфоритов Сибири 150
Пауль Р.К. Влияние фосфатизации на гранулометрический состав пород 153
Пелымский Г.А., Лаптева Н.И. Геоэкологические проблемы освоения минерально-сырьевых ресурсов Российской Арктики 155
Петров Г.А., Наседкина В.А. К вопросу о происхождении и возрасте обломочных серпентинитов восточного склона Урала 156
Петров П.Ю. Molar tooth structures: механизм их формирования и эволюция карбонатного седиментагенеза в докембрии (рифей Туруханского поднятия Сибири) 160
Погребнов Н.Н., Трощенко В.В. Геодинамические аспекты формирования угольных залежей и литоструктур осадочных формаций 163
Погромская О.Э. Литологические особенности триасовых отложений по скважине Саранпаульская – 5 (Приполярный Урал) 167
Подковыров В.Н., Граунов О.В. Глинистые породы позднего рифея-венда: взаимосвязь эволюции составов, темпов захоронения органического углерода и кислородонасыщения атмосферы 169
Покровский Б.Г., Чумаков Н.М. Неопротерозойские карбонаты с ультравысокими и ультранизкими значениями δ13C в Байкало-Патомском прогибе и некоторых других районах Сибири и Урала 172
Полянский Б.В. Типизация раннемезозойских угленосных бассейнов в складчатых поясах 175

Пономаренко Е.С., Сандула А.Н. Верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения среднего течения р. Уньи (Северный Урал) 177
Попов А.Ю. Литолого-фациальная характеристика среднеюрско-нижнемеловых отложений северо-востока Западной Сибири (по результатам бурения скв. Хальмерпаютинская 2099) 179
Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы воздействия флюидных потоков в зонах дизъюнктивных нарушений 182
Проворов В.М., Неганов В.М., Вилесова Л.А. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности южной части Предтиманского прогиба и Тимана 185
Процько О.С., Анищенко Л.А. Распределение инертинита в различных толщах перми Тимано-Печорского бассейна 189
Пугачёва Н.Г., Кириллова Г.Л. Нижне-среднеюрский седиментогенез на восточной окраине Буреинского бассейна: фациальные и палеогеографические реконструкции (Дальний Восток) 192
Пустыльникова В.В. Использование данных литологических исследований при фациальных реконструкциях на примере продуктивных пластов горизонта $Ю_1$ васюганской свиты (Западная Сибирь) 195
Расулов А.Т. Изотопия $С_{карб}$ конкреционнных карбонатов в некоторых угленосных толщах Урала 198
Розен О.М., Аббясов А.А., Батурин Г.Н., Литвинова Т.В. Расчет минерального состава фосфоритов для фациальные реконструкций по химическим анализам (программа MINLITH) 200
Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея 203
Рубан Д.А. Соленакопление в трансгрессирующих бассейнах 207
Роганов Г.В. Рудоносные осадочные бассейны позднего докембрия и кембрия юга Дальнего Востока 209
Ростовцева Ю.В. Обстановки осадконакопления среднего сармата Таманского прогиба 211
Рубцова Е.В. Неогеновые речные палеодолины Черноморско-Кавказского региона и их связь с размещением залежей углеводородов 214
Русанов Г.Г. Литологические и фациальные особенности среднемиоценовых отложений рубцовской свиты на юго-западе Алтая 217
Русанов Г.Г., Рудой А.Н. Литолого-фациальный состав поздневюрмского ледникового комплекса бассейна верхней Коксы в Горном Алтае 220
Русский В.И., Криночкин В.Г., Федоров Ю.Н., Коротков С.А. Строение и состав кор выветривания пород фундамента Западно-Сибирской плиты (Приуральская НГО) 223
Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез во внутренних морях гляциальной зоны и его значение для фациальных реконструкций 225
Рябинкин С.В. Удивительные особенности коэффициента Лейфиана–Вассоевича при углефикационном флюидообразовании 228
Рябинкина Н.Н. Палеопочвы раннего карбона северо-востока европейской части России 230

Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Историко-минерагенические этапы эволюции экзогенного рудообразования в истории Земли 231
Садчикова Т.А., Чистякова И.А. Диагенетические минеральные новообразования в послеледниковых осадках Онежского залива Белого моря 234
Саетгалеев Я.Х. Литохимические особенности продуктивных толщ неокома по скв. 51 Восточно-Кутымской площади (Западная Сибирь) 236
Салдин В.А. Фосфатоносность верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала 238
Сараев С.В., Сенников Н.В., Батурина Т.П. Девонские вулканогенно-осадочные комплексы на северо-западе Рудного Алтая и обстановки их формирования 241
Саранцев Е.С., Свальнов В.Н. Гидродинамический контроль седиментации в Атлантике 244
Сафина Н.П. Особенности литогенеза рудокластитов в вулканогенно-яшмовой и вулканогенно-черносланцевой ассоциациях (на примере Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений, Урал) 246
Сащенко А.В., Зайцев А.В. Литологическая характеристика глинисто-карбонатных отложений основания среднего ордовика восточной части Ладожского глинта 249
Свальнов В.Н., Саранцев Е.С. Перераспределение осадочного материала в пелагиали 251
Светова А.И., Светов С А. Седиментационные ансамбли мезоархейских «офиолитоподобных» комплексов Центрально-Карельского террейна 253
Седаева К.М. Специфика осадконакопления на рубеже ранней–средней перми на севере Русской платформы 256
Седаева К.М., Кулешов В.Н. Седиментологический и изотопно-геохимический анализ рифоподобных микробиальных образований позднего палеозоя 259
Семенов Г.А. Условия образования и минералогические особенности травертинов юго-западного и южного Памира 261
Серков В.А., Кузьмина Т.М., Пироженко В.А. Фациальный анализ геолого-геофизических данных на основе нейросетевых технологий 263
Симанович И.М., Тучкова М.И. Терминология постседиментационного литогенеза 266
Сиротенко Л.В. Коллекторский потенциал и трещиноватость вулканогенно-осадочных образований на глубинах до 8250 метров в Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважине СГ-7 268
Сиротенко Л.В., Сиротенко О.И., Дурникин В.И. Эволюция палеодинамических напряжений во внешней зоне западно-уральской складчатости в процессе седиментогенеза 271
Ситдикова Л.М., Батырбаева Р.А. Литолого-структурная анизотропия пород-коллекторов сутормінского месторождения углеводородов (Западно-Сибирская провинция) 273
Скибицкая Н.А., Яковлева О.П. Особенности седиментогенеза и раннего диагенеза при формирования комплексного генерационного потенциала месторождений углеводородов в погребенных рифогенных полифациальных постройках 275

Скрипченко Н.С. Условия образования существенно свинцовых месторождений в рифовых комплексах 278
Сметанин А.Б., Щергин В.Г., Щергина Е.А. Цикличность дельтового комплекса отложений неокома Тевлинско-Русскинского месторождения нефти 281
Сметанин А.Б., Щергина Е.А., Щергин В.Г. Исследование цикличности отложений васюганской свиты в связи с разработкой седиментационных моделей пласта $ЮВ_1^1$ 284
Советов Ю.К. Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах таримского типа: Малый Каратау, Южный Казахстан 287
Сорока Е.И, Волчек Е.Н. Формирование некоторых высокоглиноземистых пород Урала 289
Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А. Возраст и происхождение доломитовой брекчии в основании разреза золотоносных отложений рудопроявления Амфитеатр (Приполярный Урал) 293
Староверов В.Н., Жидовинов Н.Я. Эволюция седиментогенеза в плиоцене и эоплейстоцене юго-востока Русской плиты 296
Степанова Т.И., Кучева Н.А. Агглютигермы раннего визе на восточном склоне Среднего Урала 298
Строганова Ю.Ю. Седиментологический анализ нижне-среднепермских отложений Северодвинско-Мезенского междуречья (Архангельская область) 301
Стукалова И.Е. Состав глинистой фракции нижнекарбоновых пород ряда угольных месторождений Среднего и Южного Урала 304
Субетто Д.А. Трансформация озерного седиментогенеза на рубеже позднего плейстоцена и голоцена 306
Сухарев А.И. Метасоматиты верхней части осадочного чехла Большехетской мегасинеклизы 309
Сывороткин В.Л. Озонная методика изучения газового режима океанов и морей 311
Талипов И.Ф. Изучение неоднородности пород коллекторов продуктивного пласта БС10-1 Умсейского месторождения для определения закономерностей развития зон флюидомиграции 314
Тараборин Г.В., Демина Т.Я., Тараборин Д.Г. К проблеме формирования позднепермско-мезозойских палеофациальных бассейнов территории Южного Урала и его обрамления 316
Тимонин Н.И. Комплексы пассивной окраины 319
Тимофеев П.П. Проблемы типизации седименто- и литогенеза и познания их эволюции в истории Земли 322
Толоконникова З.А. Седиментогенез на окраинах Кузнецкого бассейна (юг Западной Сибири) в фаменское время 324
Тугарова М.А. Углеводородная флюидизация в осадочных системах 326
Тугарова М.А., Суворова Е Б. Вещественно-структурные характеристики терригенных пород как индикаторы катагенеза 328
Туркина О.М. Раннедокембрийские метаосадочные ассоциации зеленокаменных поясов Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона 331
Тюремнов В.А. Влияние седиментогенеза баренцевоморского региона на формирование физических свойств пород 333

Урманцева Л.Н. Состав и реконструкция протолитов метаосадочных толщ Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ) 335
Усенков С.М. Общие особенности седиментогенеза в больших озерах Северной Европы и Северной Америки 338
Фазлиахметов А.М. К Вопросу об образовании улугауской свиты ... 340
Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л. Следы древних «курильщиков» в разрезе верхней юры Западной Сибири 343
Филиппов А.Н. Среднеюрско-аптские кремнисто-вулканогенные образования юго-западного фрагмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь): обстановки формирования и происхождение террейна 345
Филиппов В.А. О правомерности выделения тюльменской подсвиты в разрезе древних толщ западного склона Южного Урала 348
Фомин А.М. Распространение пород-коллекторов продуктивных горизонтов терригенного венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы 350
Фролов В.Н. Реконструкция условий осадконакопления среднекаменноугольных песчаников Северо-Донбасского нефтегазоносного района 353
Фролов В.Т. Земля – первично осадочное тело: эволюция литогенеза 356
Хабаров Е.М. Особенности развития Патомского бассейна в неопротерозое по данным седиментологических и изотопно-геохимических исследований 358
Хабаров Е.М., Вараксина И.В Седиментационные бассейны и палеогеография западной окраины Сибирского кратона в рифее 360
Хардиков А.Э., Холодная И.А. Условия образования и металлогенический потенциал верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области 363
Холмовой Г.В., Савко А.Д. Аллювиальные комплексы и палеодолины в осадочном чехле Воронежской антеклизы 365
Холодная И.А., Хардиков А.Э. Состав и происхождение современных пляжевых россыпей тяжелых минералов на Таманском полуострове 368
Холодов В.Н. Фазовая дифференциация вещества – основа геохимии осадочного процесса 369
Христофорова Н.Н., Христофоров А.В. Выделение литологических границ в геологическом разрезе на основе вейвлет-анализа термограмм скважин 371
Хрусталев В.К. Полезные ископаемые осадочных комплексов Селенга-Хаимского перикратонного прогиба (Западное Забайкалье) 373
Худолей А.К., Фролов С.В., Молчанов А.В. Эволюция осадочных бассейнов северной части Сибирской платформы в рифее 375
Цейслер В.М. Угленосные и соленосные формации в тектоноседиментационных циклах 377
Цеховский Ю.Г. Особенности континентального седиментогенеза в мезозойских рифтогенных грабенах Западного Забайкалья 380
Чайковский И.И. Особенности эвапоритового литогенеза Пермского Предуралья 382
Черепанов А.А. Платиноносность черносланцевых пород Хабаровского края 384

Черешинский А.В. Вещественный состав и характеристика акцессориев Курской (Бесединской) структуры 387
Черкасов Р.Ф. Эволюция хемолитогенеза: от вулканического к терригенному 389
Чернова О.С. К вопросу о систематике седиментационных объектов 392
Чернова Л.С., Потлова М.М. Литогенетические типы пород в карбонатных продуктивных горизонтах венд-кембрийского бассейна и их роль в оценке и прогнозе коллекторов (Непский свод Сибирской платформы) 395
Чигирев А.Г. Силициты коры выветривания на мергельно-меловых породах одного из месторождений КМА 397
Чувашов Б.И. Палеотектоника и седиментогенез девонского периода на востоке Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири 400
Чувашов Б.И. О палеотектонической и фациальной природе кремней и радиоляритов в палеозое и мезозое 403
Шадрин А.Н., Сандула А.Н. Строение карбонатной визейской формации Верхней Печоры 406
Шарданова Т.А., Соловьева Н.А. Эрозионные поверхности в отложениях трансгрессивных циклов 409
Шатров В.А. Лантаноиды в метапелитах бурзянской серии: реконструкции условий осадконакопления 411
Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Гоголева М.В. Золото и серебро в породах и корах выветривания Курской серии 414
Шатров В.П. Особенности осадконакопления и минерагении в палеозое и раннем мезозое Североссовьинского бассейна на восточном склоне Приполярного Урала 416
Шеболкин Д Н. Положение границы лландовери и венлока на р. Изьяю (гряда Чернышева) 420
Шевченко В.П., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Горюнова Н.В. Осадочный материал в аэрозолях, снеге и льдах Арктики 421
Шемин Г.Г. Седиментационно-емкостные модели осинского и преображенского продуктивных горизонтов вендско-нижнекембрийского карбонатного комплекса центральных районов Лено-Тунгусской НГП 425
Шепелева Я.П. Фациальная реконструкция раннеюрского осадочно-вулканогенного седиментогенеза в Южном Верхоянье (Якутия) 427
Шефер В.А., Кочергин А.В. Литологические особенности и обстановки седиментации отложений набиулинской и узянской свит западного борта Зилаирского синклинория 429
Шилин А.В. Седиментационная модель формирования Тенгизского карбонатного массива (Казахстан) 432
Шиманский В.В., Танинская Н.В., Колпенская Н.Н., Низяева И.С., Хафизов С.Ф. Фациальные реконструкции средне-верхнеюрских отложений юга Западной Сибири 436
Шитова Е.А., Голицын М.В., Пронина Н.В. Тепловой режим недр Западно-Сибирского угленефтегазоносного бассейна 438
Шиханов С.Е., Япаскурт О.В. Литогенез и метаморфизм терригенных комплексов как отражение геодинамической эволюции осадочных бассейнов севера Сибири от палеозоя к кайнозою 440

Шишлов С.Б. Седиментационные системы эпиконтинентальных бассейнов с гумидным типом литогенеза 442
Шульга В.Ф., Панкова М.Г. Особенности визейского углеобразования в Подмосковном и Донецком бассейнах 445
Щепетова Е.В. О некоторых общих закономерностях накопления сланценосной толщи ам. зоны panderi в разных частях Волжского бассейна Русской плиты 447
Щербаков Э.С., Глухов Ю.В. Дифференциация минеральных зерен по гидравлической крупности – характеристика процессов седиментации 450
Щербакова М.Н. Пеллетовые известняки Тамани – продукты биофильтрации и биоседиментации? 452
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Особенности седименто- и литогенеза вулканического пепла в Предостроводужном бассейне 455
Юрова М.П. Литологическое расчленение вулканогенных пород с помощью стандартного комплекса ГИС 458
Юрова М.П., Томилова Н.Н. Строение и формирование Неджелинского вулканогенного природного резервуара Хапчагайского мегавала 460
Яковишина Е.В. Модель формирования верхнемаастрихтских отложений Крыма (Украина) 462
Ялышева А.И. Использование статистического анализа для установления генезиса кластогенного кварца 464
Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Попов А.Ю. Эволюция обстановок седиментации в бат-позднеюрское время в центральных и южных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна 468
Япаскурт О.В. Стадиальный анализ осадочного процесса 471
Ярославцева Н.С. Характеристика рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Средний Урал (на примере кремнисто-углеродистых отложений) 476
Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Золото, платина и палладий в углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня 479
Курочкин В.Ю. Рифовые массивы Уфимского вала и Сылвинской впадины Предуралья 482
Сенников Н.В. Аспекты эволюции ордовикско-силурийской палеоэкосистемы Алтае-Салаирского бассейна (типы седиментации, литофации и структура палеобиот) 484
Сенников Н.В. Структура и условия формирования позднетелической карбонатной платформы в Алтае-Салаирском силурийском бассейне 486

Научное издание

Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли

Материалы
5-го Всероссийского литологического совещания
(Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.)

Том II

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного
литологического комитета ОНЗ РАН

Корректор *З.А. Семерун*
Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*

Институт геологии и геохимии УрО РАН,
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7.

Подписано в печать 18.06.08.
Формат 60×90 1/16. Уч.-изд. л. 35.
Тираж 400 экз. Заказ 120.

Размножено с оригинал-макета в типографии ООО «ИРА УТК».
620219, г. Екатеринбург, ул. К. Либкнехта, 42.