Глубинная нефть
Гипотезы, дискуссии, рецензии, критика
ISSN 2306-3114

УДК 553.973:552.16 (550.34.016)

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КУПОЛЬНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ, КАРЕЛИЯ[1]

Филиппов М.М., Первунина А.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Карельского научного центра РАН. Россия, 185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, дом 11
E-mail: filipov@krc.karelia.ru; aelita@krc.karelia.ru

Аннотация. В статье обсуждается проблема влияния вулканического процесса на формирование купольных залежей высокоуглеродистых пород (максовитов) на территории палеопротерозойской Онежской синклинорной структуры. При изучении контактового метаморфизма Максовского месторождения определено время внедрения силлов габбродолеритов по отношению к формированию купольного тела, выявлены признаки катагенетического преобразования керогена и изменения реологических свойств пород под влиянием тепла интрузий. До внедрения силлов породы были слабо литифицированы, органическое и минеральное вещество находились на стадии протокатагенеза. Под влиянием тепла сапропелиты приобретали дополнительную способность к вязкому течению и пластическим деформациям. За счет катагетических преобразований вещества и низкой проницаемости пелитовых пород в них создавалось высокое давление, инициирующее насыщение пород газообразными углеводородами, ведущее к повышению пористости и, как следствие, к снижению плотности, а на поздних стадиях - к активному автокластическому брекчированию. Этот вывод позволяет существенно уточнить исходные параметры диапировой модели образования купольных месторождений (начальную мощность питающего и перекрывающего слоя, реологические свойства пород) и оценить ведущую длину волны для семейства таких структур на территории Толвуйской синклинали.

Ключевые слова. Онежская структура, палеопротерозой, максовиты, купольные месторождения, диапировая модель, контактовый метаморфизм, стадии литогенеза.

LITHOGENETIC FACTORS OF THE FORMATION OF DOMAL CARBON-RICH ROCK DEPOSITS IN THE ONEGA STRUCTURE, KARELIA

M.M.Filippov, A.V.Pervunina

Institute of Geology of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences
Russia, 185910, Petrozavodsk, Pushkinskaya str., 11
E-mail: filipov@krc.karelia.ru; aelita@krc.karelia.ru

Abstract. The effect of a volcanic process on the formation of domal carbon-rich rock (maksovite) deposits in the Paleoproterozoic Onega structure is discussed. While studying the contact metamorphism of the Maksovo deposit, the timing of the intrusion of gabbro-dolerite sills relative to the formation of a domal body was estimated and indications of catagenetic kerogen alteration and changes in the rheological properties of the rocks induced by intrusion heat were revealed. The rocks were poorly lithified prior to the intrusion of sills, and organic and mineral matter was at a protocatagenesis stage. Sapropelites, affected by heat, acquired an extra viscous flow and ductile deformation ability. The catagenetic alteration of matter and the low permeability of politic rocks created high pressure which initiated the saturation of the rocks with gaseous hydrocarbons, thus leading to increased porosity and, consequently, decreased density followed by active autoclastic brecciation at later stages. The initial parameters of a diapiric model of the formation of domal deposits (the initial thickness of a feeding and overlapping layer and the rheological properties of the rocks) can be estimated more accurately and the leading wave length for a family of such structures in the Tolvuja syncline can be calculated on the basis of the conclusion.

Key words. Onega structure, palaeoproterozoic, sapropelite, dome deposits, diapiric model, contact metamorphism

[1] Редакция не разделяет взгляды авторов на органическую природу и осадочный генезис высокоуглеродистых пород Онежской структуры.

ВВЕДЕНИЕ

В ряде регионов Земли в нижнем протерозое фиксируется природное явление, заключающееся в гигантском накоплении органического вещества и в последующем его перераспределении, в том числе путем генерации и миграции углеводородов. Например, в Онежской структуре объём первичного органического вещества, по оценке Н.В. Лопатина, составлял 650×10^9 $м^3$, [Лопатин, 1983]. В расчетах принято, что мощность шунгитоносных отложений 600 м, площадь распространения – 8000 $км^2$, минимальное содержание шунгитового вещества 2%, при этом на стадии раннего метагенеза сохранилось 10% от объема исходного органического вещества.

В ряде участков Онежской структуры (Шуньга, Максово, Зажогино, Тетюгино, Сайнаволок) сохранились признаки миграции углеводородов и формирования коллекторов в осадочных, вулканогенно-осадочных породах заонежской, кондопожской и петрозаводской свит и даже в шаровых лавах суйсарской свиты. Однако до настоящего времени в полной мере не исследован генезис первичного органического вещества, которое из-за высокой степени углефикации утратило многие генетические признаки. Можно констатировать и то, что полноценная и развернутая дискуссия по этой проблеме до сих пор не состоялась.

Приходится сталкиваться с тем, что в ряде публикаций дается взаимоисключающая интерпретация одних и тех же фактов, приводятся расплывчатые доводы в пользу высказываемых мнений, нередко точка зрения абсолютно не подкреплена объективной информацией. Многие авторы допускают также вольное обращение с терминами и базовыми понятиями; выводы в некоторых публикациях носят налет мифотворчества.

Основная масса шунгитового вещества в Онежской синклинорной структуре, расположенной на юго-востоке Карельского кратона Фенноскандинавского щита, накоплена во время формирования верхней подсвиты заонежской свиты людиковийского надгоризонта (рис. 1). Возраст надгоризонта определен (РМСК 1992 г.) интервалом 2080±20-1950±10 млн. лет. Накопление органического вещества было связано с формированием глинисто-карбонатных осадков в условиях мелководного бассейна с синхронным базальтовым платформенным вулканизмом и разнообразным вулканизмом рифтогенного типа. В верхней подсвите выделено три пачки углеродсодержащих пород и девять горизонтов высокоуглеродистых пород (максовитов и шунгитов) с содержанием $C_{орг}$ от 20% до 80% и мощностью от 5 до 35 м (рис. 2). В строении двух основных верхних продуктивных пачек принимают участие силлы долеритов мощностью от 20 до 80 м [Геология…, 1982; Проблемы.., 1989]. Общая доля интрузивных пород в разрезах свиты местами достигает 60%. Все породы подвержены метаморфизму зеленосланцевой фации.

Высокоуглеродистые породы, как правило, образуют локальные куполообразные или субпластовые тела. До сих пор отсутствует общепринятый взгляд на генезис таких структур и высокоуглеродистых пород, с ними связанных. В.И. Горлов [1984] их образование объяснял неравномерными вспышками биопродуктивности в мелководных участках осадочного бассейна с относительно спокойным гидродинамическим режимом (заливы, лиманы, лагуны), достаточным поступлением CO, CO_2 и минимальным - кремнезема, терригенного и пирокластического материала.

А.М. Ахмедов [1997] считал, что происхождение локальных тел высокоуглеродистых пород шло за счет накопления сапропелевых осадков в локальных депрессиях стагнационных стратифицированных бассейнов в супервосстановительной зоне с пассивной сульфатредукцией и за счет бактериального восстановления углерода; то есть высокие концентрации органического вещества присутствовали в первичном осадочном материале, а происхождение депрессий он объяснял блоковым строением дна бассейна.

Авторы работы [Иванкин и др., 1987] рассматривали генезис месторождений как процесс замещения осадочных пород углеводородами, поступавшими в бассейн осадконакопления в результате активной мантийной дегазации, сопровождающей становление субвулканических интрузий.

Л.П. Галдобина [1991] предполагала, что «караваеобразные тела высокоуглеродистых пород» сформированы при отложении вещества из поствулканических «газово-флюидных растворов», которые поступали в бассейн на завершающих этапах развития двух фаз вулканизма. Ю.К. Калинин и др. [2008, с. 24] без доказательств утверждали: «Размеры Максовской залежи до размеров настоящего (лавового) вулкана не дотягивают, но обнаруженная там структура убедительно свидетельствует о том, что это был грязевой вулкан».

ISSN 2306-3114

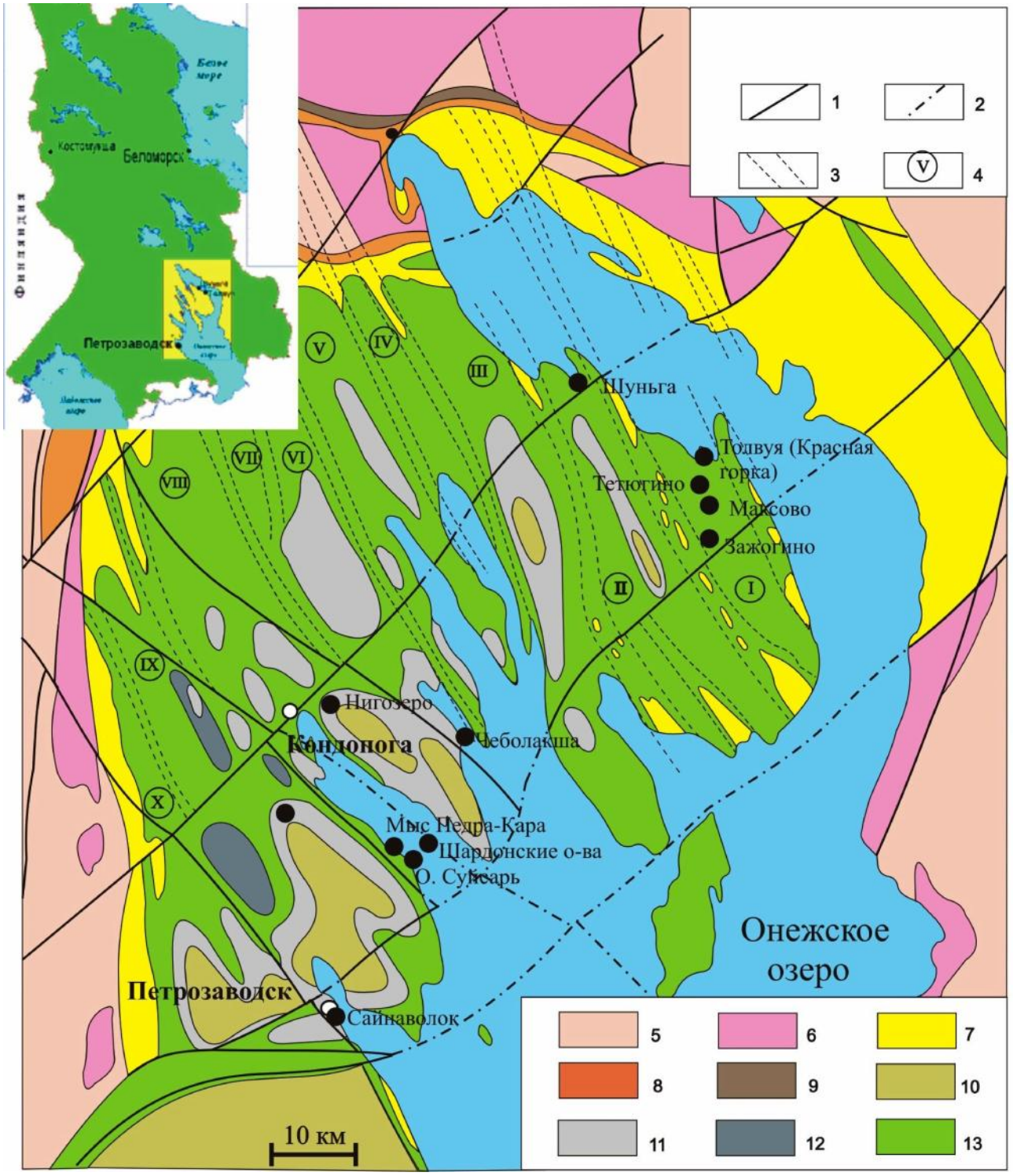

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Онежской структуры (Билибина и др., 1991, с изменениями). Условные обозначения: 1-2 - транс- и межблоковые разломы: 1 - установленные, 2 – предполагаемые; 3 - зоны тектонических нарушений; 4 - синклинальные структуры 2-го порядка, в т.ч.: I – Толвуйская; 5 - лопийский и саамийский комплексы, нерасчлененные; 6 - верхнеархейские граниты; 7-12 – свиты: 7 -туломозерская, 8 - янгозерская и медвежьегорская, 9 - кумсинская и пальеозерская, 10 -шокшинская, петрозаводская и вашозерская, 11 - кондопожская; 12 - суйсарская, 13 – заонежская (нефтепроизводящая). На врезке показано географическое положение Онежской структуры.

В диапировой модели [Филиппов, 2002] предполагается, что известные Шуньгское и Максовское месторождения, а также и другие аналогичные залежи образовались в процессе формирования складок нагнетания по питающему слою, представленному органоглинами.

Действительно, глины, мергели, аргиллиты, глинистые сланцы являются обычным материалом, слагающим диапировые структуры. Глиняные диапиры встречаются как в молодых, так и в древних разрезах осадочных пород [Pierre et al., 2007; O'Brien, 1968]. География их развития очень широка: бассейн Мексиканского залива, о-в Тринидад, Северо-Западная Колумбия, Восточная Венесуэла, Крымско-Кавказская область, Западная Туркмения, провинция Белуджистан, Бирма и многие другие районы, тяготеющие к современным подвижным поясам и зонам рифтогенеза.

Начало формирования глиняных диапиров обусловлено флюидизацией (псевдоожижением) осадков, находящихся в условиях аномального давления; этому также способствуют развитие разрывной тектоники, резкое увеличение мощности перекрывающих пород, например, при надвигах блоков относительно плотных пород или оползании осадков морского склона (турбидиты), ведущих к инверсии плотности в разрезах. При высоком содержании флюидов и росте порового давления до величины геостатического глины за пределом ползучести могут полностью разжижаться и течь, как вязкая ньютоновская жидкость, особенно при динамических воздействиях, например, вибрации, связанной с землетрясениями. Аномальное (выше литостатического) давление возникает при генерации углеводородов и термальной деградации нефти, выделении воды при уплотнении и дегидратации глинистых минералов, а также за счет акватермального эффекта.

Названные процессы идут при температуре выше 100°С, которая достигается при погружении осадков на глубину или при внедрении интрузий в осадочную толщу. Глинистые породы обладают низкой проницаемостью, одновременно обладают пластичностью, поэтому они особенно подвержены недоуплотнению: в зонах развития высокого давления плотность глин не превышает 2,1 г/см^3, а в присутствии органического вещества – существенно меньше [Горькова, 1975].

Известно, что гравитационно-неустойчивые системы, состоящие из слоя легкого материала, расположенного под слоем относительно более тяжелого вещества [Selig, 1965], трансформируются в различные по форме структуры (валы, купола, штоки, субпластовые локальные тела). Появление купола и краевой синклинали сопровождается распространением по питающему слою гравитационной неустойчивости, за счет которой появляется возможность образования соседних куполов и формирования системы генетически связанных структур.

Для расчета скорости роста и амплитуды купольных тел, а также расстояния между соседними куполами (доминирующей длины волны) используют аналитические решения уравнения Навье-Стокса и ряд упрощающих условий [Рамберг, 1985]. Например, в трехслойной модели принимается: $\rho_1=\rho_3>\rho_2$, $\mu_1=\mu_3>\mu_2$, $h_1>>h_2$, $h_3>\infty$, где ρ_1, ρ_3 – плотность перекрывающих и подстилающих пород, ρ_2 - плотность питающего слоя; μ_1, μ_2, μ_3 – вязкость, h_1 h_2, h_3 - мощность соответствующих слоев. При этих условиях доминирующая длина волны зависит только от значений μ_1/μ_2, μ_2/μ_3, h_2 и $\Delta\rho_1$-ρ_2 [Selig, 1965].

Очевидно, что диапировая модель образования месторождений высокоуглеродистых пород палеопротерозоя обладает эвристическим потенциалом, поскольку на ее основе возможен достаточно точный прогноз местоположения новых крупных залежей на территории Онежской структуры. Очевидно также, что достоверность расчетов зависит от правильного выбора исходных параметров реологической системы ρμ. Их определение для разрезов палеопротерозоя затруднено из-за того, что породы, как правило, метаморфически преобразованы, а их мощность и вязкость существенно изменились. Для оценки исходных параметров требуется знать стадию литогенеза и первичный состав пород, как в начале, так и во время формирования диапировых структур. Поскольку в разрезах палеопротерозоя велика доля силлов и покровов основных пород, которые могли, как стимулировать, так и ограничивать развитие диапирового процесса, то есть они могли существенно повлиять на конечный результат формирования купольных залежей максовитов, например, за счет увеличения мощности перекрывающей толщи, или изменения во времени реологических свойств пород.

В статье на примере Максовского месторождения оценивается роль интрузий в формировании складки нагнетания путем определения времени их внедрения относительно купольного этапа развития структуры, уточнения исходных параметров диапировой модели (стадии литогенетического преобразования органического и минерального вещества на момент внедрения силлов, начальной мощности питающего и перекрывающего слоя, реологических свойства пород).

ISSN 2306-3114

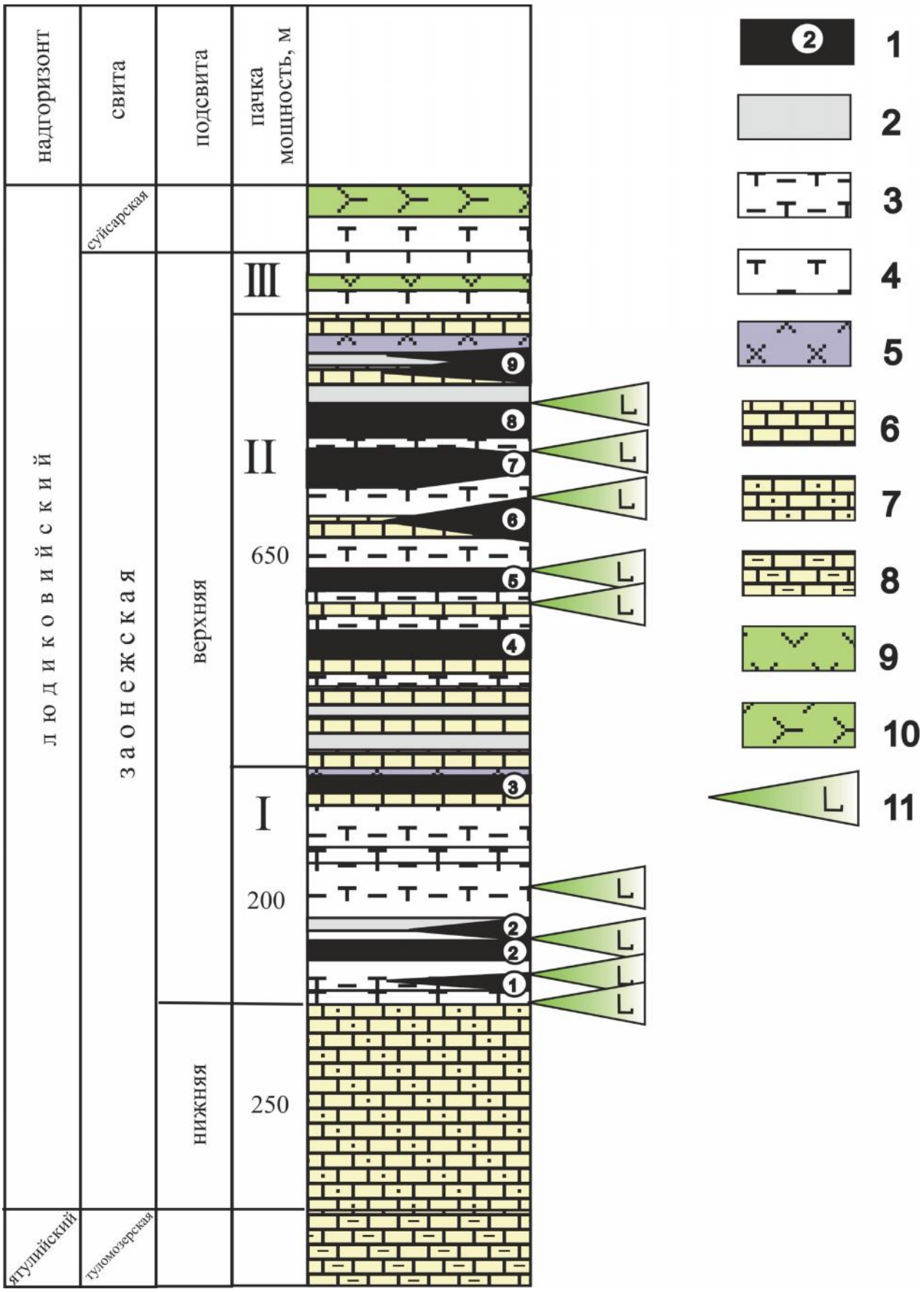

Рис. 2. Стратиграфическая колонка заонежской свиты Толвуйской синклинали. Условные обозначения: 1 - горизонты шунгитоносных пород и их номера; 2 - алевролиты; 3 - туфиты; 4 - базальтовые туфы; 5 - кремнистые породы; 6 - доломиты; 7 - карбонаты, сланцы; 8 - доломиты, алевролиты; 9 - базальты; 10 - основные и ультраосновные лавы суйсарской свиты; 11 - силлы габбро-долеритов.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБ

Коррекция известного по ранним публикациям геологического строения Максовского месторождения проведена наземными геофизическими методами (магнито- и электроразведка, малоглубинная сейсморазведка). Пробы для исследования контактовых изменений максовитов были отобраны из керна разведочных скважин, а также из действующего карьера. Образцы были изучены в проходящем и отраженном свете на оптическом микроскопе и на сканирующем электронном микроскопе «VEGA II LSH».

Для определения состава минералов использовался микроанализатор «INCA Energy 350». Изотопный состав углерода определялся в Химическом институте им. М. Планка (г. Майнц), а также в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Рентгеноструктурные характеристики шунгитового вещества (d_{002}) определены на электронном микроскопе ЭМ-125 и анализаторе ДРОН, Рамановские спектры шунгитового вещества получены на спектрометре Almega XR (длина волны лазера 532 нм).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАКСОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Максовское месторождение - это антиклинальная складка, частично срезанная эрозией (рис. 3), ее размеры в плане около 500х700 м, мощность пород в центре - до 120 м. Залежь сложена массивными, брекчированными и трещиноватыми метасапропелитами со средним содержанием углерода около 30%. В строении месторождения выявлены структурные признаки складки нагнетания (куполовидная форма, наличие краевой синклинали и внутреннего гребня, сложенного подстилающими карбонатными породами), а также литологические признаки, характеризующие процесс дифференциации вещества по реологическим свойствам в пределах купола (породы залежи не имеют слоистости, многочисленны примеры пород с флюидальной текстурой, зональность в распределении углерода, крылья купола сложены специфичными маломощными, менее 10 м, зонами брекчированных пород, состоящих из фрагментов сапропелитов сцементированных веществом, аналогичным по составу вмещающим породам).

В работах, посвященных моделированию диапирового процесса [Weinberg et al.,. 1992], среди прочих аналогичных признаков также установлено, что краевая зона складок нагнетания на контакте с вмещающими породами всегда состоит из смешанного вещества (питающего слоя и вмещающей среды), поскольку при росте купольной структуры периферийные потоки опережают движение вещества в ее центре.

Сложная и длительная история преобразования органического вещества проявляется на месторождении в характерной зональности распределения углерода - обогащение локальных объемов в центральных и верхних частях залежи. Следы развития процесса генерации и первичной миграции углеводородов сохранились в брекчиях шунгитоносных пород, в которых обломки цементируются антраксолитом. В породах выявлены признаки существования аномально высоких пластовых давлений.

Разведочными скважинами на месторождении выявлены три силла долеритов: в подошве - мощностью до 25 м, на крыльях складки - до 45 м, и в центральной части месторождения - субвертикальный (подводящий) канал диаметром до 30 м, переходящий в субпластовое тело мощностью до 10 м (см. рис. 3). Канал пересекает купол почти на всю его мощность. В настоящее время карьером вскрыта верхняя часть подводящего канала и верхний контакт субпластового тела габбродолеритов с сапропелитами (фото 1). Силл, разделяющий шестой и седьмой шунгитоносные горизонты, охватывает лишь западное крыло купола (см. рис.3). Он залегает конформно с купольным телом, в точности повторяя иногда очень крутые углы падения западного крыла залежи, а его мощность в краевой синклинали существенно больше, чем на крыльях структуры. Силл между пятым и шестым шунгитоносными горизонтами (ниже подошвы купола) имеет субгоризонтальное залегание и, вероятно, являлся источником магмы для подводящего канала и субпластового тела габбродолеритов.

Большой объем интрузивных пород в непосредственной близости от залежи и в ее центре указывает на длительное существование источников тепла, локализованных в породах с низкой теплопроводностью. Наиболее сильное термальное воздействие наблюдается в центре залежи (см. фото 1), где в экзоконтакте развита многоуровневая зона коксования с видимой мощностью до 2,5 м.

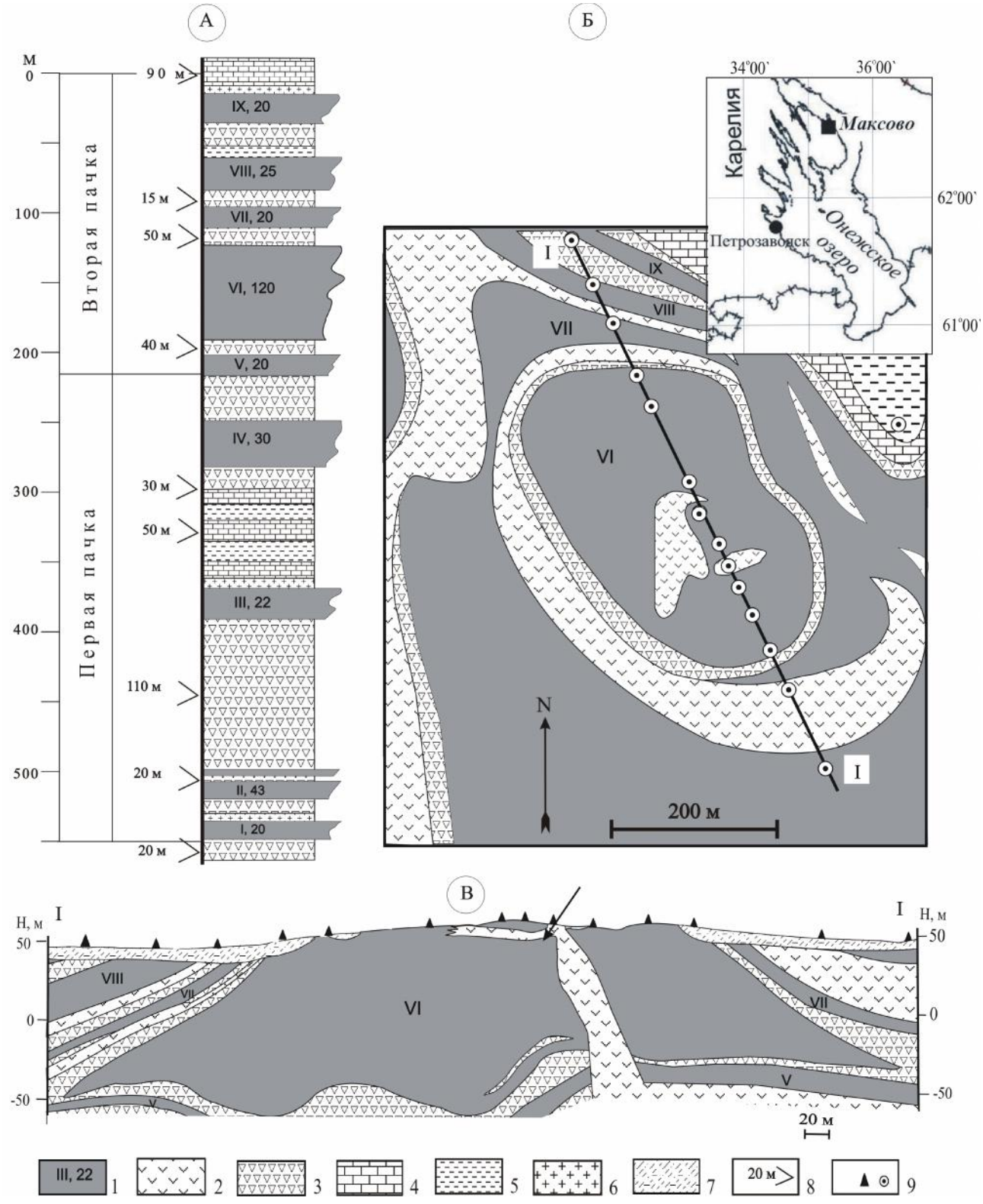

Рис. 3. Схематическая литологическая колонка продуктивной верхней подсвиты для Толвуйской синклинали Онежской структуры (А), геологическая карта (Б) и разрез Максовского месторождения (В). Условные обозначения: 1 – горизонты метасапропелитов, номер и мощность; 2 – габбродолериты; 3 – базальтовые туфы и туффиты; 4 – доломиты; 5- туфоалевролиты; 6 – лидиты; 7 – четвертичные отложения; 8 – локализация силлов габбродолеритов (цифрами указана максимальная мощность); 9 – разведочные скважины. На разрезе (В) стрелкой показано местоположение карьера.

ISSN 2306-3114
Глубинная нефть
Гипотезы, дискуссии, рецензии, критика

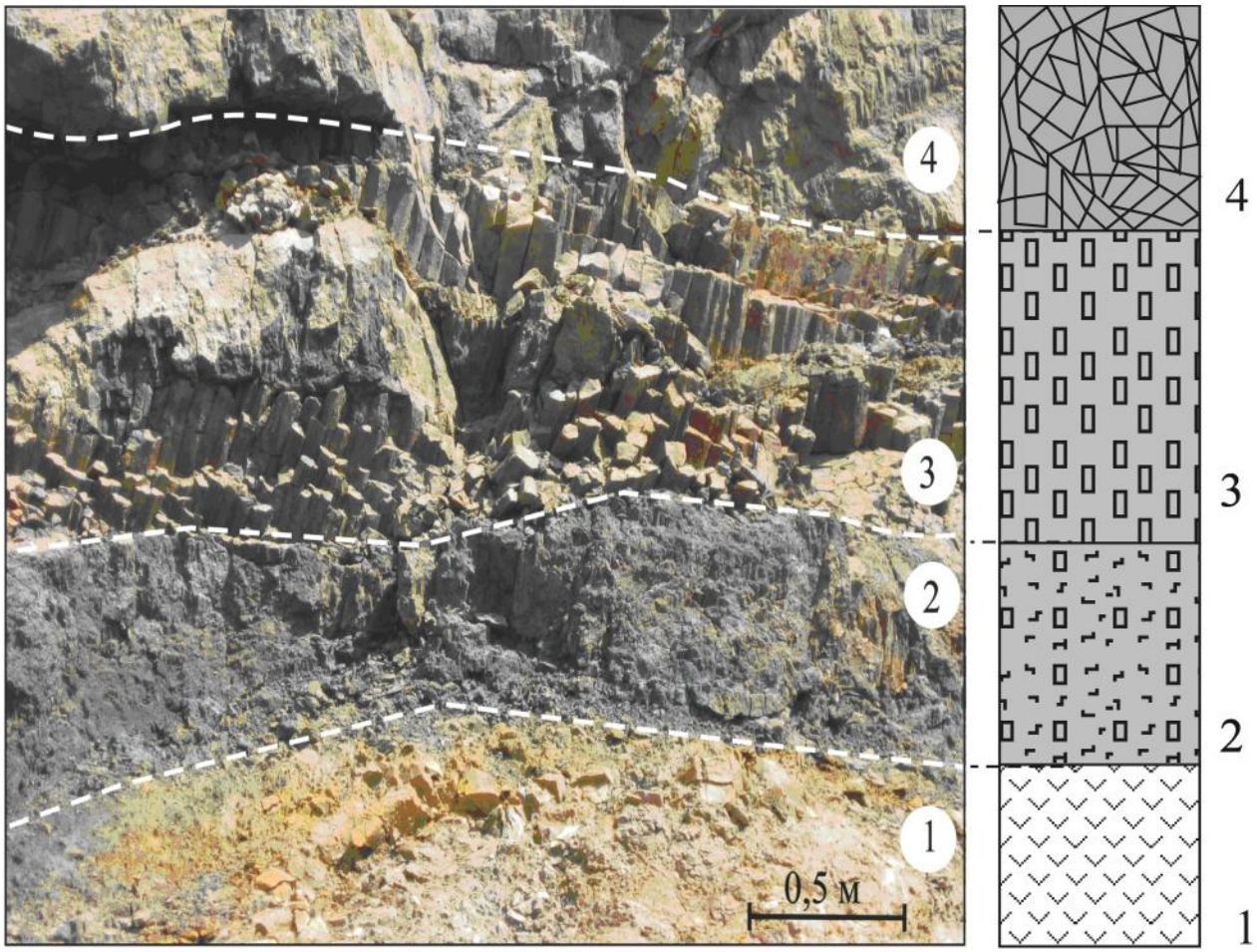

Фото 1. Зона контакта субпластового тела габбродолеритов с сапропелитами. Условные обозначения: 1 – внутрикупольный силл; 2 – рыхлый, кавернозный максовит с реликтами столбчатой отдельности; 3 - максовит с карандашной (столбчатой) отдельностью; 4 – неравномерно брекчированный максовит со слабо проявленной столбчатой отдельностью.

Примыкающая к контакту часть зоны коксования мощностью 20-50 см представлена черной, пачкающей, рыхлой породой с кавернозной текстурой. Местами она рассланцована субпараллельно контакту, имеет зеркала скольжения, по которым развиты пленки антраксолита, иногда в ней присутствуют редкие фрагменты максовитов с призматической отдельностью. Призмы диаметром 0,5-2 см разделены трещинами, которые могут быть открытыми или заполненными антраксолитом и сульфидами. В некоторых участках рыхлый материал отсутствует, на контакте породы сильно брекчированы и сцементированы антраксолитом, реже - кварцем.

Выше интервала рыхлых пород максовиты имеют характерную (карандашную) отдельность в виде трех- или шестиугольных призм, ориентированных перпендикулярно контакту (см. фото 1). Длина призм до 20 см, поперечное сечение - до 4 см. Призмы отделены друг от друга скрытыми, либо зияющими трещинами, стенки которых покрыты пленками антраксолита или пиритом. Развитие трещин отдельности обусловлено напряжениями, возникшими при охлаждении пород; механизм этого явления исследован на примере остывающих потоков базальтовой магмы [Ryan et al., 1978]. Местами, выше развития крупных призм, встречаются мелкие призмы (1х3 см), которые иногда смяты и хаотично ориентированы относительно контакта. В верхней части подводящего канала отдельность максовитов развита в виде сноповидных изогнутых шестигранных призм длиной до 1 м, подчеркивающих направление движения расплава - сначала субвертикальное, затем субгоризонтальное.

Максовиты состоят из шунгитового вещества (до 50%), кварца и мусковита (до 25%), присутствуют биотит, хлориты, пирит, рутил, фторапатит и лейкоксен, иногда калиевый полевой шпат. Разновидности максовитов с призматической отдельностью обладают развитой системой микропор. Так, непосредственно на контакте с интрузией объем пор диаметром более 0.01 мм достигает 40%. Форма пор - линзовидная, каплевидная, щелевидная. Трещины и поры коксов заполнены антраксолитом,

ISSN 2306-3114

кварцем и слюдами, в подчиненном количестве отмечаются магнезиально-железистые и железисто-магнезиальные хлориты. Антраксолит имеет тонкозернистую мозаичную структуру, свидетельствующую о мезофазной стадии карбонизации битума. В отдельных участках наблюдаются крупные выделения пирита с примесью никеля или включениями сульфидов никеля и меди.

После интервала пород с карандашной отдельностью, где очевидны признаки коксования, залегают брекчированные максовиты. (фото 1) с большим количеством миндалин, выполненных кварцем и антраксолитом. Брекчии (фото 2) характеризуются высокой фрагментарностью обломков с неровными угловатыми краями и незначительным смещением относительно друг друга. Цемент брекчий - в основном кварц и антраксолит. Эти признаки свидетельствуют о том, что, брекчирование развивалось под влиянием высокого давления, возникающего при быстром катагенетическом преобразовании органического и минерального вещества в условиях низкой проницаемости пород с органическим веществом (автокластический процесс). Признаки термального воздействия силла обнаруживаются на удалении до 30 м от контакта по редким миндалинам и микробрекчированию пород.

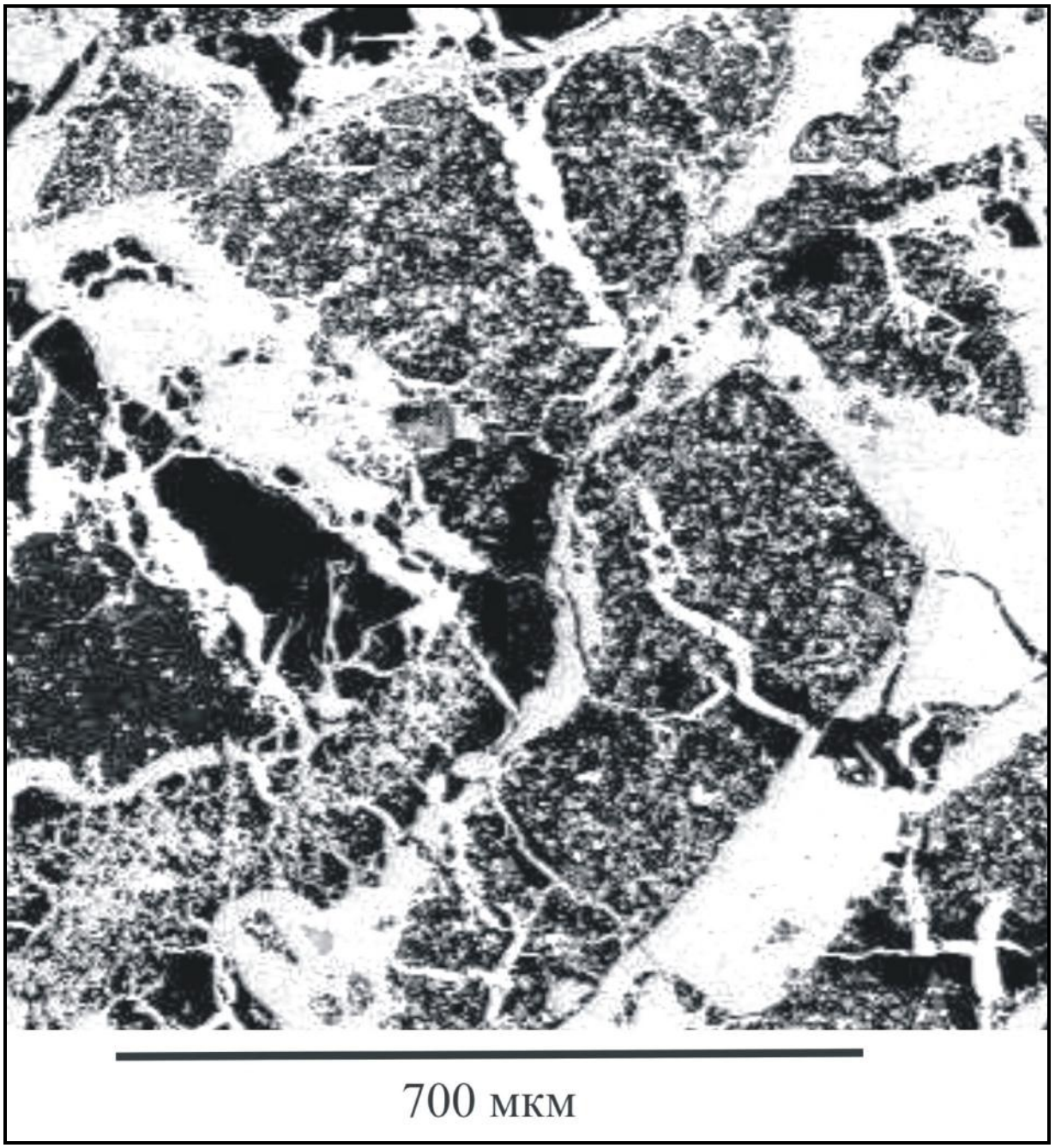

Фото 2. Брекчированный максовит. Антраксолит - черное, кварц – белое, максовит - серое. Tescan 5130 LS, детектор рассеянных электронов.

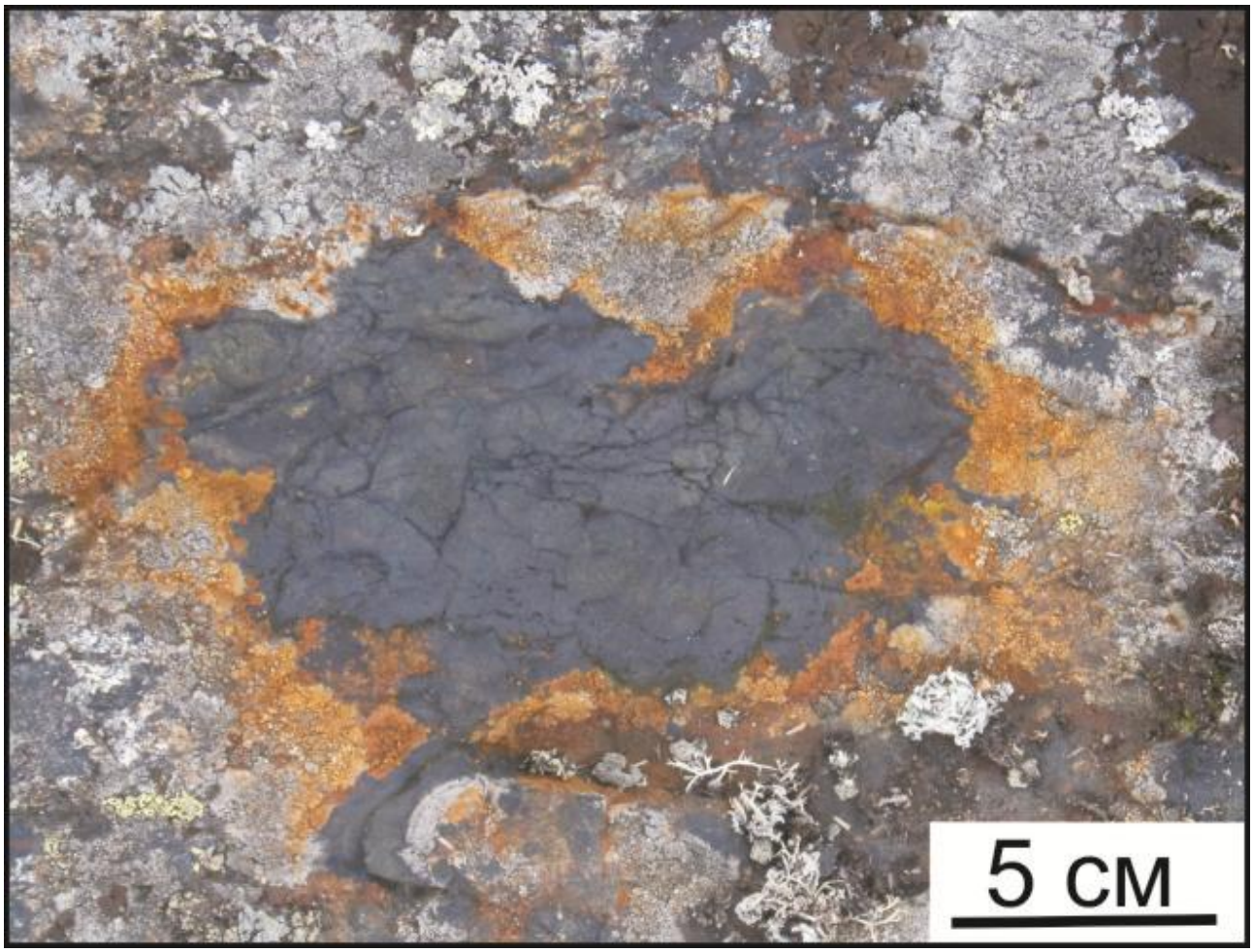

Фото 3. Канал разгрузки углеводородов под давлением (горизонтальный план).

Наиболее глубокие преобразования испытали небольшие по размерам ксенолиты (до 20 см в длину) максовитов в габбродолеритах. Это тонкозернистые, трещиноватые и рассланцованные породы с многочисленными мелкими пустотами и миндалинами, выполненными антраксолитом, кварцем и биотитом, при этом антраксолит присутствует в виде струй прихотливой формы. Судя по ориентировке удлиненных миндалин и мелких линзовидных обособлений максовита, ксенолиты были флюидизированы и деформированы в пластичном состоянии.

Силл габбродолеритов между шестым и седьмым шунгитоносными горизонтами непосредственно не контактирует с телом залежи (см. рис. 3б, в), их разделяют туфоалевролиты, содержащие менее 10% $C_{орг}$. Силл располагается лишь со стороны западного крыла купольного тела, повторяя его контуры. Следовательно, можно предположить, что складка служила некоторым препятствием для продвижения силла с запада на восток. Туфоалевролиты на контакте превращены в тонкозернистые роговиковые породы мусковит-кварцевого состава с пелоидной вкрапленностью антраксолита. В то же время максовиты седьмого горизонта (верхний экзоконтакт) несут все основные признаки контактовых изменений, отмеченные ранее для экзоконтактов внутрикупольного силла.

Активные флюидодинамические процессы, вызванные внедрением интрузий, затрагивали большие объемы Максовской залежи. Об этом свидетельствуют многочисленные каналы разгрузки углеводородов и минерализованных гидротерм (фото 3). Это субвертикальные зоны повышенной трещиноватости диаметром от 0,05 до 2 м, которые отличаются от вмещающих метасапропелитов более высоким содержанием углерода.

Под влиянием интрузий из максовитов зоны коксования частично вынесено органическое вещество ($C_{орг,}$ табл. 1), Hg, U, As, Ni, V, Mo. При этом содержание Si, Al, Fe, Ca, Sr, Ba, Cr в этой зоне увеличивается. Так, породы вне области влияния силлов имеют концентрацию Hg (табл. 2), сопоставимую с типичными горючими сланцами, а на контактах ее содержание снижается, примерно, вдвое, хотя в ряде случаев за счет появления эпигенетичных сульфидов эта закономерность нарушается.

ISSN 2306-3114

Таблица 1. Влияние контактового метаморфизма на состав максовитов

Параметр	На удалении от интрузии	На контакте с интрузией
$C_{орг}$, %	32.9 (6,6)	17.2 (10,0)
SiO_2, %	48.6(10,5)	55.8 (11,4)
Al_2O_3, %	4.4 (0,9)	6.6 (2,9)
Количество проб	672	26

Примечание: данные по интервальным пробам длиной 2 метра; анализы выполнены в химической лаборатории ИГ КарНЦ РАН; в скобках – стандартное отклонение.

Таблица 2. Среднее содержание ртути в максовитах, 10^{-6}%

На удалении от интрузии	38.3 (353)
Из контактовых зон	16.5 (7)

Примечание: в скобках – количество анализов. Атомно-абсорбционный метод, лаборатория КОМЭ ЦНИГРИ.

Под влиянием тепла силлов менялась молекулярная структура шунгитового вещества (табл. 3). На контакте с интрузией наблюдается повышение степени карбонизации вещества и упорядочивание молекулярной субграфитовой структуры: линии G и D1 смещаются в коротковолновую область, уменьшается отношение интенсивностей основных линий I(D1)/I(G), связанное с ростом размеров графеновых слоев, уменьшается относительная ширина на половине максимума линии D1, в измененной породе отсутствует линия D2, что указывает на существенное упорядочивание поверхностных графеновых слоев в кристаллитах; уменьшаются значения I(D3)/I(G), I(D4)/I(G), то есть снижается доля аморфного углерода, функциональных групп и гетероэлементов, входящих в структуру шунгитового вещества. Максимальная температура преобразования органического вещества в зоне контакта с габбродолеритами, рассчитанная по методике, изложенной в работе [Beissac et al., 2002], составляет около 400°C.

Таблица 3. Среднее значение расстояния между графеновыми слоями шунгитового вещества

Место отбора метасапропелитов	d_{002}, нм
Вне зоны влияния силла	0.352
1,6 м от кровли силла	0.350
0,3 м от кровли силла, сажистые	0.345
Непосредственно на контакте	0.342

Примечание: измерения и расчеты выполнены В. В. Ковалевским, Институт геологии Карельского научного центра РАН.

Непосредственно на контакте расстояние между графеновыми слоями (d_{002}) стремится к значениям, предельным для неграфитируемых органических веществ (0.342 нм), по мере удаления от контакта d_{002} растет, приближаясь к значению 0.352 нм, характерному для неизмененных пород. Шунгитовое вещество пород, не затронутых контактовым метаморфизмом, обычно оптически изотропное, либо частично анизотропное, а в зоне влияния интрузии оно анизотропное. Характер изменения структуры шунгитового вещества фиксируется и по данным Рамановской спектроскопии (табл. 4).

Непосредственно в верхнем экзоконтакте центрального силла значение $\delta^{13}C_{орг}$ равно -24.5‰. По мере удаления от контакта $\delta\ ^{13}C$ плавно уменьшается и на расстоянии 20 м достигает значения, равного –26.9‰ (среднее по девяти образцам) и характерного для пород, не испытавших воздействие контактового метаморфизма.

Таблица 4. Данные Рамановской спектроскопии шунгитового вещества

Образец	λ(G), $см^{-1}$	ΔG, $см^{-1}$	λ(D1), $см^{-1}$	ΔD1, $см^{-1}$	ΔD1/ΔG	I(D1)/I(G)	I(D2)/I(G)	I(D3)/I(G)	I(D4)/I(G)
Вне зоны влияния силла	1595.8	48.8	1350.7	76.6	1.57	2.84	0.21	0.31	0.32
На контакте с силлом	1588.2	70.6	1344.8	81.7	1.16	2.5	0	0.13	0.14

Примечание: а) данные получены при обработке спектральных линий первого порядка; б) λ(G) , λ(D1) длина волны G-пика и D1-пика; ΔG, ΔD1 - ширина пика на половине его максимума, I(G), I(D1÷3) - интенсивности соответствующего пика; в) интенсивности линий определены по площади соответствующего пика; г) λ(D2) соответственно равна 1635.8 и 1622.1, λ(D3) 1500.6 и 1544.4 $см^{-1}$, λ(D4) 1155.4 и 1192.6 $см^{-1}$.

Сажистое шунгитовое вещество в пустотах максовита, отобранного на расстоянии от силла, равном 6.8 м, имеет $\delta^{13}C$ -43.2‰, что указывает на вероятную газовую природу миграционных углеводородов. В контактовой области меняются также физические свойства максовитов (плотность, пористость, электрическое сопротивление, радиоактивность). Так, магнитная восприимчивость на расстоянии около 5 м от верхнего контакта подводящего канала резко возрастает, поскольку пирит частично замещается пирротином.

Долериты эндоконтактов мелкозернистые, текстура миндалекаменная, структура порфировая, в них повышенное содержание альбита, здесь обычно сульфидное оруденение. Миндалины нередко зональные, выполнены кварцем, слюдами, карбонатами, сульфидами, хлоритом, антраксолитом. Шунгитовое вещество присутствует в тонких трещинах, в межзерновом пространстве, на краях вкрапленников, микролитов, внутри порфировых выделений плагиоклаза, то есть является миграционным. В эндоконтактовой области центрального силла $\delta^{13}C_{орг}$ составляет –38,9‰, то есть органическое вещество мигрировало сюда, вероятно, в газообразном состоянии. Трещины отдельности в долеритах заполнены интенсивно брекчированными максовитами без выраженных признаков коксования. Размер обломков по мере приближения к стенкам трещин уменьшается, цвет меняется от матово-черного до бурого, они сцементированы антраксолитом, кварцем и сульфидами. Очевидно, что максовиты заполняли трещины в размягченном состоянии, а температура была достаточной для мезокатагенеза органического вещества инъекций.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отмеченные структурные особенности расположения силлов относительно Максовской залежи (см. рис. 3) и признаки контактового преобразования максовитов и долеритов свидетельствуют о том, что внедрение интрузий было более поздним по отношению к купольной стадии формирования месторождения. До этого события органическое вещество еще не прошло главную фазу генерации нефти, то есть находилось на стадии раннего катагенеза. Под влиянием тепла интрузий началось активное образование углеводородов и освобождение воды из глинистых минералов, что создавало условия для массового появления флюидной фазы. Породы приобретали способность к пластическим деформациям и течению. За счет катагенетического преобразования органического и минерального вещества в условиях низкой проницаемости пород создавалось высокое давление, инициирующее их активное брекчирование, развитие зон трещиноватости и центров разгрузки флюидов, повышение пористости, снижение плотности. Именно этими явлениями можно объяснить локальную неоднородность распределения шунгитового вещества в залежи, то есть развитие процесса дифференциации пород по реологическим свойствам на заключительных этапах формирования месторождения. Долериты активизируя мезокатагенетические преобразования пород сами испытали воздействие этих процессов.

Наблюдаемые следствия внедрения долеритов на Максовском месторождении сходны с признаками, развивающимися в угольных пластах на контактах с интрузиями различного состава [Штах и др., 1978; Гаврилова и др., 1985; Меленевский и др., 2008]. Отмечается [Schimmelmann et al., 2009], что только у сапропелитов в зоне контакта появляются микробрекчирование,

ISSN 2306-3114

призматическая отдельность, перпендикулярная поверхности нагревания, пористая структура. И в интрузии, и в угольном пласте развиваются трещины, которые заполняются размягченным углем и вязкими смолистыми продуктами конденсации газообразных и жидких пиролизатов. В условиях малой герметичности среды угли приобретают сажистый облик и становятся рыхлыми [Богданова, 1985]. Глубина контактового метаморфизма углей зависит от температуры [Богданова, 1985; Штах и др., 1978], объема, типа (дайки, силлы) и состава интрузий; от проницаемости вмещающих пород, гидрологической обстановки, от степени углефикации органического вещества перед внедрением интрузии. По данным Б. Симонейта [Simoneit et al., 1981], заметное влияние силлов фиксируется на расстоянии, составляющем около 60% их мощности.

При моделировании процессов формирования купольных структур Максовского типа питающий слой можно рассматривать как сапропелевый ил с алюмосиликатной, кремнистой и частично карбонатной минеральной основой, находящийся на ранней стадии катагенеза. Если принять современную мощность шестого горизонта за пределами Максовского месторождения, равную 20 м, среднее содержание $C_{орг}$=6% и ввести поправочные коэффициенты на изменение мощности пород при уплотнении, при их катагенезе и метаморфизме [Холодов, 1997], то исходная мощность питающего слоя, которую можно принять для расчета ведущей длины волны системы купольных структур, могла составлять от 40 до 60 м. Общая мощность покрышки от кровли шестого горизонта до кровли третьей пачки заонежской свиты[2], без учета силлов габбродолеритов, равна 670 м. Средневзвешенная плотность питающего слоя, вероятно, не превышала 1.6 г/см^3. Сапропелевые илы (коллоидно-дисперсные системы), состоящие из водного кремнезема, глинистых минералов и органического вещества, в начале катагенеза, вероятно, имели коагуляционные и пластификационно-коагуляционные структурные связи, а их вязкость могла быть в пределах 10^6–10^7 Па×с. К примеру, кембрийские глины Ленинградской области, не содержащие органического вещества, имеют вязкость 10^7–10^{10} Па×с и под нагрузкой выше предела прочности текут с ньютоновской постоянной вязкостью от 30 до 300 Па×с [Горькова, 1975]. Полному завершению формирования диапирового процесса должна была способствовать сохранность реологических свойств органоглин в течение длительного времени, благодаря их замедленному диагенезу и катагенезу, обусловленному присутствием органического вещества. Породы покрышки - доломиты, лидиты и туфоалевролиты заонежской свиты, в конце диагенеза могли иметь вязкость соответственно 10^{12}, 10^{10} и 10^{11} Па×с и плотность не выше 2.5; 2.4 и 2.6 г/см^3 [Вялов, 1978; Горькова, 1975; Зхус и др., 1979]. Приведенные оценки параметров реологической системы позволяют рассчитать вероятное значение доминирующей длины волны для семейства купольных структур Толвуйской синклинали, сформированного по шестому горизонту. Например, при $\mu_1/\mu_2=5\times10^4$, $\Delta\rho\approx1$, h_2=40 м она составляет 1600 м, а для h_2=60 м - 2400 м. Экспериментальное определение расстояние между соседними куполами в Толвуйской синклинали [Филиппов и др., 2004] в среднем составляет 1750±50 м, то есть находится в интервале теоретической оценки.

Палеопротерозойская эпоха накопления органического вещества проявилась в разных регионах Земли. В качестве аналога Онежской структуры можно указать палеопротерозойский осадочный бассейн Франсвиль (Габон) [Bonhomme et al., 1982; Mancuso et al., 1989]. Серия франсвиль сложена слабо метаморфизованными кластическими и вулканогенно-осадочными породами, отложенными в период 2.1–1.95±0.03 Ма. Свита FA - грубые полевошпатовые песчаники и конгломераты, ангидрит, гипс, пирит и битумы. Свита FB мощностью 600-1000 м на 80% объема сложена пелитовыми кремнистыми иногда карбонатными морскими отложениями, содержащими от 2 до 20% углерода. Подсвита FB1 сложена черными сланцами и турбидитовыми отложениями с характерными для мутьевых потоков полигенными брекчиями: подсвита FB2 - песчаниками и черными сланцами, карбонатными породами. Свита FC мощностью до 150 м сложена массивными доломитами и кремнистыми породами. Свита FD - черные сланцы с туфами ингимбритов в кровле. Свита FE –переслаивание песчаников и сланцев. Общая мощность последних трех свит достигает 1000 м. Площадь бассейна Франсвиль составляет около 35 000 км^2. В грубообломочных прослоях хорошо распознаются два вида включений органического вещества: автохтонное и аллохтонное (кероген и битумы, образованные при первичной миграции нефти и не покинувшие материнскую породу). Следы генерации углеводородов сохранились в виде твердых битумов как в свите FB, так и

[2] В породах суйсарской свиты, перекрывающих заонежскую свиту, присутствуют антраксолиты, изотопный состав углерода которых указывает на миграцию углеводородов из отложений заонежской свиты.

в подстилающих песчаниках свиты FA. По оценкам Д. Дж. Моссмана и др. [Mossman et al., 2001], в бассейне Франсвиль было накоплено около 84×10^9 баррелей нефти, что сопоставимо с современными гигантскими нефтеносными бассейнами мира.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В палеопротерозойских осадочных бассейнах были накоплены огромные объемы углеводородов. Генетические признаки купольных (диапировых) и субпластовых тел максовитов и шунгитов могут служить доказательством полигенной и полихронной природы высокоуглеродистых пород с концентрацией углерода, не характерной для осадков палеопротерозоя.

Материалы статьи свидетельствуют, что на зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма сохраняются основные признаки контактовых изменений протерозойских пород, содержащих органическое вещество. Они преобразованы в кокс, содержание шунгитового вещества в зонах контакта существенно уменьшается, увеличивается зольность, появляется пирротин, изотопный состав углерода становится более тяжелым, молекулярная структура шунгитового вещества становится более упорядоченной, подвижные элементы мигрируют из зоны контакта, резко меняются физические свойства максовитов.

Разные зоны контактового преобразования максовитов свидетельствуют о различных условиях герметичности (проницаемости), в которых развивались процессы контактового метаморфизма и миграции флюидов. Активная деструкция органического вещества в условиях повышенных температур приводила к образованию газообразных и жидких углеводородов. Под влиянием тепла интрузий породы приобретали способность к течению за счет уменьшения вязкости, появления углеводородов и повышения пористости, что могло оказать влияние и на посткупольный этап развития Максовского месторождения[3].

Признаки контактового метаморфизма протерозойских сапропелитов в основном сходны с таковыми для углей фанерозоя. Вероятно, ореол контактового воздействия долеритов первоначально был более широким, чем это фиксируется в настоящее время, но высокий уровень преобразования исходного органического вещества пород заонежской свиты, достигающий в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма метаантрацитовой стадии углефикации, частично затушевал различия между измененными и исходными породами.

Характер расположения силлов и выявленные признаки контактовых изменений сапропелитов Максовского месторождения указывают на то, что внедрение интрузий было более поздним по отношению к формированию купольной структуры и явилось мощным импульсом для катагенетических преобразований органического и минерального вещества. К моменту внедрения интрузий породы не утратили способность к размягчению и пластическим деформациям. Силлы оказали влияние на миграцию углеводородов как в самом куполе, так и за его пределы. Источником шунгитового вещества, присутствующего в эндоконтактах силлов, служило первичное органическое вещество.

Таким образом, формирование купольных структур напрямую не связано с постмагматическими процессами, оно было завершено к началу суйсарского времени. Ссылки Ю.К. Калинина и др. [2008] на грязевые вулканы трудно признать основательными. Породы максовского типа имеют массивную, либо брекчиевидную текстуры. Грязевые же вулканы развиваются циклично и потому в их разрезе есть ясные признаки слоистости; в сопочной брекчии очень мало углеводородов.

Как было ранее сказано, в купольных структурах максовского типа зафиксированы признаки развития аномально высокого пластового давления, поэтому не исключено, что следы грязевого вулканизма со временем будут обнаружены в отложениях, перекрывающих залежи метасапропелитов.

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность Р.С. Моториной за помощь в оформлении рисунков.

[3] На заключительных стадиях развития диапировых складок, по мнению авторов, формируются субпластовые залежи метасапропелитов шуньгского типа; особенности этого процесса предполагается рассмотреть в самостоятельной публикации.

ISSN 2306-3114

Литература

1. Богданова Л.А. Преобразование углей в зоне термального воздействия интрузий // Тр. ВСЕГЕИ. Л. 1985. Вып. 332. С. 115.
2. Вялов С.С. Реологические основы механики грунтов. М.: Стройиздат, 1978. 445 с.
3. Гаврилова О.И., Волкова Г.М., Гуревич А.Б. О природных коксах в угольных пластах Тунгусского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 5. С. 133-137.
4. Галдобина Л.П. Предполагаемый канал поступления углеводородных флюидов в нижнем протерозое Онежской структуры // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. С. 18-23.
5. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов, Ю.К. Калинин. Петрозаводск: Карелия, 1982. С. 204.
6. Горькова И.М. Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М.: Стройиздат, 1975. 151 с.
7. Зхус И.Д., Бахтин В.В. Литогенетические преобразования глин в зонах аномального высоких пластовых давлений. М.: Недра. 1979. 139 С.
8. Иванкин П.Ф., Галдобина Л.П., Калинин Ю.К. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья // Сов. Геология. 1987. № 12. С. 40–47.
9. Калинин Ю.К., Калинин А.И., Скоробогатов Г.А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб.: СПб ун-т, 2008. 218 с.
10. Лопатин Н. В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.
11. Меленевский В.Н., Фомин А.Н., Конышев А.С., Талибова О.Г. Контактовое преобразование угля под воздействием долеритовой дайки (Кайерканское месторождение, Норильский район) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 886—893.
12. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: МГУ, 1979. 232. с.
13. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии / Ред. А.П. Светов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 159 с.
14. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Мир, 1985. 399 с.
15. Суйсарский пикрит–базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии / Ред. В.С. Куликов . Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
16. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 282 с.
17. Филиппов М.М., Клабуков Б.Н., Суханов А.В. Экспериментальное определение основных параметров систем купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали // Рос. геофизич. журн. 2004. № 3. С. 25–30.
18. Холодов В.Н. Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 22–31.
19. Штах Э., Маковски М.Т., Тейхмюллер М. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
20. Beyssac O., Goffe B., Chopin C., Rouzaud J.N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. metamorphic geol. 2002. V. 20. P. 859-871.
21. Biot M.A., Ode H. Theory of gravity instability with variable overburden and compaction // Geophysics. V. 30. 1965. P. 213–227.
22. Bonhomme M. G., Gauthier-Lafaye F., Weber F. An example of lower proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon // Precambrian research. 1982. V. 18. No 1-2. P. 87-102.
23. Mossman D. J., Gauthier-Lafaye F., Jackson S. E. Carbonaceous substances associated with the paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element composition // Precambrian research. 2001 V. 106. P. 135-148.
24. Mancuso I. I., Kneller W. A., Quick I. C. Precambrian vein pyrobitumen: evidence for petroleum generation and migration 2 Ga ago // Precambrian Res. 1989. № 44. P. 137–146.
25. O'Brien G.D. Ed. Survey of diapirs and diapirism / Diapirism and diapirs. Tulsa. U.S.A. 1968. 414 p.
26. Pierre F.D., Festa A., Irace A. Interaction of sedimentary, and diapiric processis in the origin of chaotic sediments: An exampl from the Messinian of Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy) // GSA Bull. 2007. V. 119. No 9/10. P. 1107-1119.
27. Ryan M.P., Sammis C.G. Cyclic fracture mechanisms in cooling basalt // Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. V. 89. P. 1295-1308.
28. Schimmelmann A., Mastalerz M., Gao L., Sauer P.E., Topalov K. Dike intrusions into bituminous coal, Illinois Basin: H, C, N, O isotopic responses to rapid and brief heating // Geochim. Cosm. Acta. 2009. V. 73. P. 6264-6281.
29. Selig F. A theoretical prediction of salt dome patterns // Geophysics. 1965. V. 30. P. 633–643.
30. Simoneit B.R., Brenner S., Peters K.E., Kaplan I.R. Thermal alteration of cretaceous black shale by diabase intrusions in the Eastern Atlantic // Geochim. Cosm. Acta. 1981. V. 45. P. 1581-1602.
31. Weinberg R. F., Schmeling H. Polydiapirs: multiwavelength gravity structures // J. Structural Geology. 1992. V. 14. № 4. P. 425–436.

ФИЛИППОВ МИХАИЛ МИХАЙЛОВИЧ

- Заведующий лабораторией генезиса шунгитовых месторождений Института геологии Карельского научного центра РАН, доктор геолого-минералогических наук.
- Специалист в области комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.
- Участник международного проекта FAR-DEEP 2007-2012 гг.
- Член комиссии по органической минералогии РМО.
- Область научных интересов - изучение глубоко углефицированного органического вещества.

- Адрес: 185035, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11, ИГ КарНЦ РАН.
- E-mail: filipov@krc.karelia.ru

ПЕРВУНИНА АЭЛИТА ВАЛЕРЬЕВНА

- Ученый секретарь Института геологии Карельского научного центра РАН, кандидат геолого-минералогических наук.
- Специалист в области петрографии.
- Область научных интересов – изучение шунгитоносных пород палеопротерозоя.

- Адрес: 185035, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11, ИГ КарНЦ РАН.
- E-mail: aelita@krc.karelia.ru