

# Синхронность развития палеопротерозойского феномена «Шуньга» в бассейнах-аналогах\*

М. М. Филиппов<sup>1</sup>, К. И. Лохов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН,  
Российская Федерация, 185920, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,  
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

**Для цитирования:** Филиппов М. М., Лохов К. И. Синхронность развития палеопротерозойского феномена «Шуньга» в бассейнах-аналогах // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 3. С. 363–393. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.307>

Последовательность взаимосвязанных событий — от накопления до вторичного концентрирования и рассеивания органического вещества — характеризуется уникальным для палеопротерозоя феноменом «Шуньга», наиболее полно исследованным в Онежском осадочном бассейне. Основной этап — накопление гигантских объемов первичного органического вещества, а также последующие этапы его перераспределения — многочисленные купольные и субпластовые локальные тела высокоуглеродистых пород с характерной дифференциацией состава; разнообразные формы проявления антраксолитов, указывающие на реализованную полномасштабную генерацию углеводородов (УВ); многочисленные типы коллекторов, свидетельствующие об их миграции; следы переотложения и первичного, и новообразованного органического вещества. В обзоре на примере бассейна Франсвиль приведены доказательства существования всех этапов феномена в бассейнах-аналогах, в которых основной этап развивался синхронно. Детально проанализированы результаты датировок отложений двух бассейнов, выявлены принципиальные ошибки в трактовке геохронологических данных. Показано, что корреляция разрезов палеопротерозойских осадочных бассейнов возможна по геохимическим маркирующим горизонтам с аномалиями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  ( $\text{C}_{\text{орг}}$  — органический углерод) и повышенным содержанием U, Mo, Se, As, Ni и V.

**Ключевые слова:** признаки феномена, Онежская структура, бассейн Франсвиль, возраст, геохимические аномалии, кероген, генерирование и миграция углеводородов, коллекторы.

## Введение

Природное явление, именуемое с 1999 г. феноменом «Шуньга» (Melezhik, et al., 1999), первоначально трактовалось как глобальная (планетарная) и синхронная для ряда регионов Земли эпоха масштабного накопления органического веще-

\* Работа проведена по программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 гг., раздел 68, тема 201 — «Временные и региональные закономерности формирования и развития минеральных, геохимических и биологических систем в Карельском регионе: фундаментальный и инновационный аспекты», реализуемая ФГБУН Институтом геологии КарНЦ РАН.

ства (ОВ), относящаяся к периоду 2,1–1,85 млрд лет назад. Об огромных объемах первичной аккумуляции ОВ, помимо содержания углерода в пелитовых породах, свидетельствуют значительные площади сохранившихся палеопротерозойских структур и большая мощность черносланцевых отложений. В этот период в осадочных бассейнах были также накоплены гигантские залежи железных руд и фосфоритов, чье происхождение многие авторы напрямую связывают с отложением биогенного ОВ и существованием особого геохимического барьера на границе морской осадок — водная колонна. В работе (Melezhik, et al., 2004) содержание феномена было расширено за счет включения процессов генерации и миграции углеводородов (УВ), что вполне логично при наличии в осадках первичного ОВ (керогена), прошедшего все стадии диагенеза, катагенеза, в том числе этап главного нефтяного окна, и метагенеза. Затем в перечень характерных признаков феномена были включены процессы вторичного концентрирования и рассеивания ОВ (нисходящий этап) (Филиппов, 2011). Признаки феномена «Шуньга» помимо Онежской структуры наиболее полно проявлены в осадочных бассейнах с низким уровнем регионального метаморфизма: Франсвиль (Африка), Айрон Ривер-Кристалл Фолс (Северная Америка), Ороген Пайн Крик (Северная Австралия). В последние годы в научных публикациях развернута дискуссия о синхронности или независимости (локальности) проявления основных этапов феномена вне связи с глобальными причинами. Однако для сопоставления наиболее пригодны Онежская структура и бассейн Франсвиль, как наиболее изученные благодаря обильному буровому материалу, полученному при поисково-разведочных работах на урановое оруденение.

Авторы работы (Kump, et al., 2011) при сопоставлении  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  по разрезам бассейнов Франсвиль (формации FB—FD серии франсвиль) и Онежского (заонежская свита людиковийского надгоризонта) впервые обратили внимание на аналогичные тренды и близкие по форме аномалии. На этом основании они сделали вывод о существовании глобальной причины, лежащей в основе изменений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в осадках. По их мнению, это следствие окисления больших объемов ОВ, накопленного в период Ломагунди-Ятулийского события, отражающее существенное повышение содержания кислорода в атмосфере Земли. Следовательно, аномалии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  имеют надрегиональный (планетарный) статус. Наиболее слабо в данной гипотезе утверждение о больших объемах накопленного ОВ в ятулийское время.

Авторы работы (Qu, et al., 2012), напротив, считают, что аномалии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в этих бассейнах локальны даже для одного региона. В их гипотезе аномалия в Онежском бассейне связана с «асфальтовыми вулканами» — купольными телами высокоуглеродистых пород, в которых термальная деструкция ОВ шла исключительно под воздействием тепла интрузий габбродолеритов; а массовое поступление на дно бассейна продуктов катагенеза ОВ (нефти,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ) приводило к изменению видового состава биоты, и на некотором временном отрезке преобладали метанотрофные организмы.

Не все положения работы (Qu, et al., 2012) можно признать убедительными. Во-первых, аномалия зафиксирована в скважинах, расположенных в разных районах Онежской структуры вне связи с купольными телами максовского типа, которые, кстати, нельзя отождествлять с асфальтовыми вулканами. Во-вторых, в качестве доказательства массового поступления УВ на морское дно приведены фотографии

глобулярных образований, принимаемых за смоляные или сорбировавшие смолу комочки глины. В действительности эти образования, как правило, однородные (Филиппов и Есипко, 2016), у них нет битумной оболочки, они чаще сложены железомagnesиевым иллитом, а в ряде случаев — кремнеземом в виде тонких пластинок (тридимитом?), иногда их центральная часть сложена иллитом, а периферия — альбитом. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в комочках не выше 20 %, ОВ находится между слюдистыми обособлениями, иногда локализовано в микрообъемах с характерными микротрещинами, заполненными относительно чистым по составу шунгитовым веществом. Глобулы, вероятно, образовались на стадии диагенеза осадков в условиях длительного существования флюидизированных гелей и меняющихся параметров среды (Ph, Eh, солености пластовых вод) в локальных участках, определяющих устойчивость коллоидных систем. Возможно, глобулы фиксируют локальные зоны биохомогенной активизации.

Причины появления аномалии  $\delta^{13}C_{\text{орг}}$  в свите FC бассейна Франсвиль авторы работы (Weber and Gauthier-Lafaye, 2013), посвятившие много лет его изучению, объясняют повышенным вкладом метанотрофных бактерий в общий объем ОВ осадков. Доказательство строится на том, что аномалия приурочена к породам строматолитами и к эвапоритовым доломитам, отлагавшимся в условиях мелководного моря. Предполагается, что источник метана — метаногенные бактерии, развивавшиеся в более глубоководных условиях. Авторы склоняются к региональному статусу аномалии  $\delta^{13}C_{\text{орг}}$ . Предположение о возрастающей роли биогенного метана как важного источника углерода для метанотрофной биоты бассейна Франсвиль было высказано еще в 1983 г. (Weber, et al., 1983). Правда, не исключался и механизм ассимиляции атмосферного метана, содержание которого в тот период было существенно выше по сравнению с современным уровнем.

В исследовании (Scott, et al., 2014) выполнен анализ данных изотопного состава серы пиритов, лабораторных экспериментов и обзорных сведений по геохимии древних и современных морских бассейнов. Сделан вывод о том, что аномалия  $\delta^{13}C_{\text{орг}}$  в Онежском бассейне отражает биохимическую реакцию последнего на низкое содержание сульфатов и смещение генерации биогенного метана к разделу вода-осадок, вследствие чего уменьшался расход (потребление) этого газа за счет биологического анаэробного окисления при сульфатредукции. В результате водная колонна становилась более насыщенной метаном, что создавало благоприятные условия для жизнедеятельности метанотрофов и соответственно повышало их долю в ОВ осадков до 10 %. Статус аномалии, следовательно, рассматривается в работе (Scott, et al., 2014) как надрегиональный, обусловленный ростом содержания кислорода в атмосфере.

Работа (Martin, et al., 2015), по сути, продолжает исследования авторов работы (Qu, et al., 2012) и посвящена доказательству асинхронности основных этапов феномена «Шуньга» в палеопротерозойских бассейнах: Онежском, Франсвиль, Пайн Крик и Печенгском. Для этого были привлечены уже известные, а также новые геохронологические данные по Онежской структуре и Печенгскому бассейну. В Онежской структуре заново датированы: лавовый поток в кровле янгозерской свиты, туфы зонежской свиты (р. Кочкома — восточная часть структуры), силл габбро (р. Пажа), песчаники нижней подсвиты кондопожской свиты (карьер Нигозерского месторождения). В результате авторы (Martin, et al., 2015) пришли к абсурдному

выводу: в Онежском бассейне накопление осадочных пород, начиная от янгозерской свиты ятулийского надгоризонта (возраст, по их данным,  $1975 \pm 2,8$  млн лет) и до кондопожской свиты ( $1967 \pm 3,5$  млн лет), заняло период, равный примерно 8 млн лет (!). На этом основании авторы утверждают, что основной этап феномена «Шуньга» в разных бассейнах палеопротерозоя разнесен во времени на интервалы продолжительностью более 50 млн лет.

В предлагаемом читателям аналитическом обзоре приведены основные характеристики феномена для двух бассейнов (Онежского и Франсвиль), проанализированы известные и новые геохронологические и геохимические данные и обосновано положение об аналогии развития феномена в двух бассейнах, синхронности его основного (первого) этапа в указанных палеопротерозойских осадочных бассейнах и возможность корреляции разрезов по двум геохимическим маркирующим горизонтам, один из которых уверенно отмечается при геофизических исследованиях скважин.

### Основные этапы развития феномена «Шуньга» в Онежской структуре

*Этап массового накопления биогенного ОВ.* На территории Онежской синклинойной структуры признаки феномена хорошо сохранились благодаря низкому уровню регионального метаморфизма. Главный этап феномена связан с формированием отложений заонежской свиты (рис. 1), в составе которых есть породы, содержащие  $C_{орг}$  до 80 % масс. В работе (Лопатин, 1983) объем накопленного ОВ в Онежской структуре оценен как равный  $650 \times 10^9$  м<sup>3</sup>.

Генезис ОВ подтвержден биогеохимическими данными (Бондарь и др., 1987), изотопным составом углерода шунгитового вещества (Филиппов, 1994; Melezhik, et al., 1999). Азот в наименее измененных шунгитах стратифицируемого типа содержит как минимум два компонента. Один из них с относительно низким C/N (примерно равным 200) и изотопно-легким азотом ( $\delta^{15}N$  до  $-10$  ‰) предполагается первичным, возникшим при образовании шунгитовых пород в биологический цикл с участием восстановленных форм азота и образованием хемоавтотрофных организмов, подобно наблюдаемому в настоящее время в гидротермальных системах, связанных с вулканической активностью на дне океана в зона спрединга. Другой компонент ОВ с относительно высокими  $\delta^{15}N$  (от 0 до 3 ‰) и C/N, примерно равным 1000, возник, по-видимому, из первичного в процессах диагенеза и метаморфизма за счет потерь азота, сопровождавшихся утяжелением его изотопного состава в остатке. Кроме того, источником второй компоненты мог быть и фиопланктон. Эти изотопные данные однозначно подтверждает биогенную природу шунгитов. (Verchovsky, et al., 2006). Распределение содержания  $C_{орг}$  в различных породах имеет полимодальный характер:

- первая мода ( $C_{орг} = 0...15$  % масс.) характеризует туффиты, граувакки (Melezhik, et al., 1999), алевролиты, доломиты, известняки и кремнистые породы, сохраняющие в основном первичную слоистость. Многие слои обогащены антракосолитом: в виде межзерновых включений в доломитах, небольших каплеобразных включений и пленок, параллельных слоистости, или в виде интенсивного пропитывания песчаников;

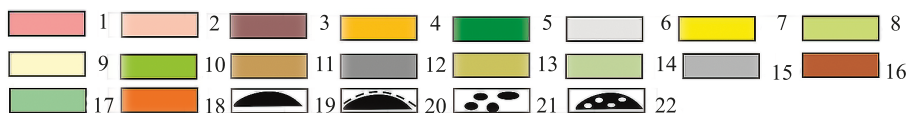
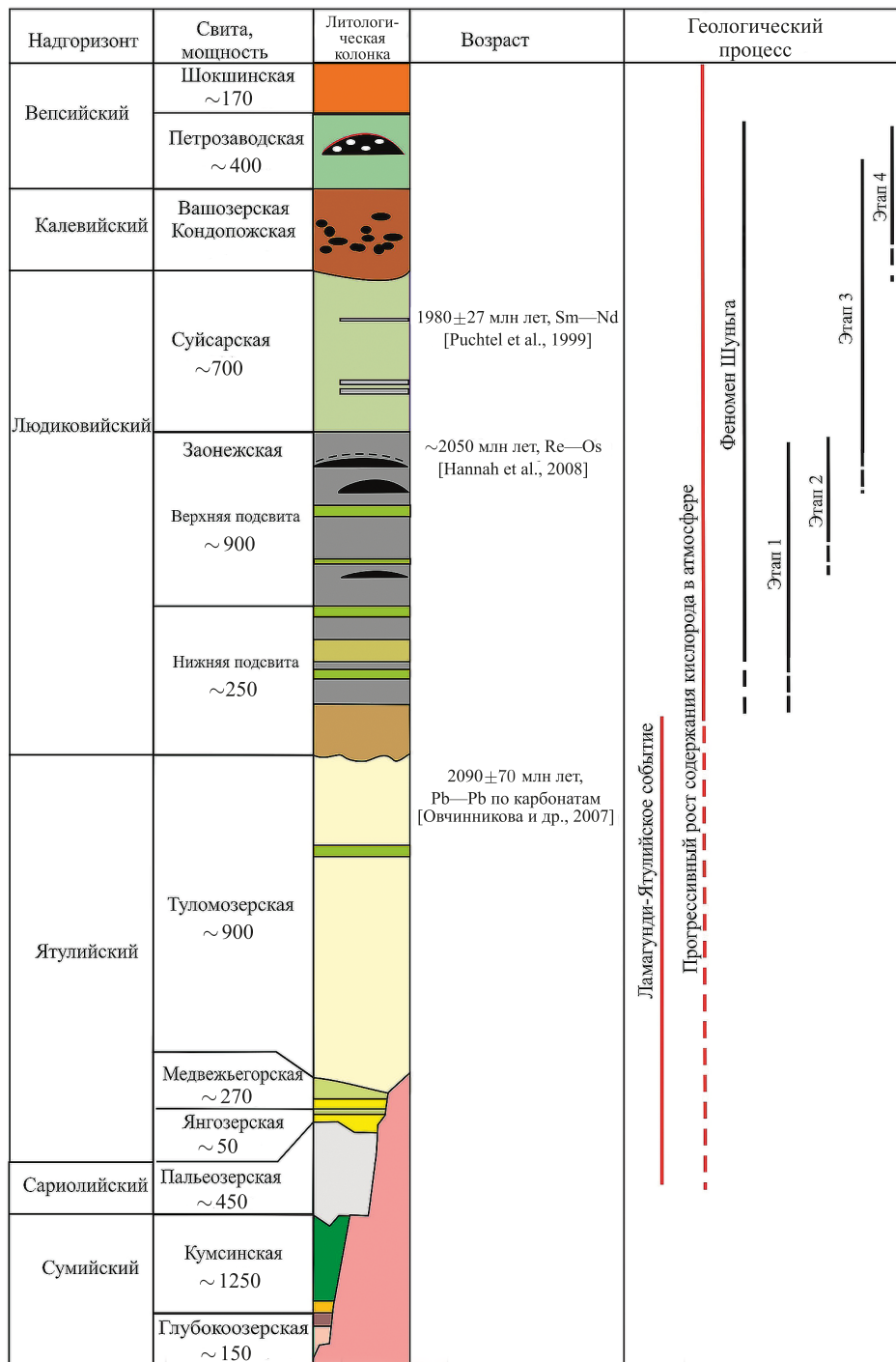
- вторая мода ( $C_{\text{орг}} = 15 \dots 45\%$  масс.) включает в основном массивные или брекчированные породы — максовиты (Филиппов, 2002), у них, как правило, слоистость отсутствует;
- третья мода ( $C_{\text{орг}} = 45 \dots 75\%$  масс.) сформирована породами, которые встречаются лишь локально в купольных телах максовитов или в форме субпластовых тел мощностью до 4,1 м, переслаивающихся с алевро-пелитолитами и перекрытые доломитом или лидитом (карьер и штольня возле п. Шуньга). Породы массивные, с раковистым изломом; с отсутствующей слоистостью и слабой отдельностью; существенная доля ОВ в них представлена антраксолитом (метаморфизованные битуминозные сланцы).

В распределении имеется и четвертая мода — с наиболее высоким содержанием  $C_{\text{орг}}$  (в среднем более 95%), она относится к жильным антраксолитам, которые часто трассируют бывшие пути миграции нефти.

Вторичное концентрирование ОВ в структурах диапирового типа изучено на примере Максовского месторождения — куполообразного тела, эллипсоидального в плане, с размерами около  $700 \times 500$  м, интродуцированного силлами габбро-долеритов. Складка бескорневая, ее форма близка к изометричной; в пределах краевой синклинали питающий горизонт в ряде случаев полностью отсутствует. Вмещающие породы — базальтовые туфы, вулканокластические алевролиты, граувакки, доломиты, известняки, кремнистые породы. Породы месторождения (максовиты) преимущественно состоят из кварца (39–77% масс.),  $C_{\text{орг}}$  — керогена (16–55% масс.) и, частично, антраксолита. Содержание  $C_{\text{орг}}$  и соотношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в Максовском месторождении имеют вертикальную и горизонтальную зональность за счет пород, обогащенных антраксолитом и кремнеземом. Локальные участки с высоким содержанием  $C_{\text{орг}}$  имеют грибообразную форму и рассматриваются как полидиапировые структуры. Предполагается, что развитие купола шло по законам гравитационной тектоники: благодаря своей относительно меньшей плотности и вязкости органоглины были частично обособлены от органо-кремнистых комплексов, туфов и карбонатсодержащих пород.

Породы с ОВ, как правило, гетерогенны. На макроуровне эта гетерогенность проявляется в виде редких округлых и вытянутых частиц кварца, имеющих размер в несколько миллиметров, с высоким содержанием антраксолита, сульфидов и фрагментов сланца, рассеянных в матрице, обогащенной антраксолитом. Такая текстура — следствие разрушения при флюидизации и многофазного перемещения вещества в нелитифицированном состоянии (Melezhik, et al., 2004). Максовиты местами содержат многочисленные миндалины диаметром до 3–5 мм, образованные за счет выхода газообразных веществ; мелкие пустоты заполнены антраксолитом, большие — кварцем (на стенках) и антраксолитом (в центре). Обильное появление миндалин уже в нижних горизонтах верхней подсвиты заонежской свиты, по-видимому, связано с выделением газообразных УВ на стадии диагенеза ОВ. Кварц, заполняющий пустоты, обычно имеет концентрически-зональную микротекстуру, свидетельствующую о пульсационном режиме движения флюидов.

Максовиты часто представлены «скрытой» брекчией — пятнистой породой с флюидальной структурой, с хаотичным распределением угловатых и пламевидных, частично разрушенных фрагментов микрокристаллического кварца в матрице шунгитового вещества. В кварце и в антраксолите, заполняющем пустоты, обычны





трещины синерезиса. Это автокластические брекчии (Филиппов, 2002, Melezhik, et al., 2004), сформированные при фрагментации органо-кремнистого материала под влиянием внутреннего давления вещества. В трещиноватых максовитах, образованных при синерезисе органо-кремнистого геля (Melezhik, et al., 2004), трещины заполнены антраксолитом. Вдоль границ купольного тела с перекрывающимися породами обычны краевые брекчии, аналогичные тем, которые известны для соляных куполов.

Следующий этап развития феномена «Шуныга» — постседиментационное перераспределение ОВ путем интрузии и экструзии вещества из купольных тел в трещины, разломы и в межслоевое пространство вмещающих пород. Над купольными структурами часто развиты локальные трещины растяжения, заполненные инъекциями органоглин (флюидолитами). Например, на участке Тетюгино длина такой трещины 21,5 м, а мощность 13,0 м (Филиппов и др., 2016). Породы массивные с признаками развития складок течения и четкими границами, отделяющими разные порции вещества; с угловатыми включениями лидита и округлыми — доломита. На этом же участке выявлены субпластовые тела флюидолитов, приуроченные к будинированному слою доломита.

Пример крупных тел флюидолитов — Шуныгское месторождение шунгитов. Для него характерны: субпластовая форма; непостоянная мощность пластов, пережимы, ветвление, непараллельное залегание верхнего и нижнего пласта; мелкая складчатость, создающая волнисто-гофрированную поверхность пластов; многочисленные будины доломита и максовита в пластах шунгита; отсутствие признаков слоистости; отсутствие постепенного перехода от высокоуглеродистых пород к менее углеродистым; следы перемещения вещества в вязко-пластичном состоянии; экстремально высокое содержание  $C_{орг}$  (до 80 %).

При флюидизации сапропелитов под влиянием внедряющихся силлов габбро-долеритов образовывались пепериты, состоящие из обломков интрузивных пород и цемента в виде пористой коксоподобной массы (Бискэ и др., 2004). В эндоконтактах габбродолеритов наблюдаются также жилы максовитов длиной до 5,0 м, внедренные под воздействием избыточного флюидного давления в трещины контракции силлов.

*Этап генерации и миграции УВ.* Заонежская свита была сформирована в условиях рифта на территории активной континентальной окраины, развитие которого ассоциировано с мафическим вулканизмом и с повышенным геотермическим

---

*Рис. 1. Литолого-стратиграфическая колонка палеопротерозоя Онежской структуры и этапы развития феномена «Шуныга»:*

1 — архейский фундамент; 2 — песчаники, конгломераты; 3 — базальтовые андезиты; 4 — кварциты; 5 — базальтовые коматиты, андезиты; 6 — полимиктовые конгломераты, сланцы; 7 — красноцветные кварциты; 8 — телеитовые, миндалекаменные базальты; 9 — пестроцветные доломиты, аркозы, песчаники, красноцветные алевролиты, аргиллиты, сланцы, соль, ангидрит, магнезит; 10 — силл габбродолеритов; 11 — пестроцветные тонкослоистые карбонатные алевролиты и сланцы; 12 — турбидитовые граувакки-алевролиты-сланцы с шунгитовым веществом, кальцит с низким  $\delta^{13}C_{карб}$ , органокремнистые породы, силлы габбро, пепериты; 13 — мафические, телеитовые, миндалекаменные и подушечные лавы; 14 — мафические, телеитовые, миндалекаменные и подушечные лавы; 15 — сланцы шунгитоносные; 16 — озерные турбидитовые граувакки, алевролиты, щепенчатые конгломераты, песчаники; 17 — полимиктовые песчаники, алевролиты; 18 — полимиктовые песчаники, конгломераты, доломиты, аргиллиты шунгитоносные; 19 — купольные залежи максовитов; 20 — субпластовые коллекторы УВ (Шуныга); 21 — послонные включения антраксолитов (петрифицированные субаэральные высачивания нефти); 22 — структурные (антиклинальные) коллекторы УВ (антраксолит в песчаниках)

градиентом. Наиболее ранняя нефть уже была включена в синседиментационную брекчию оползания средней части заонежской свиты, т.е. материнские породы нижней подсвиты генерировали нефть на глубине около 750 м. К этой же глубине приурочено начало снижения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  от  $-25\%$  к менее отрицательным значениям. Признаки генерации и миграции УВ присутствуют и в первой, и во второй пачках верхней подсвиты. Относительный возраст генерации нефти и начала ее миграции можно оценивать путем наблюдений взаимоотношений между материнскими породами, генерировавшими нефть, и брекчиями, содержащими обломки антраксолита, брекчиями с цементом, обогащенным антраксолитом, мафическими лавами и силлами габбродолеритов с прожилками антраксолитов, проявлениями антраксолита в метасоматитах. Максимальная мощность заонежской свиты с включением силлов и потоков основных пород примерно 1500 м. Осадочные породы свиты занимают площадь более 10 000 км<sup>2</sup>; их мощность — около 900 м, общий объем пород —  $9 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>, среднее содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  10 % масс., в раннем диагенезе — не более 20 % (Arthur, Sageman, 1994). Если принять выход УВ равным 25 %, то 1 м<sup>3</sup> мог бы дать 5,1 т нефти, т.е. первичный нефтяной потенциал свиты составлял не менее  $280 \cdot 10^9$  баррелей, что сопоставимо с супергигантскими нефтяными полями.

Наиболее ранние миграционные формы ОВ представлены тончайшими смесями антраксолита с кремнеземом — прожилками, почковидными и концентрически-зональными агрегатами в углеродисто-кремнистых секрциях (Атлас..., 2007). В них обнаружены структуры с различной степенью преобразования коллоидного вещества (глобулярной, субколломорфной и др.). Сфероиды различаются составом, размерами (от десятков микрометров до 2 мм), числом и шириной зон, секутся или цементируются антраксолитом, обособившимся в самостоятельную фазу. Углеродные концентры чередуются с кремнистыми, углеродисто-кремнистыми и кремнисто-углеродистыми. По трещинам синерезиса в углеродисто-кремнистых агрегатах наряду с антраксолитом развиваются кварц, слюда, реже сульфиды, ортоклаз и кальцит. Прожилково-струйчатые выделения антраксолита в цементе брекчированных и скрыто брекчированных максовитов обогащают края обломков, образуют зоны пропитки. Антраксолит в прожилках имеет каплеобразную форму, заполняет тончайшие поры и трещины и нередко представлен несколькими разновидностями: черным, бурым, с золотистым оттенком в зависимости от времени выделения и фазового разделения УВ. В поровом пространстве кремнистых пород он заполняет тонкие поры, образованные при переходе водных форм кремнезема в кварц, а также, вероятно, при распаде органо-кремнистых гелей. Максовское месторождение — это аналог нефтяных коллекторов, локализованных в материнской породе.

Пути миграции нефти проявляются в виде прожилков, заполненных антраксолитом, или жил, секущих различные по литологии породы. Прожилки могут встречаться как одиночные, так и в виде штокообразных систем трещин. Многие жилы и прожилки имеют зональное заполнение, параллельное стенкам, указывающее на многоэтапность миграции УВ. Стенки могут иметь признаки пропитывания УВ, мигрирующими под давлением. Мультифазность миграции УВ подтверждается тем, что крупные жилы антраксолита часто рассечены тонкими прожилками антраксолита. Доломиты с жилами битумов содержат также газовые полости, заполненные кварцем и антраксолитом в виде концентров, фиксирующих пульсационный режим поступления вещества разного состава. Особенно много примеров ге-



нерации и миграции УВ присутствует на контакте максовитов с габбродолеритами. Продукты деструкции керогена осаждалась на некотором расстоянии от контакта, заполняя межзерновое пространство песчаников, алевролитов, габбродолеритов.

На Максовском месторождении и на ряде других участков имеются многочисленные примеры массовой миграции флюидов с УВ (Горлов, 1984; Филиппов, 2013). В разрезе — это вытянутые по вертикали трещины, заполненные кремнеземом и антраксолитом, на поверхности — ореолы неправильно-округлой и эллипсоидной формы размером от 5 см до 2 м. Центральная часть их сложена шунгитовым веществом густо-черного цвета с матовым блеском, окаймлена более блестящей разностью. Непосредственно у центрального отверстия содержание углерода значительно выше, чем во вмещающей породе. Близкие значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в каналах разгрузки и во вмещающей породе указывают на то, что источник УВ — кероген сапропелитов.

В заонежской свите известны ловушки первичной нефти в брекчированных доломитах и лидитах, где антраксолитом заполнены пространство между обломками или трещины различного размера; существенный объем накопленных пиробитумов связан с грубозернистыми песчаниками. Наиболее известна субпластовая жила антраксолита на Шунгском месторождении. Здесь первичная нефть заполнила межслоевую полость над пластом шунгитов, вероятно, образованную при его синерезисе в ходе дегидратации первично-глинистых минералов и водного кремнезема, а также при генерации нефти из керогена. Мощность жилы до 65,2 см, она точно повторяет форму мелких складок, развитых в пласте шунгита (Филиппов, 2013). В заонежских эффузивах основного состава описаны (Тимофеев, 1924) агаты с миграционным ОВ, приуроченные к воздушным пустотам, крупным миндалинам, к пространству между отдельными шарами подушечных лав, заполненному хлоритизированной массой с халцедоном, кальцитом, кварцем и, частично, антраксолитом. Антраксолиты — скорлуповатые (натечные) с характерной бугристой поверхностью, образованы путем многократного осаждения пленок нефти на щетках кварца ранней генерации. Вероятный источник УВ — кероген верхней подсвиты заонежской свиты, поскольку для битумов  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -34,7\%$ . На территории Прионежской впадины есть пример классического коллектора УВ — антиклинали песчаников петрозаводской свиты с межзерновой формой антраксолита (Шустов, 1963). Мощность песчаников до 74 м,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  изменяется от  $-32$  до  $-36\%$  (Иванова и Оношко, 1994), т. е. источник УВ — кероген заонежской свиты.

*Рассеивание ОВ при гипергенном разрушении и переотложении пород заонежской свиты и коллекторов УВ.* Пример переотложения пород с шунгитовым веществом и высачиваний УВ — турбидиты кондопожской свиты. На территории Онежской структуры они слагают шесть синклиналильных структур второго порядка (Горлов и Филиппов, 1987). Крупнозернистая часть разреза имеет многочисленные признаки фаций пересыхающих дельт (трещины усыхания, следы местных размывов с образованием мелких линз галечников и сингенетичных брекчий). Характерны контрастное распределение шунгитового вещества в отдельных прослоях (отражающее и тектоническую активность региона, и неравномерную скорость накопления осадков); отсутствие связи между содержанием шунгитового вещества и первично-глинистого материала; наличие терригенных минеральных примесей в стратифицированном антраксолите и характерная форма его проявления.

Послойные включения антраксолита — бывшие УВ, вынесенные из зоны гипергенеза заонежских пород, отлагались синхронно с осадочным материалом. В грубозернистой части разреза присутствует также антраксолит, заполняющий межзерновое пространство туфопесчаников. Примечательно, что значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  этих антраксолитов одинаково (Melezhik, et al., 2009). Нефть после высачивания (излияния) из коллекторов на поверхность либо пропитывала периодически осушаемые грубозернистые осадки, либо осаждалась совместно с ними в виде крупных агрегатов частично окисленных битумов. Аналогичные проявления антраксолитов описаны в работе (Ахмедов и др., 1990) в гравийных и псаммитовых отложениях петрозаводской свиты.

### Основные этапы феномена «Шуньга» в осадочном бассейне Франсвиль

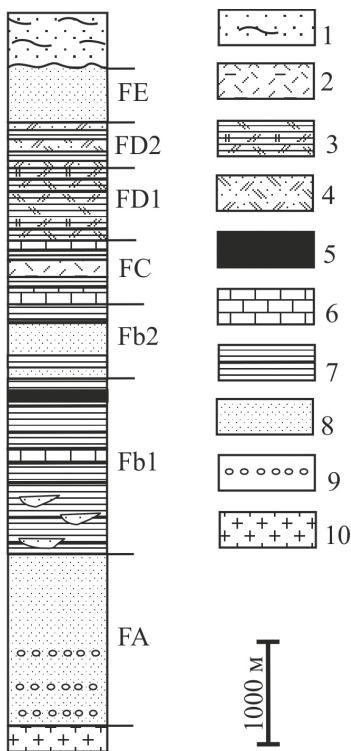


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка бассейна Франсвиль (Weber, et al., 2016):

1 — тонкозернистые песчаники; 2 — кремнистые породы; 3 — туфы; 4 — пирокластические песчаники; 5 — карбонатные породы с Mn; 6 — доломиты; 7 — черные сланцы; 8 — песчаники; 9 — радиоактивные конгломераты; 10 — архейское основание

В осадочном мегабассейне Франсвиль площадью около 35 000 км<sup>2</sup>, благодаря слабому метаморфизму пород и относительно хорошей изученности, основные признаки феномена «Шуньга» фиксируются практически в полном объеме. Юго-западная часть мегабассейна (собственно бассейн Франсвиль) — это удлиненная депрессия в архейском основании, заполненная преимущественно осадочными отложениями (серия Франсвиль, рис. 2): кластическими и вулканогенно-осадочными породами нижнего протерозоя мощностью от 1000 до 4000 м (Weber, et al., 1983; Bonhomme, et al., 1989; Mossman, 2001). Бассейн Франсвиль — синклиновая структура первого порядка, на территории которой есть крупные структуры второго порядка, например синклиналь ДеМ'венгве шириной до 10 и длиной более 40 км, вытянутая в северо-западном направлении, а также складки более мелкого порядка — складчатые пояса по (Weber, et al., 1983) — размером в несколько километров. При формировании формации FD в районе активизировалась тектоническая деятельность, в результате чего бассейн имеет блоковую структуру с относительным смещением блоков по вертикали до 1000 м. Начало отложения осадочных пород серии совпадает с этапом растяжения земной коры (Ledru, et al., 1989), а большая мощность и литологический состав пород серии указывают на то, что бассейн эволюционировал при прерывистом прогибании его дна. Серия Франсвиль в нескольких местах рассечена дайками долеритов.

Нижняя формация (FA) — грубые полевошпатовые песчаники и конгломераты (дельтовые и речные отложения). Черносланцевая формация FB мощностью 600–1000 м на 80 % объема состоит из пелитовых, кремнистых, иногда карбонатных морских углеродсодержащих отложений. Формация FB1 подразделяется на три пачки:

- 1) FB1a — разнообразные по составу сланцы без ОВ, песчаники, внутриформационные мегаконгломераты, турбидиты с характерными для мутьевых потоков полигенными брекчиями;
- 2) FB1в — доломиты, черные пиритизированные, тонкозернистые песчаники, аргиллиты;
- 3) FB1с — аргиллиты, железосодержащие маломощные прослои карбонатов, мощная толща марганецсодержащих доломитизированных аргиллитов с высоким содержанием ОВ, доломиты.

В формации FB2 выделены две пачки:

- 1) FB2a — тонкозернистые песчаники и кремнистые породы (песчаники Поубара, турбидиты, Parize, et al., 2013) с характерными поверхностями размыва, породы массивные без признаков внутренней стратификации или градации, мощность до 150 м; в средней части — конгломераты;
- 2) FB2в — аргиллиты, обогащенные ОВ, доломитизированные аргиллиты.

Формация FC (доломитовая) мощностью до 150 м сложена массивными эвапоритовыми доломитами с прослоями кремнистых пород (яшм) — со строматолитами, переслаивающиеся с черными сланцами. В кровле формации в бассейнах Франсвиль и Оконджа залегают слои пирокластитов с обломками девитрифицированного стекла.

Формация FD в своей нижней части (FD1) сложена преимущественно флишoidalными черными сланцами морского генезиса (отложенными в условиях мелководного моря) с высоким содержанием ОВ, без детритового материала, с прослоями пирокластитов — витрокластический пепловый материал с обломками девитрифицированного стекла. По составу пирокластиты соответствуют известково-щелочному, андезитовому и риодацитовому вулканизму, они отличаются от щелочного комплекса пород Нгоутоу бассейна Оконджа. В подошве формации FD залегают черные сланцы и кремнистые породы, аналогичные формации FC.

Формация FE мощностью до 400 м — переслаивание переотложенных пирокластических грубых, аркозовых песчаников со слоями конгломератов и пелитолитов, углеродсодержащих сланцев, образованных при эрозии орогенного пояса Огооуе. Общая мощность последних трех свит достигает 1000 м.

Генезис углеродсодержащих отложений связывают с жизнедеятельностью цианобактериальных сообществ (Mossman, et al., 2001). В формации FB2в впервые для палеопротерозоя были открыты (El Albani, et al., 2010) высокоорганизованные и дискретные популяции колониальных организмов — пиритизированные фоссилии размером до 12 см. В породах формации FB установлены также следы фоссилизированных микробных сообществ в виде кремнистых строматолитов, цианобактерии, сульфатредуцирующие бактерии и иные микрофоссилии. Период накопления осадков формации FB связан с формированием континентального рифта и с трансгрессией (Gauthier-Lafaye, 1986). В «угле» Микоулоунгоу

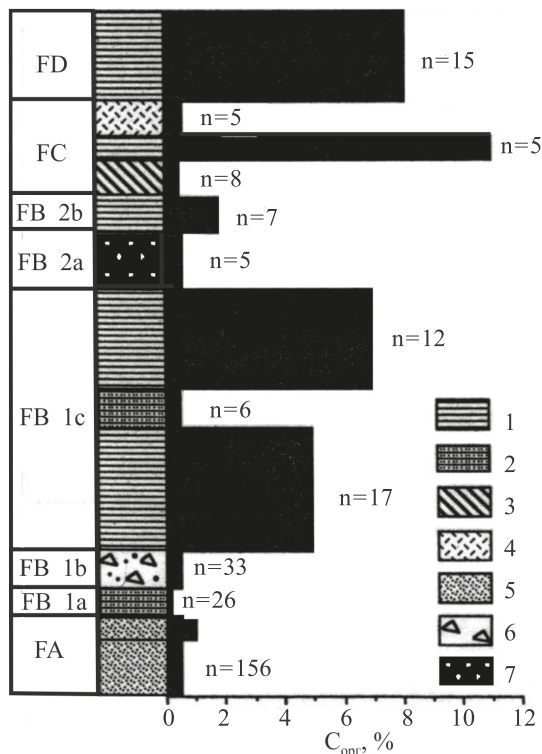


Рис. 3. Содержание  $C_{орг}$  в породах бассейна Франсвиль (Gauthier-Lafaye, Weber, 1989):

1 — черные сланцы, 2 — песчаные сланцы, 3 — доломиты, 4 — кремнистые породы, 5 — песчаники, 6 — седиментогенные брекчии, 7 — карбонаты марганца, n — число анализов.

(представляющем собой пелитовые породы с максимальным содержанием  $C_{орг}$ ) особенно много следов развития сульфатредуцирующих бактерий. В битумах и флюидных включениях обнаружены (Dutkewicz, et al., 2007) многочисленные биомаркеры, связанные с жизнедеятельностью бактерий, включая цианобактерии и эукариоты. Содержание  $C_{орг}$  колеблется в пределах 2–11 %, а в отдельных прослоях превышает 20 % (рис. 3). Наиболее высокие содержания ОВ установлены в породах формации FC и FD, при этом в составе последней отмечено максимальное накопление ОВ. Общий объем пород, потенциально способных генерировать УВ, в бассейне Франсвиль составлял  $12 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$  (Mossman, et al., 2001). В грубообломочных прослоях пород формации FB присутствует авто- и аллохтонное ОВ (кероген и битумы, указывающие на первичную миграцию нефти). Твердые битумы представлены двумя разновидностями:

- 1) присутствующие в поровом пространстве и трещинах сланцев, песчаников и доломитов формации FB;
- 2) в кварцито-песчаниках формации FA.

Уровень преобразования битумов, как и керогена, соответствует метаантрацитовой стадии (атомное соотношение Н/С и О/С соответственно равно 0,5 и 0,3).

Неминерализованные битумы в песчаниках формации FA локализованы в закрытом поровом пространстве или присутствуют в виде включений в кварце и аналогичны битумам формации FB. «Уголь» Микоулоунгоу образует включения, расположенные согласно слоистости, или слагает отдельные слои мощностью до нескольких метров с признаками пластических деформаций (Mossman, et al., 2001). Проявления «угля» приурочены к синклинали второго порядка, при этом на участках развития разломов сформированы структуры высоких порядков и складки течения с крутыми углами погружения осей. Возможно, генезис «угля» связан с перераспределением ОБ под влиянием литостатического давления на неконсолидированный осадочный материал.

В бассейне Франсвиль сохранились признаки постседиментационного перераспределения ОБ путем интрузии и экструзии флюидизированных органоминеральных соединений по трещинам, образованным, вероятно, при гидроразрыве пласта (Ossa, et al., 2014). Так, в пласте мощностью около 11 м, сложенном черными аргиллито-алевритами с высоким содержанием ОБ («глине Мапоба»), присутствуют тела алевро-песчаников, секущих вмещающие породы и смятых в складки. В разрезе Моанда также есть многочисленные примеры перемещения вещества во флюидизированном состоянии (формация FB1).

Следы активной генерации и миграции УВ выявлены и в черных сланцах формации FB (в виде уже упомянутых битумов), и во вмещающих породах (в виде антраколитов, заполняющих поровое пространство песчаников формации FA, полости в карбонатных породах, трещины кливажа в породах формаций FB—FE). Первый этап миграции УВ связан с термальным изменением керогена при погружении серии Франсвиль (Mossman, et al., 2001); второй приходится на период  $1980 \pm 50$  млн лет назад; последний (датирующийся периодом  $(977 \div 981) \pm 27$  млн лет назад), инициирован влиянием тепла даек долеритов на остаточный кероген и битумы. Из пород формации FB образовалось около  $84 \cdot 10^9$  баррелей нефти (Mossman, et al., 2001), что сопоставимо с современными гигантскими нефтеносными бассейнами мира. Термальные условия генерации УВ были более мягкими по сравнению с Онежским бассейном (Weber, et al., 1983; Bonhomme, et al., 1989; Mossman, et al., 2001), а условия, способствующие их миграции, более благоприятными. Об этом свидетельствуют относительно меньшая насыщенность разреза бассейна Франсвиль интрузивными телами и впечатляющие объемы миграции УВ за пределы материнских пород формаций FB—FD. Сланцы формации FB и песчаники формации FA (тектонически выведенные в ряде мест выше отложений формации FB) несут типичные признаки существования аномальных пластовых давлений (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989): развитая сеть микротрещин, секущих зерна кварца и их каймы обрастания, автокластические брекчии. Микротрещины вдоль напластования пород обычно ассоциируют с флюидными включениями. Гидростатическое давление в породах формации FB до завершения их литификации могло превышать литостатическое, т. е. существовали условия для образования недоуплотненных зон и трещин гидроразрыва.

В основании формации FB отмечается присутствие турбидитовых отложений и брекчий грязевых потоков, а в ее средней части зафиксированы внутриформационные линзы песчаников. В формации FC обычны эпикластические песчаники, свидетельствующие о гипергенном рассеивании ОБ. В кровле пачки FB1 разведаны

залежи руд марганца, образование которых связано с этапом выветривания карбонатных пород.

### Геохимические аномалии в бассейнах-аналогах

*Изотопные аномалии.* Важный признак феномена «Шуньга» — это большие вариации  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ , наличие четких отрицательных аномалий этого параметра (рис. 4, а) и хорошо выраженного тренда от  $-17$  до  $-42$  ‰ в заонежской свите. Распределение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  по свите построено с учетом локального фракционирования изотопного состава углерода на контактах с интрузивными породами<sup>1</sup>. Такая коррекция вполне оправдана, поскольку в разрезах бассейна Франсвиль силлы отсутствуют.

Фундаментальные причины фракционирования изотопов углерода, по-видимому, связаны с условиями первичного образования ОВ (первичным изотопным

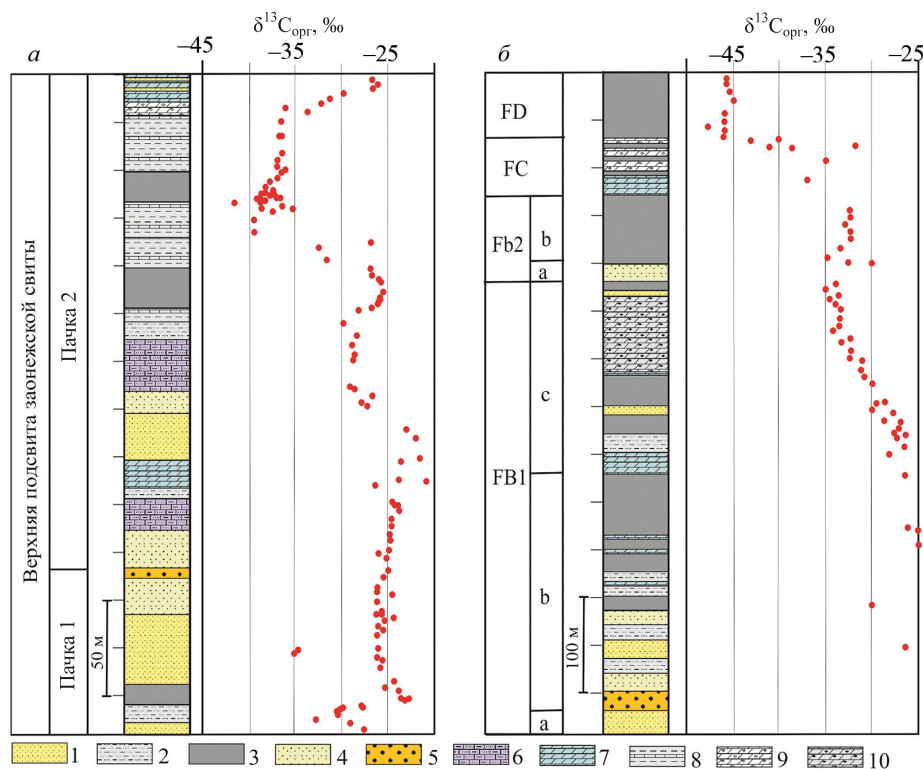


Рис. 4. Распределение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  по разрезам Онежской структуры (а) и бассейна Франсвиль (б):

1 — граувакки, алевролиты; 2 — метапелиты (сланцы); 3 — максовиты, шунгиты, черные сланцы; 4 — граувакки, алевропелиты; 5 — конгломераты; 6 — переслаивание карбонатсодержащих граувакк и метапелитов; 7 — доломиты; 8 — переслаивание метапелитов, мергелей и известняков; 9 — переслаивание доломитов и лидитов; 10 — карбонаты Mn.

<sup>1</sup> Предполагается, что силлы и потоки основных пород могли повлиять на  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  лишь локально, в интервале мощностью не более 5 м.



составом биомассы, соленостью бассейна, батиметрией морского бассейна), а также с эффектами, обусловленными микробной переработкой ОВ в осадке (изотопным составом бактериальной биомассы и/или продуктов метаболизма), и условиями метагенеза и метаморфизма ОВ. Предполагается (Melezhik, et al., 2013), что изотопная мода для интервала  $-32...-40\text{‰}$  отражает результат метаболизма смешанных сообществ микроорганизмов: например, около 1/4 биомассы произведено метанотрофами, а 3/4 — автотрофной биотой, имеющей  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  около 25 ‰. Корреляционная связь между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  и содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  отсутствует.

Влияние солености бассейна на изотопный состав углерода керогена видно на примере эоценовых горючих сланцев формации Грин Ривер: различия этого параметра ( $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ) для осадков, отложившихся в условиях соленого и пресноводного этапов развития озера, составляют около 5 ‰ (Ruble, et al., 1994). Однако при различной солености Онежского бассейна минеральный состав высокоуглеродистых пород заонежской свиты в его разных частях должен был бы заметно различаться, чего в реальности не наблюдается, т. е. контрасты распределении  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  по разрезу не являются следствием стратификации водного бассейна. Разницу лишь частично можно объяснить различиями  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  для антраксолитов и высокоуглеродистых пород (не более 1,2 ‰). Таким образом, наиболее вероятной причиной наблюдаемых отличий в  $\delta^{13}\text{C}$  может быть частичная смена видового состава биоты с автотрофной на метанотрофную:  $\delta^{13}\text{C}$  метана в неизменных осадках — менее  $-60\text{‰}$ , на стадии генерации нефти — около  $-45\text{‰}$ , в заключительную стадию преобразования керогена — около  $-30\text{‰}$  (Strauss, et al., 1992).

В заонежской свите можно отметить две относительные изотопные аномалии: в подошве первой пачки и на уровне седьмого шунгитоносного горизонта второй пачки верхней подсвиты (рис. 4, а). По абсолютному значению  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  они близки, поэтому не исключено, что причины их появления одинаковы: первая из них связана с последствиями диагенеза и мезокатагенеза ОВ, накопленного в нижней подсвите и в начале формирования первой пачки верхней подсвиты; вторая — с катагенезом ОВ первой и второй пачек этой же подсвиты. Для Онежского бассейна необходимо также отметить два периода изменения общего тренда  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  с отрицательного на положительный: нижний — на уровне четвертого, верхний — на уровне шестого шунгитоносных горизонтов. Их появление, вероятно, связано с миграцией УВ, частично, — с инъекцией сапропелитов из нижних горизонтов.

В работе (Canfield, et al., 2013) на основе геохимической информации выполнена реконструкция фациальных условий накопления осадков, в том числе с ОВ. Плавное снижение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  от подошвы к кровле пачки FB1c, затем локальный рост в кровле формации FC, резкое снижение (до  $-46\text{‰}$ ) к подошве пачки FD коррелируют с глубиной бассейна, а также с окислительно-восстановительным потенциалом водной колонны, что подтверждается изотопным составом молибдена и ростом содержания молибдена и урана в формации FD. Образцы пород бассейна Франсвилль, в которых был определен изотопный состав углерода, строго привязаны к глубине разреза. Эти данные были использованы для сопоставления с результатами анализов по скважинам Онежской структуры (см. рис. 4, б). Установлено (Weber, et al., 1983), что изотопный состав углерода связан со стратиграфическим положением черных сланцев. Предполагается, что накопление ОВ шло в замкнутом бассейне с прогрессирующим режимом стагнации и возрастающим использованием

фитопланктоном биогенного метана. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в кровле формации FA и в основании формации FB близки (лежат в интервале 20—0 ‰), т. е. УВ, образованные на стадии диагенеза, не влияли на изотопный состав углерода керогена более молодых осадков (Weber and Gauthier-Lafaye, 2013). Однако затем на протяжении всей формации FB и до середины FC наблюдается общий тренд снижения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  (в кровле FB до -37,5 ‰, в сланцах формации FC и FD — до -45,3 ‰ (Mossman, et al., 2001)), связанный, как считают авторы работы (Cortial, et al., 1990), с существенным понижением глубины бассейна вплоть до его пересыхания. Образованные из ОВ нижних горизонтов битумы имеют  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = 21,0 \dots 29,0 \text{ ‰}$ , а генетически связанные с «легким» керогеном (для которого  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -33 \text{ ‰}$ ) битумы имеют  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -38 \dots -46 \text{ ‰}$ . Для неминерализованных (без урана) битумов свиты FA  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = 27,6 \text{ ‰}$ , для битумов из гидротермальных жил этой же свиты  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} = -35,5 \text{ ‰}$  (Mossman, et al., 2001). Генетическую связь между керогеном свиты FB и битумами подтверждает их Sm—Nd-изотопная система. В бассейне Франсвиль общий тренд изменения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  более плавный, чем в заонежской свите, без возвратных отклонений, за исключением отдельных точек. Это, по-видимому, обусловлено тем, что доля черных сланцев в формации FB1 мала, а содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в них низкое, т. е. диагенетический и катагенетический метан не оказал существенного влияния на развитие метанотрофной биоты. На  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  не повлияли также и УВ в составе сланцев.

Очевидное подобие гистограмм распределения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  двух бассейнов позволяет сделать следующие выводы:

1) существуют общие закономерности формирования характерных изменений изотопного состава углерода, особенно для верхних частей сопоставляемых разрезов;

2) основную аномалию  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ , вероятно, можно рассматривать в качестве над-региональной, обусловленной глобальными причинами.

Практически на всем протяжении сопоставляемых разрезов значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в бассейне Франсвиль более низкие, чем в Онежской структуре. Этот факт обусловлен тем, что в последней разрезы существенно больше насыщены интрузивными породами, т. е. локальный тепловой поток оказывал более сильное влияние на скорость катагенеза ОВ, состав образующихся УВ и, соответственно, на способность их к миграции. ОВ в бассейне Франсвиль менее метаморфизовано (Mossman, et al., 2001) по сравнению с Онежской структурой: максимальное значение коэффициента отражения света керогена ( $R_0$ ) соответственно 6,9 и 8,5 ‰, а соотношение (H/C) ат равно 0,1–0,5 и 0,04–0,07.

Интерпретация подобия геохимических аномалий двух бассейнов будет неполной без привлечения известных к настоящему времени данных об изотопном составе углерода карбонатов. К верхам заонежской свиты  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  устойчиво приобретает отрицательные значения, доходящие до -11,8 ‰. Такую аномалию можно объяснить, используя резервуарную модель. Действительно, влияние заонежского резервуара проявляется достаточно долго: в суйсарских карбонатных конкрециях  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  достигает -12,4 ‰, в нижней части кондопожской свиты карбонатные породы имеют  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -18,1$ , а в верхней -14,9 ‰. Минимум  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  совпадает с максимальными концентрациями антраксолитовых включений (продуктов высачивания УВ) в отложениях кондопожской свиты. Нормальный изотопный состав углерода карбонатных пород ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \geq 0$ ) устанавливается лишь к верхам вашозер-

ской свиты. Ни в кондопожских, ни в вазозерских отложениях нет существенного количества сингенетичного ОВ, поэтому отрицательные аномалии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  можно объяснить лишь длительным влиянием ОВ заонежского периода. В ходе катагенеза оно продуцировало жидкие и газообразные УВ и  $\text{CO}_2$ , которые частично и были ассимилированы карбонатными породами.

Распределение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  в бассейне Франсвиль не имеет явно выраженных трендов (Weber and Gauthier-Lafaye, 2013), оно очень изменчиво, однако большие отрицательные значения (до  $-13\text{‰}$ ) в разрезе формации FB1 наблюдаются после появления черных сланцев, углерод ОВ которых мог быть заимствован на стадии диагенеза карбонатных осадков. Поскольку максимум выхода газовой компоненты приходится на этап мезокатагенеза, а ее общее количество в этот период достигает 30 % исходного ОВ, то можно предполагать, что временное распределение количества катагенетических УВ коррелирует с распределением изотопного состава свободного и карбонатного углерода более молодых отложений.

Как отмечают авторы работы (Weber and Gauthier-Lafaye, 2013), распределения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  по разрезам бассейна Франсвиль и Онежской структуры значительно различаются. Если в Онежской структуре начало отрицательного тренда распределения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  наблюдается уже во второй пачке верхней подсвиты заонежской свиты, то в формациях FC—FD бассейна Франсвиль есть лишь несколько интервалов отрицательных значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  на фоне преимущественно высоких положительных значений этого параметра (до  $9,7\text{‰}$ , согласно (Preat, et al., 2011)). Из этого следует очевидный вывод о том, что в бассейне Франсвиль этап накопления ОВ, т. е. первая стадия феномена «Шуньга», частично пересекается с завершающим этапом развития Ломагунди-Ятулийской изотопной аномалии (которую характеризуют положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах).

*Геохимические аномалии.* При анализе материалов бурения Онежской параметрической скважины и других скважин в разрезе заонежской свиты был выявлен региональный маркирующий горизонт (гамма-репер — геохимическая сингенетичная аномалия) — интервал с повышенным содержанием урана, калия и тория (рис. 5). Конечно, закономерен вопрос о том, не стало ли активное поступление радиоактивных элементов причиной формирования изотопной аномалии? Однако время образования аномалий разное (в онежской параметрической скважине гамма-репер находится на глубине 1105–1136 м, а изотопная аномалия — на 1167–1194 м, т. е. она опережает интервал с максимальным содержанием урана). Стратиграфический интервал, соответствующий гамма-аномалии, в геохимическом отношении весьма перспективен для региональных, а возможно, и глобальных корреляций. По-видимому, одной из причин сингенетичного обогащения осадков ураном был рост содержания кислорода в атмосфере за счет всплеска численности фотосинтезирующих бактерий, а значит, и более глубокое выветривание архейских пород, которые могли служить источником урана.

В разрезах бассейна Франсвиль, не затронутых вторичными гидротермальными процессами, повышение содержаний урана (до 6–8 г/т), молибдена (до 45 г/т) и ванадия (до 600 г/т), как уже было отмечено, наблюдается в формации FD. Наиболее высокие концентрации урана приурочены к интервалу, находящемуся чуть выше кровли формации FC, там, где отмечаются следующие признаки (Canfield, et al., 2013):

- наиболее мелководные условия отложения осадков;

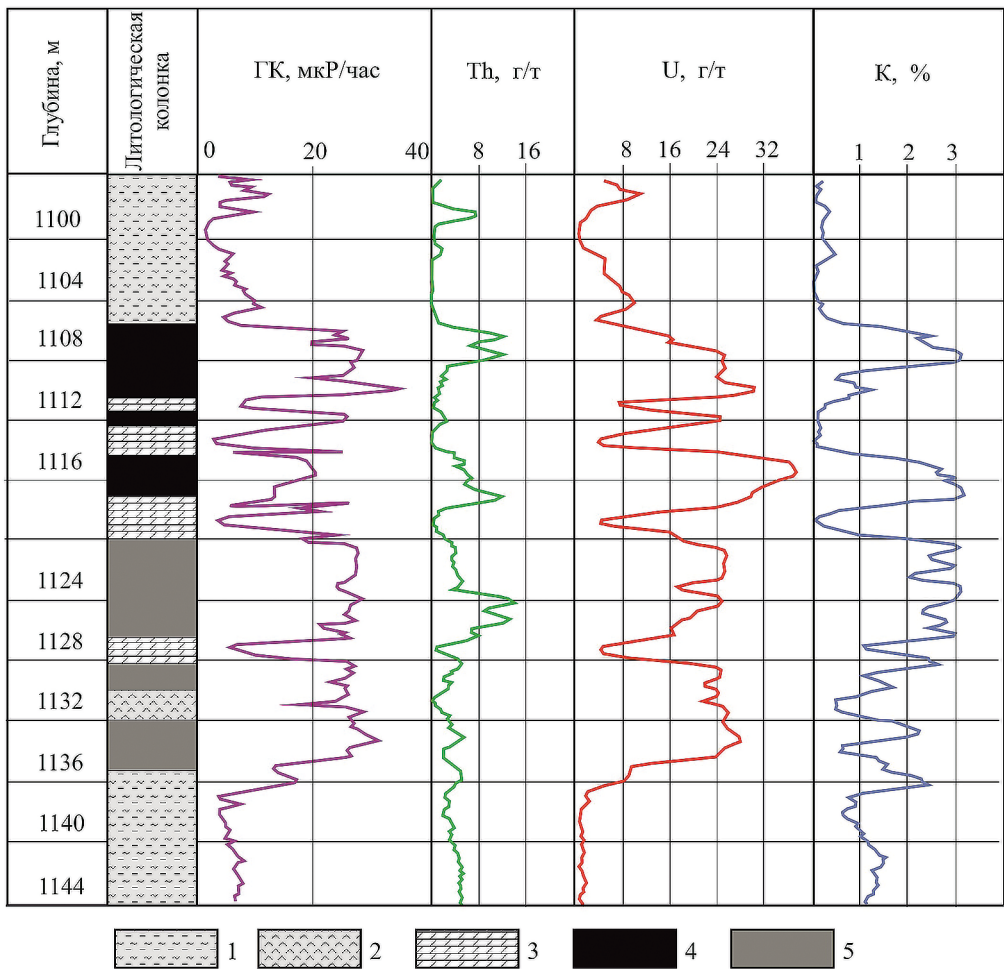


Рис. 5. Геохимический маркирующий горизонт (гамма-репер) в заонежской свите (Онежская параметрическая скважина, Филиппов и Есипко, 2016):

1 — шунгитоносные туфоалевролиты и пелитолиты; 2 — лидиты, 3 — доломиты; 4 — шунгиты и максовиты с сульфидной минерализацией и антракосолитом; 5 максовиты с сульфидной минерализацией и антракосолитом

- наиболее высокие окислительно-восстановительные потенциалы;
- переход к резкому снижению  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ;
- литологический состав пород, близкий к шунгит-лидит-доломитовому комплексу Онежской структуры.

К этому же интервалу приурочено резкое изменение изотопного состава молибдена ( $\delta^{98/95}\text{Mo}$  — до 0,95‰), отражающее анаэробные застойные условия бассейна. Однако содержание урана здесь существенно ниже, чем в породах шунгит-лидит-доломитового комплекса (которых содержат уран до 80 г/т, молибден — до 258 г/т, ванадий — до 1667 г/т), но сопоставимо с его содержанием в подстилающих шунгитоносных горизонтах (Melezhik, et al., 1999; Asael, et al., 2013). В бассейне Франсвиль, как и в Онежской структуре, отсутствует корреляционная связь между

содержанием урана и  $C_{орг}$ . Следовательно, в обоих бассейнах гамма-аномалия следует за изотопной аномалией. Поскольку в сохранившейся от эрозии части бассейна Франсвиль сингенетичная гамма-аномалия не так велика, как в Онежском бассейне, то можно предположить, что в центральных частях структур второго порядка есть стратиграфический интервал, аналогичный геохимическому «специализированному» горизонту Онежской структуры. Итак, гамма-репер и аномалия  $\delta^{13}C_{орг}$  имеют фундаментальную причинно-следственную связь и могут служить свидетельством временной близости основного этапа формирования феномена «Шуньга» в двух бассейнах.

Аналогия между Онежской структурой и бассейном Франсвиль наблюдается в условиях заложения структур (континентальный рифт), в динамике развития этапов накопления ОВ и в сохранности большинства первичных признаков осадкообразования. Таким образом, в двух бассейнах основные признаки феномена «Шуньга» имеют как общие, так и специфичные особенности, поэтому вполне логично именовать явление феноменом «Шуньга — Франсвиль».

### **Возраст основного этапа феномена в бассейнах Франсвиль и Онежском**

Большинство палеопротерозойских формаций с породами, обогащенными  $C_{орг}$ , включая заонежскую свиту, недостаточно точно датированы, чтобы утверждать, что накопление в них осадков с ОВ действительно представляло собой синхронный процесс с относительно коротким периодом (менее 15 млн лет) или, наоборот, с продолжительным периодом (более 50 млн лет), Успешное определение возраста зависит от тщательности отбора наименее измененного материала, учитывающего условия седиментации и реседиментации ОВ и сульфидов, а также сложную постседиментационную историю эволюции пород (диагенез, региональный и контактовый метаморфизм, метасоматоз), как это следует из приведенных сведений по петрографии, геохимии и изотопным данным, изложенным в работах (Шатский, 1990; Melezhik, et al., 1999, и др.).

Минимальный возраст пород заонежской свиты — около 1,98 млрд лет — получен по ряду определений методами Sm—Nd-, Re—Os- и Pb—Pb-изохрон (Пухтель и др., 1992; Puchtel, et al., 1999) по основным-ультраосновным породам Кончозерского силла, который залегает в верхней части заонежской свиты. Максимальный возраст свиты оценивается как  $2090 \pm 70$  млн лет (туломозерские доломиты, Pb—Pb-методом, Ovchinnikova, et al., 2007). Возраст, определенный Re—Os-методом для пород верхней подсвиты заонежской свиты с высоким содержанием  $C_{орг}$  (участок Шуньга), составил  $2050 \pm 10$  млн лет (Hannah, et al., 2008). Этот стратиграфический уровень соответствует шунгит-лидигт-доломитовому комплексу и отражает время активного развития процессов генерации и миграции нефти (вторая пачка верхней подсвиты), перемещения материала из нижележащих горизонтов в вышележащие (флюидогенные породы). Следовательно, начало накопления ОВ в заонежской свите, приуроченное к нижней подсвите, можно относить к более раннему, чем 2050 млн лет, интервалу, по крайней мере на 10–20 млн лет.

Контакт между формациями FA и FB в бассейне Франсвиль хорошо прослеживается за счет резкой смены типа отложений на карбонатную седиментацию



в условиях открытого моря. В это время суббассейны Ласторсвиль, Франсвиль и Оконджа был разобщенными (Weber, et al., 2016). В бассейне Оконджа формация FB аналогична бассейну Франсвиль. По мнению авторов работы (Weber, et al., 2016), главное различие между ними — присутствие в северной части бассейна Оконджа щелочных базальтов в виде массивных потоков или подушечных лав и силлов, переслаивающихся с осадочными породами.

Имеющиеся данные о возрасте интрузий щелочного комплекса Нгоутоу в бассейне Оконджа, секущих породы формации FA и перекрытых породами формации FB1 (Bonhomme et al., 1982), а по мнению авторов работы (Moussavou, Edou-Minko, 2006), перекрытых отложениями формации FC, весьма противоречивы. Rb—Sr-метод исследования грубозернистых сиенитов дал значение  $2143 \pm 143$  млн лет (Bonhomme, et al., 1982), а U—Pb-метод для гранитов центральной части массива дал значение  $2027 \pm 55$  млн лет (Moussavou, Edou-Minko, 2006). Первая из датировок рассматривалась как возраст начала формирования формации FB1. В статье (Sawaki, et al., 2016) приведен новый результат датировки гранитов комплекса Нгоутоу U—Pb методом по цирконам —  $2191 \pm 13$  млн лет. К сожалению, в ней не указано, в полном ли объеме интродуцирована гранитами формация FB, что чрезвычайно важно, поскольку в формации FB2a фиксируются многочисленные перерывы в осадкообразовании. Судя по геологической карте бассейна Франсвиль, приведенной в работе (Thiéblemont, et al., 2014), комплекс Нгоутоу не сечет карбонатные породы этой формации.

Изохронный возраст раннего диагенеза пород формации FB1 определен при помощи Sm—Nd-метода по аутигенным смешаннослойным глинистым минералам (Bros, et al., 1992; Stille, et al., 1993), как равный  $2099 \pm 115$  млн лет (время начала накопления отложений формации FB1с) и  $2036 \pm 79$  млн лет (время завершения отложений формации FB2). То есть возраст нижней границы формации FB1с практически равен возрасту карбонатных пород туломозерской свиты Онежской структуры.

Туфы (игнимбриты), залегающие в кровле формации FD1, датированы U—Pb-методом по цирконам. Получен их возраст  $2083 \pm 6$  млн лет (Horie, et al., 2005). Это хорошо совпадает с возрастом  $2072 \pm 29$  млн лет для эпикластических песчаников той же формации, определенным авторами работы (Thiéblemont, et al., 2009) по цирконам. Однако авторы работы (Weber, et al., 2016) обращают внимание на то, что оценка возраста игнимбритов  $2083 \pm 6$  млн лет получена путем совмещения результатов изучения двух популяций цирконов с возрастом 2136–2068 и 2042–2003 млн лет. Наиболее молодой возраст  $2003 \pm 16$  млн лет получен по субконкордантному циркону и может представлять время отложения пирокластических потоков. Последующий за FD1 разрез состоит из эпикластических песчаников (турбидитов) с вулканическим материалом кислого состава и пелитолитов (FD2). По заключению авторов работы (Weber, et al., 2016), отложение осадочных пород формаций FC и FD2 шло в период 2040–2000 млн лет назад. Возраст, полученный по детритовым цирконам в кровле формации FE, оценивается равным  $2021 \pm 18$  млн лет (Thiéblemont, et al., 2009).

В чем же грубая ошибка выводов, приведенных в статье (Martin, et al., 2015)? Во-первых, нижняя граница осадкообразования заонежской свиты без всяких оснований отождествляется с возрастом вулканитов янгозерской свиты. При этом



весьма вероятно, что силл габбродолеритов ошибочно принят за лавовый поток, поскольку петрографические признаки пород (столбчатая отдельность и тонкозернистая порфирированная структура) могут развиваться при внедрении интрузии в слабо консолидированные осадки. Во-вторых, возраст кровли заонежской свиты определен по цирконам, извлеченным из песчаников кондопожской свиты. Однако известно, что песчаники относятся к турбидитовым вулканогенно-осадочным отложениям, источником терригенного материала для которых преимущественно служили вулканы суйсарской свиты и, дополнительно, осадочные и изверженные породы заонежской свиты. И потому не случайно полученная датировка по большинству выделенных цирконов практически совпала с данными, приведенными в работе (Puchtel, et al., 1999) для вулканических пород суйсарской свиты. Однако важно, что возраст, определенный по четырем зернам цирконов, датируется  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -методом как равный 2051—2001 млн лет (Martin, et al., 2015), что соответствует времени формирования пород заонежской свиты. Датировка же силла габбро, секущего породы заонежской свиты на участке Пажа — Кочкома, равная  $1961,6 \pm 5,1$  млн лет (Martin, et al., 2015), позволяет отнести разрез к первой пачке шунгитонесущих пород верхней подсвиты. Это значение практически совпадает с возрастом силла габбродолеритов участка Лебещина  $1956 \pm 5$  млн лет (Stepanova, et al., 2014), стратиграфическое положение которого не вызывает сомнений.

Таким образом, по геодинамическим, литологическим и геохронологическим характеристикам формация FA бассейна Франсвилль, вероятно, может коррелировать с сумийским и сарилийским надгоризонтами Онежской структуры, формация FB1c—FB2a — с ятулийским надгоризонтом, FB2в — с нижней, FC—FD — с верхней подсвитой заонежской свиты людиковийского надгоризонта, FE — с кондопожской свитой калевийского надгоризонта. Если принять, что кровля формации FC, где появляются кремнистые породы (яшмы), лишь начало стратиграфического интервала, в котором шло накопление шунгит-лидид-доломитового комплекса Онежской структуры, то можно рассматривать проявление основного этапа феномена «Шуньга» в двух бассейнах как близкие по времени события, по крайней мере не разделенные периодом более 10–15 млн лет. Конечно, возможно некоторое смещение начала и завершения эпохи массового накопления ОВ, поскольку при оценках синхронности трудно учесть перерывы в осадконакоплении, которые фиксируются на этом интервале в обоих бассейнах. Возможно, что накопление ОВ в бассейне Франсвилль началось несколько раньше, чем в Онежской структуре (черные сланцы с низким содержанием ОВ появляются уже в формации FB2с, т. е. раньше, чем в нижней подсвите заонежской свиты).

Возрастные оценки других этапов феномена «Шуньга» могут различаться более существенно, поскольку в большей степени зависят от региональных факторов. В частности, этап генерации нефти зависит от насыщенности разрезов вулканическими породами и от глубины погружения осадочных пород; этап миграции нефти — от проницаемости разреза и от тектоники. Поскольку в суйсарских лавах присутствуют очевидные следы миграции УВ, то можно утверждать, что формирование коллекторов нефти в двух бассейнах также было почти синхронным.

Динамика развития феномена «Шуньга» для каждого из палеопротерозойских бассейнов имела свои характерные особенности, что хорошо видно на графиках  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  по стратиграфическим колонкам бассейнов. Если в Онежском бассейне

основной этап феномена завершился, то в бассейне Франсвилль, по-видимому, он до конца не реализован, либо не сохранился из-за эрозии отложений в период накопления формации FE.

## Выводы

Синхронность процессов накопления ОВ в период 2050–2000 млн лет назад и сходство его эпигенетического перераспределения на удаленных друг от друга щитах позволяют рассматривать палеопротерозой как глобальную эпоху массового накопления ОВ, генерации и миграции огромных объемов УВ. В это время на Земле складывались благоприятные условия для накопления ОВ, вероятно за счет формирования специфических осадочных бассейнов, смены видового состава биоты, повышения содержания кислорода в атмосфере, закономерной эволюции состава вулканических газов и в целом особенностей тектонического развития земной коры в раннем протерозое. Очевидно, что осадки с высоким содержанием  $C_{орг}$  могли накапливаться в течение длительного периода как отклик и на локальные условия в бассейне, которые могли различаться для каждой территории (вулканическая и гидротермальная активность, скорость осадкообразования и др.). Однако совпадение во времени накопления осадочных пород, экстремально обогащенных  $C_{орг}$  на многих щитах представляет глобальное изменение углеродного цикла (Zhang, 1986; Peng, et al., 2009; Brocks, et al., 1999; Dutkewicz, et al., 2007). Существует несколько фактов, подтверждающих то, что фотосинтетические эукариоты играли значительную роль на первом этапе развития феномена «Шуньга — Франсвилль».

Пик накопления ОВ в известных древних пассивных окраинах приходится на период  $2070 \pm 30$  млн лет назад (Bradley, 2008). Он, вероятно, отражает определенную динамику развития эпиконтинентальных бассейнов и пригодность широких участков шельфа для существования биоты, а также высокую скорость осадкообразования (Eriksson, et al., 2005). Питательные вещества, обеспечивающие высокую продуктивность в подобных бассейнах, должны были поступать либо за счет апвеллинга, либо за счет их прибрежного сноса при континентальном выветривании пород.

Внутриплитный магматизм, происходящий примерно 2,1 млрд лет назад, по мнению авторов работы (Ernst and Bleeker, 2010), связан с расколом древнего континента Кенорленд. Резкое увеличение гидротермального потока и распространение базальтового вулканизма около 2,1–2,0 млрд лет назад привело даже к понижению соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в палеопротерозойском океане (Kuznetsov, et al., 2010). Вновь формируемые бассейны заполнялись, вероятно, обильным осадочным материалом, а снабжение питанием шло за счет эрозионного размыва близких воздымаемых континентальных окраин. Типы бассейнов и режимы седиментации зависели также от формирования глобальных коллизионных поясов в период 2,1–1,8 млрд лет назад (Zhao, et al., 2002). Наконец, интенсивное отложение пород с ОВ можно также связать с развитием океанического суперплюма, что влияло на неустойчивость батиметрии морских бассейнов, а также на развитие гидротермальной активности и на поступление  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  (Condie, 2004). Имеющиеся геохронологические, литостратиграфические, геохимические и палеонтологические данные позволяют их интерпретировать как свидетельство подобия динамики заложения

и развития бассейнов, расположенных на разных континентах на расстоянии в тысячи километров друг от друга, а в конечном счете — как дополнительный довод в пользу гипотезы (Zhao, et al., 2002) о существовании в палеопротерозое суперконтинента. Совокупность признаков феномена «Шуньга — Франсвиль» можно рассматривать в качестве надежного глобального стратиграфического репера.

К одновозрастным бассейнам с признаками феномена «Шуньга — Франсвиль» с полным правом можно отнести также Ороген Пайн Крик (формация Вайтс, Северная Австралия), возраст которого датируется между  $2021 \pm 10$  и  $2019 \pm 4$  млн лет (Needham, et al., 1988, Worden, et al., 2008). Близость оценок возраста черносланцевых отложений в этом бассейне с приведенными выше данными о вероятном времени накопления ОВ в бассейнах Онежском и Франсвиль, расположенных на значительном удалении друг от друга, служит вероятным свидетельством синхронности развития основного этапа феномена на планете.

В бассейне Франсвиль были открыты природные ядерные реакторы (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989). Главными факторами, инициировавшими начало и поддержание реакций ядерного деления, были высокое содержание урана в породах свиты FA, низкое содержание элементов, способных захватывать нейтроны (бора, PЗЭ), присутствие легких элементов — замедлителей нейтронов (водорода, углерода) и, наконец, высокое содержание способного к делению  $^{235}\text{U}$ . Период полураспада  $^{238}\text{U}$  в 6 раз больше, чем  $^{235}\text{U}$ , поэтому 2 млрд лет назад относительная концентрация  $^{235}\text{U}$  в руде могла достигать 3,5%, т. е. была достаточной для начала самоподдерживающегося деления ядер. Совпадение во времени активного движения водных урансодержащих растворов с главной фазой миграции УВ, датирующихся периодом  $1970 \pm 60$  млн лет назад (Ruffenach, 1978; Bertrand-Sarfati, Potin, 1994), привело к формированию локальных урановых залежей в структурных нефтяных ловушках формации FA. Битумы играли значительную роль в концентрировании урана, способствовали началу развития ядерных реакций, поддержанию функционирования естественных реакторов за счет замедления вторичных нейтронов и удержания последних в зоне реакции. В Онежской структуре в песчаниках петрозаводской свиты существовали благоприятные условия для развития аналогичных процессов переноса и концентрирования урана, т. е., вероятно, и для образования реакторов типа Окло: есть битумы с повышенным содержанием урана (кериты, оксикериты-оксиантраксолиты), выявлена массовая миграция УВ совместно с ураном, есть крупные коллекторы УВ, очевидна связь концентрирования урана с зонами тектонических нарушений. При подтверждении гипотезы, возможно будет включать процессы формирования реакторов в перечень характерных признаков феномена «Шуньга — Франсвиль». Правда, этот потенциальный признак наиболее зависит от региональных особенностей развития тектоники бассейнов.

#### Литература

- Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория, 2007. Филиппов, М. М., Мележик, В. А. (под ред.) КарНЦ РАН, Петрозаводск.
- Ахмедов, А. М., Гушин, В. С., Савицкий, А. В., Мельников, Е. К., Кондаков, С. Н., Гордиенко, В. И., 1990. Карелиды Южной Карелии. Советская геология 1, 96–105.
- Бискэ, Н. С., Ромашкин, А. Е., Рычанчик, Д. В., 2004. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина. Труды ИГ КарНЦ РАН 7, 193–199.

- Бондарь, Е. Б., Клесмент, И. Р., Куузик, М. Г., 1987. Исследование структуры и генезиса шунгита. Горючие сланцы 4(4), 377–393.
- Горлов, В. И., 1984. Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка). URL: <http://www.disserscat.com/content/onezhskie-shungity-geologiya-genezis-prognoznaya-otsenka> (дата обращения: 09.08.2018).
- Иванова, Т. А., Оношко, И. С., 1994. Битумы в районе Сайнаволоксской вулканно-тектонической структуры, в: Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 123–128.
- Лопатин, Н. В., 1983. Образование горячих ископаемых. Недра, Москва.
- Лохов, К. И., Гольцин, Н. А., Капитонов, И. Н., Прасолов, Э. М., Полеховский, Ю. С., Богомолов, Е. С., Ахмедов, А. М., Сергеев, С. А., 2011. Изотопное датирование полистадийно-преобразованных пород заонежской свиты в Хмельозерской синклинали, в: Глушанин, Л. В., Шаров, Н. В., Щипцов, В. В. (под ред.), Онежская палеопротерозойская структура. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 297–313.
- Пухтель, И. С., Журавлев, Д. З., Ашихмина, Н. А., Куликов, В. С., Куликова, В. В., 1992. Sm—Nd-возраст суйсарской свиты на Балтийском щите. ДАН РАН 326(4), 706–711.
- Семихатов, М. А., Раабен, М. Е., Сергеев, В. Н., Вейс, А. Ф., Артемова, О. В., 1999. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд лет назад. Стратиграфия. Геологическая корреляция 7(5), 3–27.
- Филиппов, М. М., 2002. Шунгитоносные породы Онежской структуры. КарНЦ РАН, Петрозаводск.
- Филиппов, М. М., Бискэ, Н. С., 2013. Феномен «Шуньга» и его аналоги, в: Проблемы зарождения биосферы Земли и ее эволюции. Либроком, Москва, 573–590.
- Филиппов, М. М., Дейнес, Ю. Е., Лохов, К. И., Первунина, А. В., Лохова, О. В., 2016. Новый генетический тип шунгитоносных пород палеопротерозоя Онежской структуры. Региональная геология и металлогения 67, 95–106.
- Филиппов, М. М., Есипко, О. А., 2016. Геолого-геофизические маркирующие горизонты палеопротерозоя Онежской структуры. КарНЦ РАН, Петрозаводск.
- Шустов, Б. Н., 1963. Отчет Петрозаводской партии № 27 о поисковых работах в южной части КАССР, проведенных в 1962 г. Инв. № 3299. Территориальный фонд геологической информации Республики Карелия, Петрозаводск.
- Arthur, M. A., Sageman, B. B., 1994. Marine black shales: depositional mechanism and environments of ancient deposits. *Annual Review Earth and Planet Science* 22, 499–551.
- Asael, D., Tissot, F. L. H., Reinhard, C. T., Rouxel, O., Dauphas, N., Lyons, T. W., Ponzevera, E., Liorzou, C., Chéron, S., 2013. Coupled molybdenum, iron and uranium stable isotopes as oceanic paleoredox proxies during the Paleoproterozoic Shunga Event. *Chemical Geology* 362, 193–210.
- Bertrand-Sarfati, J., Potin, B., 1994. Microfossiliferous cherty stromatolites in the 2000 Ma Franceville Group, Gabon. *Precambrian Research* 65, 341–356.
- Bonhomme, M. G., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1982. An example of lower proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon. *Precambrian Research* 18, 87–102.
- Bros, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., Clauer, N., 1992. Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth and Planet Science Letters* 113, 207–218.
- Canfield, D. E., Ngombi-Pemba, L., Hammarlund, E. U., Bengtson, S., Chaussidon, M., Gauthier-Lafaye, F., Meunier, A., Riboulleau, A., Rollion-Bard, C., Rouxel, O., Asael, D., Pierson-Wickmann, A.-C., El Albani, A., 2013. Oxygen dynamics in the aftermath of the Great Oxidation of Earth's atmosphere. *Proceedings National Academy of Science* 110(42), 16736–16741.
- Condie, K. C., 2004. Precambrian superplume events, in: Eriksson, P. G., Altermann, W., Nelson, D. R., Mueller, W. U., Catuneanu, O. (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and Events. Development in Precambrian Geology* 12, 163–173.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Oberlin, A., Lacrampe-Couloume, G., Weber, F., 1990. Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian formation of Gabon. *Organic geochemistry* 15, 73–85.
- Črne, A. E., Melezhik, V. A., Lepland, A., Fallick, A. E., Prave, A. R., Brasier, A. T., 2014. Petrography and geochemistry of carbonate rocks of the Paleoproterozoic Zaonega Formation, Russia: Documentation of <sup>13</sup>C-depleted non-primary calcite. *Precambrian Research* 240, 79–93.

- Dutkiewicz, A., George, S. C., Mossman, D. J., Ridley, J., Volk, H., 2007. Oil and its biomarkers associated with the Palaeoproterozoic Oklo natural fission reactor, Gabon. *Chemical Geology* 244, 130–154.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D. E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E. U., Boulvais, P., Dupuy, J.-J., Fontaine, C., Fürsich, F. T., Gauthier-Lafaye, F., Janvier, P., Javaux, E., Ossa, F. O., Pierson-Wickmann, A.-C., Riboulleau, A., Sardini, P., Vachard, D., Whitehouse, M., Meunier, A., 2010. Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 Gyr ago. *Nature* 466, 100–104.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989. Natural fission reactors of Oklo. *Economical Geology* 84(8), 2286–2295.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 2003. Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Research* 120, 81–101.
- Hannah, J. L., Stein, H. J., Yang, G., Zimmerman, A., Melezhik, V. A., Filippov, M. M., Turgeon, S. C., 2008. Re—Os geochronology of a 2.05 Ga fossil oil field near Shunga, Karelia, NW Russia. Abstracts of the 33 International Geological Congress, Oslo, 2008.
- Horie, K., Hidaka, H., Gauthier-Lafaye, F., 2005. U/Pb geochronology and geo-chemistry of zircon from the Franceville series at Bidoudouma, Gabon. *Goldschmidt Conference Abstracts, Accessory Mineral Geochemistry* A11.
- Karhu, J. A., 1993. Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Geological Survey of Finland Bull* 371, 1–87.
- Kump, L. R., Junium, C., Arthyr, M. A., Brasier, A., Fallick, A., Melezhik, V., Lepland, A., Crne, A. E., Luo, G., 2011. Isotopic evidence for massive oxidation of organic matter following the great oxidation event. *Science* 334(12), 1694–1696.
- Kuznetsov, A. B., Melezhik, V. A., Gorokhov, I. M., Melnikov, N. N., Konstantinova, G. V., Kutyavin, E. P., Turchenko, T. L., 2010. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic <sup>13</sup>C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 182(4), 300–312.
- Lepland, A., Hanski, E. J., Filippov, M. M., Melezhik, V. A., 2013. World-Wide record of palaeoproterozoic carbonaceous sediments Representing the Shunga Event with emphasis on the Fennoscandian Shield, in: Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), *Reading the Archive of Earth's Oxygenation 3*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1196–1198.
- Mancuso, I. I., Kneller, W. A., Quick, I. C., 1989. Precambrian vein pyrobitumen: evidence for petroleum generation and migration 2 Ga ago. *Precambrian Research* 44, 137–146.
- Martin, A. P., Prave, A. R., Condon, D. J., Lepland, A., Fallick, A. E., Romashkin, A. E., Medvedev, P. V., Rychanchik, D. V., 2015. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions. *Earth and Planetary Science Letters* 424, 226–236.
- Mc Kirdy, D. M., Powell, T. G., 1974. Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa. *Geology* 2, 591–595.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Filippov, M. M., Larsen, O., 1999. Karelian shungite — an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry. *Earth Science Reviews* 47, 1–40.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Filippov, M. M., Lepland, A., Rychanchik, D. V., Deines, Y. E., Medvedev, P. V., Romashkin, A. E., Strauss, H., 2009. Petroleum surface oil seeps from Palaeoproterozoic petrified giant oilfield. *Terra Nova* 21, 119–126.
- Melezhik, V. A., Filippov, M. M., Romashkin, A. E., 2004. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications. *Ore geology reviews* 24, 135–154.
- Melezhik, V. A., Prave, A. R., Brasier, A. T., Lepland, A., Romashkin, A. E., Rychanchik, D. V., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Medvedev, P. V., 2013. Tulomozero formation: FAR-DEEP holes 10A and 10B, in: Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), *Reading the Archive of Earths Oxygenation 2*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 773–888.
- Mossman, D. J., 2001. Hydrocarbon habitat of the paleoproterozoic Franceville series, republic of Gabon. *Energy sources* 23, 45–53.
- Mossman, D. J., Nagy, B., 1996. Solid bitumens: an assessment of their characteristic, genesis, and role in geological processes. *Terra Nova* 8, 114–128.
- Moussavou, M., Edou-Minko, A., 2006. Contribution a l'histoire thermo-tectonique precambrienne du complexe annulaire de N'goutou par la geochemie et lageochronologie U/Pb sur mineraux accessoires (Bassin Francevillien d'Okondja, Gabon). *Africa Geoscience Reviews* 13, 53–61.



- Needham, R. S., Stuart-Smith, P. G., Page, R. W., 1988. Tectonic evolution of the Pine Creek Inlier, Northern Territory. *Precambrian Research* 40–41, 543–564.
- Ossa, F., Hofmann, A., Vidal, O., Kramers, J. D., Agangi, A., Belyanin, G. A., Mayaga-Mikolo, F., 2014. Hydrothermal clay mineral formation in the uraniferous aleoproterozoic FA Formation, Francevillian basin, Gabon. *Precambrian Research* 246, 134–149.
- Ovchinnikova, G. V., Kuznetsov, A. B., Melezhik, V. A., Gorokhov, I. M., Vasilyeva, I. M., Gorokhovskii, B. M., 2007. Pb—Pb age of Jatulian carbonate rocks: The Tulomozero Formation of Southeast Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 15, 359–372.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azzibrouck, G., Lang, J., 2006. The Proterozoic Franceville Basin S.E. Gabon; an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting. *Africa Geoscience Reviews* 13(1–2), 77–106.
- Papineau, D., Purohit, R., Goldberg, T., Pi D., Shields, G. A., Bhu, H., Steele, A., Fogel, M. L., 2009. High primary productivity and nitrogen cycling after the Paleoproterozoic phosphogenic event in the Aravalli Supergroup, India. *Precambrian Research* 171, 37–56.
- Preat, A., Bouton, P., Thieblemont, D., Prian, J.-P., Ndounze, S. S., Delpomdor, F., 2011. Paleoproterozoic high  $\delta^{13}\text{C}$  dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon): Stratigraphic and syndimentary subsidence implications. *Precambrian Research* 189, 212–228.
- Puchtel, I. S., Breugmann, G. E., Hofmann, A. W., 1999. Precise Re—Os mineral isochron and Pb—Nd—Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield). *Earth and Planet. Science Letters* 170, 447–461.
- Qu, Y., Ćrne, A. T., Lepland, A., van Zuilen, M. A., 2012. Methanotrophy in a Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega Formation, Karelia, Russia. *Geobiology* 10, 467–478.
- Reuschel, M., Melezhik, V. A., Whitehouse, M. J., Lepland, A., Fallick, A. E., Strauss, H., 2012. Isotopic evidence for a sizeable seawater sulfate reservoir at 2.1 Ga. *Precambrian Research* 192–195, 78–88.
- Ruble, T. E., Bakel, A. J., Philp, R. P., 1994. Compound specific isotopic variability in Uinta Basin native bitumens: paleoenvironmental implications. *Organic Geochemistry* 21, 661–671.
- Sawaki, Y., Moussavou, M., Sato, T., Suzuki, K., Ligna, C., Asanuma, H., Sakata, S., Obayashi, H., Hirata, T., Edou-Minko, A., 2016. Chronological constraints on the Paleoproterozoic Francevillian Group in Gabon. *Geoscience Frontiers* 8(2), 397–407.
- Scott, C., Wing, B. A., Bekker, A., Planavsky, N. J., Medvedev, P., Bates, S. M., Yun, M., Lyons, T. W., 2014. Pyrite multiple-sulfur isotope evidence for rapid expansion and contraction of the early Paleoproterozoic seawater sulfate reservoir. *Earth and Planet. Science Letters* 389, 95–104.
- Strauss, H., Des Marais, D. J., Hayes, J. M., Summons, R. E., 1992. Proterozoic organic carbon — its preservation and isotopic record, in: Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M., McKirdy, D., Trudinger, P. A. (Eds.), *Early organic evolution*. Springer, Berlin, Heidelberg, 203–211.
- Strauss, H., Melezhik, V. A., Lepland, A., Fallick, A. E., Hanski, E. J., Filippov, M. M., Deines, Y. E., Illing, C. J., Ćrne, A. E., Brasier, A. T., 2013. Enhanced Accumulation of Organic Matter: The Shunga Event. Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), *Reading the Archive of Earth's Oxygenation 3*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1195–1273.
- Thieblemont, D., Bouton, P., Preat, A., Goujou, J.-C., Tegye, M., Weber, F., Obiang, M. E., Joron, J. L., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 99(2), 215–227.
- Verchovsky, A. B., Watson, J. S., Wright, I. P., Likhov, K. I., Prasolov, E. M., Prilepski, E. B., Polekhovskii, Yu. S., Goltsin, N. A., 2006. Nitrogen isotopes in shungite. *Geophysical Research Abstracts* 8, 10920.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., 2013. No proof from carbon isotopes in the Francevillian (Gabon) and Onega (Fennoscandian shield) basins of a global oxidation event at 1880–2090 Ma following the Great Oxidation Event (GOE). *C. R. Geoscience* 345, 28–35.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *C. R. Geoscience* 348, 572–586.
- Weber, F., Schidlowski, M., Arneth, J. D., Gauthier-Lafaye, F., 1983. Carbon isotope geochemistry of the lower Proterozoic Francevillian series of Gabon (Africa). *Terra Cognita* 3, 220.
- Worden, K. E., Carson, C. J., Scrimgeour, I. R., Lally, J., Doyle, N., 2008. A revised Palaeoproterozoic chronostratigraphy for the central Pine Creek Orogen, northern Australia. *Precambrian Research* 166, 122–144.



Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Science Reviews* 59, 125–162.

Статья поступила в редакцию 26 марта 2018 г.

Статья рекомендована в печать 4 июля 2018 г.

Контактная информация:

Филиппов Михаил Михайлович — filipov@krc.karelia.ru

Лохов Кирилл Игоревич — k.lokhov@spbu.ru

## Synchronism of the Paleoproterozoic development of the phenomenon of “Shunga” in analogues basins

*M. M. Filippov<sup>1</sup>, K. I. Lokhov<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, ul. Pushkinskaya 11, Petrozavodsk, 185910, Russian Federation

<sup>2</sup> St. Petersburg State University, 7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

**For citation:** Filippov M. M., Lokhov K. I. Synchronism of the Paleoproterozoic development of the phenomenon of “Shunga” in analogues basins. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 2018, vol. 63, issue 3, pp. 363–393. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.307> (In Russian)

The sequence of interrelated events – from accumulation to secondary concentration and dispersion of organic matter characterizes the unique phenomenon of “Shunga” for Paleoproterozoic, most fully investigated in the Onega sedimentary basin. The main stage is the accumulation of huge volumes of primary organic matter, as well as the subsequent stages of its redistribution of numerous domed and subplastic local bodies of high-carbon rocks with characteristic differentiation of composition; various forms of anthraxolite manifestation, indicating the implemented full-scale process of hydrocarbon generation, numerous types of collectors, indicating their migration; traces of decomposition of both primary and newly formed organic matter. In the review, on the example of the Franceville basin, the evidence of the existence of all stages of the phenomenon in analogs, in which the main stage developed synchronously, is presented. The results of dating deposits of the two basins are analyzed in detail, fundamental errors in the interpretation of geochronological data are revealed. It is shown that the correlation of Paleoproterozoic sedimentary basin sections is possible by geochemical marking horizons with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  anomalies and high content of U, Mo, Se, As, Ni, V.

*Keywords:* features of the phenomenon, Onega structure, Franceville basin, age, geochemical anomalies, kerogen, generation and migration of hydrocarbons, collectors.

## References

- Akhmedov, A. M., Gushchin, V. S., Savitsky, A. V., Melnikov, E. K., Kondakov, S. N., Gordienko, V. I., 1990. *Karelidy Iuzhnoi Karelii [Kareldes of the South Karelia]. Sovetskaia geologiya [Soviet geology]* 1, 96–105. (In Russian)
- Arthur, M. A., Sageman, B. B., 1994. Marine black shales: depositional mechanism and environments of ancient deposits. *Annual Review Earth and Planet Science* 22, 499–551.
- Asael, D., Tissot, F. L. H., Reinhard, C. T., Rouxel, O., Dauphas, N., Lyons, T. W., Ponzevera, E., Liorzou, C., Chéron, S., 2013. Coupled molybdenum, iron and uranium stable isotopes as oceanic paleoredox proxies during the Paleoproterozoic Shunga Event. *Chemical Geology* 362, 193–210.
- Atlas tekstur i struktur shungitonosnykh porod Onezhskogo sinklinorija [Atlas of textures and structures of shungite-bearing rocks of the Onega synclinorium], 2007 / Filippov, M. M., Melezhik, V. A. (Eds.), Karelian research center Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk. (In Russian)

- Bertrand-Sarfati, J., Potin, B., 1994. Microfossiliferous cherty stromatolites in the 2000 Ma Franceville Group, Gabon. *Precambrian Research* 65, 341–356.
- Biske, N. S., Romashkin, A. E., Rechanik, D. V., 2004. Proterozoiskie peperit-struktury uchastka Lebedina [Proterozoic peperit structures of Lebedina site]. *Trudy IG KarNTS RAN [Proceedings of IG Petrozavodsk: Karelian research center of RAS]* 7, 193–199. (In Russian)
- Bondar', Ye. B., Klesment, I. R., Kuuzik, M. G., 1987. Issledovanie struktury i genezisa shungita [Study of the structure and genesis of shungite]. *Goriuchie slantsy [Oil shales]* 4(4), 377–393. (In Russian)
- Bonhomme, M. G., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1982. An example of lower proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon. *Precambrian Research* 18, 87–102.
- Bros, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., Clauer, N., 1992. Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth and Planet Science Letters* 113, 207–218.
- Canfield, D. E., Ngombi-Pemba, L., Hammarlund, E. U., Bengtson, S., Chaussidon, M., Gauthier-Lafaye, F., Meunier, A., Riboulleau, A., Rollion-Bard, C., Rouxel, O., Asael, D., Pierson-Wickmann, A.-C., El Albani, A., 2013. Oxygen dynamics in the aftermath of the Great Oxidation of Earth's atmosphere. *Proceedings National Academy of Science* 110(42), 16736–16741.
- Condie, K. C., 2004. Precambrian superplume events, in: Eriksson, P. G., Altermann, W., Nelson, D. R., Mueller, W. U., Catuneanu, O. (Eds.), *The Precambrian Earth: Tempos and Events*. *Development in Precambrian Geology* 12, 163–173.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Oberlin, A., Lacrampe-Couloume, G., Weber, F., 1990. Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian formation of Gabon. *Organic geochemistry* 15, 73–85.
- Črne, A. E., Melezhik, V. A., Lepand, A., Fallick, A. E., Prave, A. R., Brasier, A. T., 2014. Petrography and geochemistry of carbonate rocks of the Paleoproterozoic Zaonega Formation, Russia: Documentation of <sup>13</sup>C-depleted non-primary calcite. *Precambrian Research* 240, 79–93.
- Dutkiewicz, A., George, S. C., Mossman, D. J., Ridley, J., Volk, H., 2007. Oil and its biomarkers associated with the Palaeoproterozoic Oklo natural fission reactor, Gabon. *Chemical Geology* 244, 130–154.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D. E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E. U., Boulvais, P., Dupuy, J.-J., Fontaine, C., Fürsich, F. T., Gauthier-Lafaye, F., Janvier, P., Javaux, E., Ossa, F. O., Pierson-Wickmann, A.-C., Riboulleau, A., Sardini, P., Vachard, D., Whitehouse, M., Meunier, A., 2010. Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 Gyr ago. *Nature* 466, 100–104.
- Filippov, M. M., 2002. Shungitonosnye porody Onezhskoi struktury [Shungite-bearing rocks of the Onega structure]. Petrozavodsk, KarNC RAS. (In Russian)
- Filippov, M. M., Biske, N. S., 2013. Fenomen «Shun'ga» i ego analogi [The phenomenon of “Shunga” and its analogues], v: *Problemy zarozhdeniia biosfery Zemli i ee evoliutsii [Problems of origin of the Earth's biosphere and its evolution]*. Librokom, Moscow, 573–590. (In Russian)
- Filippov, M. M., Dynes, Ju. E., Lokhov, K. I., Pervunina, A. V., Lokhova, O. V., 2016. Novyi geneticheskii tip shungitonosnykh porod paleoproterozoa Onezhskoi struktury [A new genetic type of shungite-bearing rocks of the Paleoproterozoic Onega structure]. *Regional'naia geologiya i metallogeniia [Regional Geology and Metallogeny]* 67, 95–106. (In Russian)
- Filippov M. M., Esipco O. A., 2016. Geologo-geofizicheskie markiruiushchie gorizonty paleoproterozoa Onezhskoi struktury [Geological and geophysical marking horizons Paleoproterozoic Onega structure]. Petrozavodsk, KarNTS RAN. (In Russian)
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989. Natural fission reactors of Oklo. *Economical Geology* 84(8), 2286–2295.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 2003. Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Research* 120, 81–101.
- Gorlov, V. I., 1984. Onezhskie shungity (geologiya, genezis, prognoznaia otsenka) [Onega shungites (geology, genesis, forecast estimation)]. URL: <http://www.dissercat.com/content/onezhskie-shungity-geologiya-genezis-prognoznaya-otsenka> (accessed 09.08.2018). (In Russian)
- Hannah, J. L., Stein, H. J., Yang, G., Zimmerman, A., Melezhik, V. A., Filippov, M. M., Turgeon, S. C., 2008. Re—Os geochronology of a 2.05 Ga fossil oil field near Shunga, Karelia, NW Russia. Abstracts of the 33 International Geological Congress, Oslo, 2008.

- Horie, K., Hidaka, H., Gauthier-Lafaye, F., 2005. U/Pb geochronology and geo-chemistry of zircon from the Franceville series at Bidoudouma, Gabon. Goldschmidt Conference Abstracts, Accessory Mineral Geochemistry A11.
- Ivanova, T. A., Onoshko, I. S., 1994. Bitumy v raione Sainavolokskoi vulkanno-tektonicheskoi struktury [The bitumen in the area Sinevolosaya volcano-tectonic structure], in: Organicheskoe veshchestvo shungitonochnykh porod Karelii [Organic matter of shungite-bearing rocks of Karelia]. Karelian research centre of RAS, Petrozavodsk, 123–128. (In Russian)
- Karhu, J. A., 1993. Palaeoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland Bull 371, 1–87.
- Kump, L. R., Junium, C., Arthyr, M. A., Brasier, A., Fallick, A., Melezhik, V., Lepland, A., Crne, A. E., Luo, G., 2011. Isotopic evidence for massive oxidation of organic matter following the great oxidation event. Science 334(12), 1694–1696.
- Kuznetsov, A. B., Melezhik, V. A., Gorokhov, I. M., Melnikov, N. N., Konstantinova, G. V., Kutyavin, E. P., Turchenko, T. L., 2010. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic <sup>13</sup>C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield. Precambrian Research 182(4), 300–312.
- Lepland, A., Hanski, E. J., Filippov, M. M., Melezhik, V. A., 2013. World-Wide Record of Palaeoproterozoic Carbonaceous Sediments Representing the Shunga Event with Emphasis on the Fennoscandian Shield, in: Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), Reading the Archive of Earth's Oxygenation 3. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1196–1198.
- Lokhov, K. I., Goltsin, N. A., Kapitonov, I. N., Prasolov, E. M., Polekhovski, Y. S., Bogomolov, E. S., Akhmedov, A. M., Sergeev, S. A., 2011. Izotopnoe datirovanie polistadiino-preobrazovannykh porod zaonezhskoi svity v Khmelozerskoi sinklinali [Isotopic Dating of multistage-transformed species of Zaonezhye Suite Khmelozerskaya sinklinali], in: Glushanin, L. V., Sharov, N. V., Shchiptsov, V. V. (Eds.), Onezhskaya paleoproterozoiskaya struktura [Onega Palaeoproterozoic structure]. Petrozavodsk, KarNC RAS, 297–313. (In Russian)
- Lopatin, N. I., 1983. Obrazovanie goriuchikh iskopaemykh [The formation of fossil fuels]. Nedra, Moscow. (In Russian)
- Mancuso, I. I., Kneller, W. A., Quick, I. C., 1989. Precambrian vein pyrobitumen: evidence for petroleum generation and migration 2 Ga ago. Precambrian Research 44, 137–146.
- Martin, A. P., Prave, A. R., Condon, D. J., Lepland, A., Fallick, A. E., Romashkin, A. E., Medvedev, P. V., Rychanchik, D. V., 2015. Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions. Earth and Planetary Science Letters 424, 226–236.
- Mc Kirdy, D. M., Powell, T. G., 1974. Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa. Geology 2, 591–595.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Filippov, M. M., Larsen, O., 1999. Karelian shungite — an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry. Earth Science Reviews 47, 1–40.
- Melezhik, V. A., Fallick, A. E., Filippov, M. M., Lepland, A., Rychanchik, D. V., Deines, Y. E., Medvedev, P. V., Romashkin, A. E., Strauss, H., 2009. Petroleum surface oil seeps from Palaeoproterozoic petrified giant oilfield. Terra Nova 21, 119–126.
- Melezhik, V. A., Filippov, M. M., Romashkin, A. E., 2004. A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications. Ore geology reviews 24, 135–154.
- Melezhik, V. A., Prave, A. R., Brasier, A. T., Lepland, A., Romashkin, A. E., Rychanchik, D. V., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Medvedev, P. V., 2013. Tulomozero formation: FAR-DEEP holes 10A and 10B. in: Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), Reading the Archive of Earth's Oxygenation 2. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 773–888.
- Mossman, D. J., 2001. Hydrocarbon habitat of the paleoproterozoic Franceville series, republic of Gabon. Energy sources 23, 45–53.
- Mossman, D. J., Nagy, B., 1996. Solid bitumens: an assessment of their characteristic, genesis, and role in geological processes. Terra Nova 8, 114–128.
- Moussavou, M., Edou-Minko, A., 2006. Contribution a l'histoire thermo-tektonique precambrienne du complexe annulaire de N'goutou par la geochemie et lageochronologie U/Pb sur mineraux accessoires (Bassin Francevillien d'Okondja, Gabon). Africa Geoscience Reviews 13, 53–61.
- Needham, R. S., Stuart-Smith, P. G., Page, R. W., 1988. Tectonic evolution of the Pine Creek Inlier, Northern Territory. Precambrian Research 40–41, 543–564.

- Ossa, F., Hofmann, A., Vidal, O., Kramers, J. D., Agangi, A., Belyanin, G. A., Mayaga-Mikolo, F., 2014. Hydrothermal clay mineral formation in the uraniumiferous aleoproterozoic FA Formation, Francevillian basin, Gabon. *Precambrian Research* 246, 134–149.
- Ovchinnikova, G. V., Kuznetsov, A. B., Melezhik, V. A., Gorokhov, I. M., Vasilyeva, I. M., Gorokhovskii, B. M., 2007. Pb—Pb age of Jatulian carbonate rocks: The Tulomozero Formation of Southeast Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation* 15, 359–372.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azzibrouck, G., Lang, J., 2006. The Proterozoic Franceville basin S.E. Gabon; an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting. *Africa Geoscience Reviews* 13(1–2), 77–106.
- Papineau, D., Purohit, R., Goldberg, T., Pi D., Shields, G. A., Bhu, H., Steele, A., Fogel, M. L., 2009. High primary productivity and nitrogen cycling after the Paleoproterozoic phosphogenic event in the Aravalli Supergroup, India. *Precambrian Research* 171, 37–56.
- Preat, A., Bouton, P., Thieblemont, D., Prian, J.-P., Ndounze, S. S., Delpomdor, F., 2011. Paleoproterozoic high  $\delta^{13}\text{C}$  dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon): Stratigraphic and syn-sedimentary subsidence implications. *Precambrian Research* 189, 212–228.
- Puchtel, I. S., Breugmann, G. E., Hofmann, A. W., 1999. Precise Re—Os mineral isochron and Pb—Nd—Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield). *Earth and Planet. Science Letters* 170, 447–461.
- Puchtel, I. S., Zhuravlev, D. Z., Ashikhmina, N. A., Kulikov, V. S., Kulikova, V. V., 1992. Sm—Nd-vozrast susarskoi svity na Baltiiskom shchite [Sm—Nd age of the Suisar sequence on the Baltic shield]. *Doklady Rossiyskoy Akademii nauk* [Reports of the Russian Academy of Sciences] 326(4), 706–711. (In Russian)
- Puchtel, I. S., Breugmann, G. E., Hofmann, A. W., 1999. Precise Re—Os mineral isochron and Pb—Nd—Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield). *Earth and Planet. Science Letters* 170, 447–461.
- Qu, Y., Črne, A. T., Lepland, A., van Zuilen, M. A., 2012. Methanotrophy in a Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega Formation, Karelia, Russia. *Geobiology* 10, 467–478.
- Reuschel, M., Melezhik, V. A., Whitehouse, M. J., Lepland, A., Fallick, A. E., Strauss, H., 2012. Isotopic evidence for a sizeable seawater sulfate reservoir at 2.1 Ga. *Precambrian Research* 192–195, 78–88.
- Ruble, T. E., Bakel, A. J., Philp, R. P., 1994. Compound specific isotopic variability in Uinta Basin native bitumens: paleoenvironmental implications. *Organic Geochemistry* 21, 661–671.
- Sawaki, Y., Moussavou, M., Sato, T., Suzuki, K., Ligna, C., Asanuma, H., Sakata, S., Obayashi, H., Hirata, T., Edou-Minko, A., 2016. Chronological constraints on the Paleoproterozoic Francevillian Group in Gabon. *Geoscience Frontiers* 8(2), 397–407.
- Scott, C., Wing, B. A., Bekker, A., Planavsky, N. J., Medvedev, P., Bates, S. M., Yun, M., Lyons, T. W., 2014. Pyrite multiple-sulfur isotope evidence for rapid expansion and contraction of the early Paleoproterozoic seawater sulfate reservoir. *Earth and Planet. Science Letters* 389, 95–104.
- Semikhatov, M. A., Raaben, M. E., Sergeev, V. N., Veis, A. F., Artemova, O. V., 1999. Bioticheskie sobytiia i polozhitel'naia izotopnaia anomalii karbonatnogo ugleroda 2,3–2,06 mlrd let nazad [Biotic events and positive isotope anomaly of carbonate carbon at 2.3–2.06 billion years ago]. *Stratigrafia. Geologicheskaiia korreliatsiia* [Stratigraphy. Geology Correlation] 7(5), 3–27. (In Russian)
- Shustov, B. N., 1963. Otchet Petrozavodskoi partii № 27 o poiskovykh rabotakh v uzhnoi chasti KASSR, provedennykh v 1962 g. Inv. № 3299 [Report of Petrozavodsk party No. 27 of prospecting in the southern part. carried out in 1962, Inv. No. 3299]. Territorial'nyi fond geologicheskoi informatsii Respubliki Kareliia, Petrozavodsk [Territorial fund of geological information of the Republic of Karelia, Petrozavodsk]. (In Russian)
- Strauss, H., Des Marais, D. J., Hayes, J. M., Summons, R. E., 1992. Proterozoic organic carbon — its preservation and isotopic record, in: Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M., McKirdy, D., Trudinger, P. A. (Eds.), *Early organic evolution*. Springer, Berlin, Heidelberg, 203–211.
- Strauss, H., Melezhik, V. A., Lepland, A., Fallick, A. E., Hanski, E. J., Filippov, M. M., Deines, Y. E., Illing, C. J., Črne, A. E., Brasier, A. T., 2013. Enhanced Accumulation of Organic Matter: The Shunga Event. Melezhik, V., Prave, A. R., Hanski, E. J., Fallick, A. E., Lepland, A., Kump, L. R., Strauss, H. (Eds.), *Reading the Archive of Earth's Oxygenation 3*. Springer, Berlin, Heidelberg, 1195–1273.
- Thieblemont, D., Bouton, P., Pre'at, A., Goujou, J.-C., Tegye, M., Weber, F., Obiang, M. E., Joron, J. L., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleo-

- proterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 99(2), 215–227.
- Verchovsky, A. B., Watson, J. S., Wright, I. P., Lokhov, K. I., Prasolov, E. M., Prilepski, E. B., Polekhovskiy, Yu. S., Goltsin, N. A., 2006. Nitrogen isotopes in shungite. *Geophysical Research Abstracts* 8, 10920.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., 2013. No proof from carbon isotopes in the Francevillian (Gabon) and Onega (Fennoscandian shield) basins of a global oxidation event at 1980–2090 Ma following the Great Oxidation Event (GOE). *C. R. Geoscience* 345, 28–35.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El. Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *C. R. Geoscience* 348, 572–586.
- Weber, F., Schidlowski, M., Arneeth, J. D., Gauthier-Lafaye, F., 1983. Carbon isotope geochemistry of the lower Proterozoic Francevillian series of Gabon (Africa). *Terra Cognita* 3, 220.
- Worden, K. E., Carson, C. J., Scrimgeour, I. R., Lally, J., Doyle, N., 2008. A revised Palaeoproterozoic chronostratigraphy for the central Pine Creek Orogen, northern Australia. *Precambrian Research* 166, 122–144.
- Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Science Reviews* 59, 125–162.

Received: March 26, 2018

Accepted: July 4, 2018

**Author's information:**

*Mikhail M. Filippov* — filipov@krc.karelia.ru

*Kirill I. Lokhov* — k.lokhov@spbu.ru