

УДК: 556.3.013

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

© 2013 г. А. В. Кирюхин¹, С. В. Шадрин², М. Ю. Пузанков¹

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,
e-mail: AVKiryukhin2@mail.ru

² ТО СургутНипиНефть ОАО “СургутНефтеГаз”
625003 Тюмень, ул. Р. Люксембург, 12

Поступила в редакцию 12.04.2012 г.

Рассматривается роль гидротермальных процессов в формировании пористых и проницаемых резервуаров в вулканогенных породах, их ограничения низкопроницаемыми границами, и аккумуляции в резервуарах флюидов различного происхождения и фазового состояния. Рогожниковский продуктивный резервуар является примером нефтяного вулканогенного резервуара в Западной Сибири, он приурочен к восходящим флюидным потокам, фиксирующимся положительными аномалиями температур и давлений. Мутновский продуктивный резервуар – пример высокотемпературного двухфазного (вода + пар) резервуара на Камчатке, подпитываемый восходящими потоками глубинного теплоносителя, также ассоциирующимися с положительными аномалиями температуры и давления. Инверсионное iTOUGH2 моделирование используется для оценки расходов глубинных восходящих потоков, после этого TOUGHREACT моделирование применяется для представления возможного механизма эволюции проницаемости-пористости и samozапечывания резервуаров такого типа в результате химического взаимодействия вода-порода. Модели применяются к Рогожниковскому и Мутновскому резервуарам. Оба сценария показывают возможность формирования продуктивных резервуаров в результате гидротермальной циркуляции, обнаруживают кратковременное снижение давления на ранней стадии (что благоприятно для притока в резервуары флюидов) и samozапечывание низкопроницаемыми границами на поздней стадии гидротермальной циркуляции (что благоприятно для длительного сохранения флюидов в резервуарах).

DOI: 10.7868/S0203030613020041

ВВЕДЕНИЕ

Одной из принципиальных проблем наук о Земле является механизм образования продуктивных резервуаров в породах фундамента, причем происхождение таких резервуаров по-видимому тесно связано с их гидротермальной историей. Примером является недавно обнаруженный в фундаменте Западной Сибири Рогожниковский нефтяной резервуар, гигантский нефтяной резервуар в вулканогенных (риолиты и лавы) породах фундамента пермо-триасового возраста (250 млн. лет) на глубинах 2.5–2.8 км с температурой до 140°C [Коровина и др., 2009; Чирков и др., 2011]. Другой пример нефтяной залежи, размещенной на глубине 3–5 км в гранитах докайнозойского фундамента под названием Белый Тигр во Вьетнаме [Киреева, 2010] показывает, что нефть аккумулируется в зонах разломов, проработанных на ранней стадии гидротермальными потоками хлоридного натриевого состава.

Исследования особенностей формирования продуктивных высокотемпературных гидротермальных резервуаров в различных гидрогеологических структурах областей современного вулканизма достаточно полно изложены в сборниках Международного геотермального конгресса – 2010 и в многочисленных публикациях [Kiryukhin, 2010; Кирюхин и др., 2010]. Примеры Паужетского и Мутновского геотермальных месторождений на Камчатке показывают, что формирование продуктивных резервуаров связано с высокотемпературными восходящими потоками, приуроченными к разломам или каналам, которые являются также и питающими для магматических экстрезий и вулканов (рис. 1). Эта ситуация является типичной для многих высокотемпературных геотермальных месторождений.

Многолетние разносторонние исследования риолитовых туфов гор Юкка (12.5 млн. лет) [Pruess, 2001] в связи с обоснованием в них хранилища отходов атомной энергетики США позво-

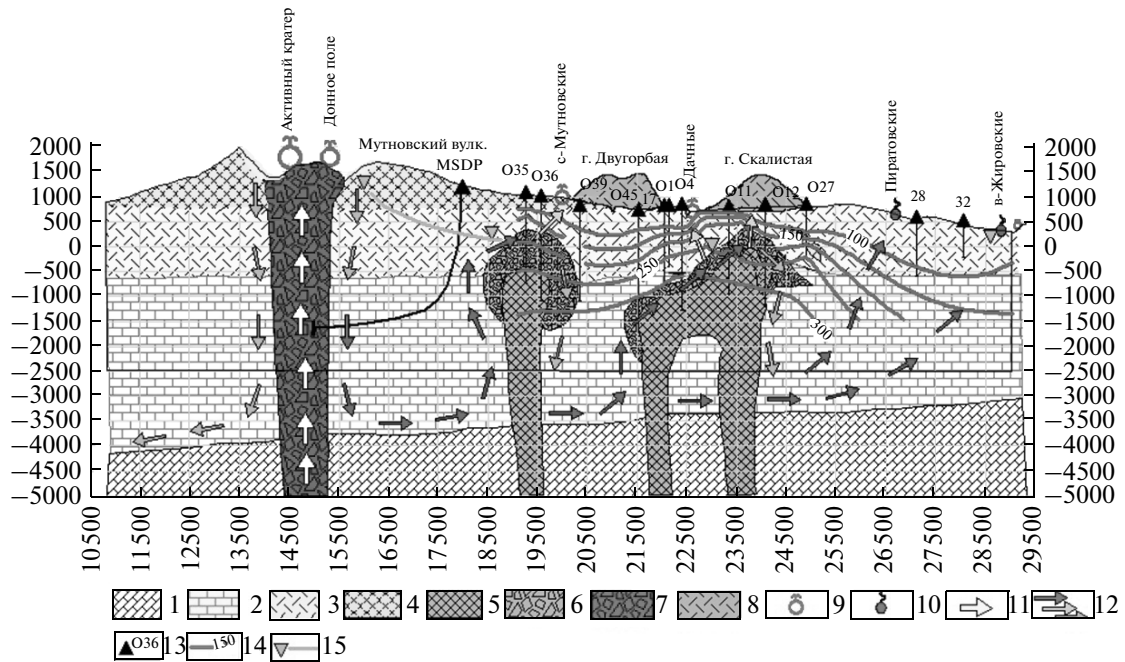


Рис. 1. Гидрогеологический разрез и концептуальная модель системы Мутновский вулкан – Мутновское геотермальное месторождение.

1 – кристаллический фундамент; 2 – меловой фундамент и миоценовые песчаники; 3 – неогеновые вулканогенно-осадочные породы; 4 – Мутновский стратовулкан (Q₃-Q₄); 5 – диоритовые интрузии; 6 – контактовая зона диоритовой интрузии; 7 – магматическая питающая система Мутновского вулкана; 8 – риолитовые и дацитовые экструзии (Q₃-Q₄); 9 – фумарольные поля; 10 – горячие источники; 11 – магма и магматические флюиды; 12 – гидротермальные флюиды; 13 – геотермальные скважины; 14 – распределение температуры (Мутновское геотермальное месторождение); 15 – уровень подземных вод в Мутновской гидротермальной системе (м абс.). MSDP1 – вероятная точка заложения первой из скважин Мутновского проекта научного бурения.

лили получить информацию об их гидравлических и термальных свойствах, что также может оказаться полезным для данного исследования.

Тем не менее, все еще не ясен механизм формирования проницаемых и пористых вулканогенных резервуаров, условия транспорта и аккумуляции нефтенасыщенных флюидов от материнской породы. Целью данного исследования является воспроизведение на численной модели гидротермальной циркуляции на примерах Рогожниковского и Мутновского резервуаров, включая оценку восходящих флюидных потоков при существующих распределениях температуры и давления, механизм образования проницаемых резервуаров под воздействием гидротермальной циркуляции и их samozапечатывание.

1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ РОГОЖНИКОВСКОГО НЕФТЯНОГО РЕЗЕРВУАРА

1.1. Геологическое строение

Вулканогенный Рогожниковский резервуар находится в Западно-Сибирском бассейне, где имел место вулканизм 242–258 млн. лет назад [Коровина и др., 2010]. Площадь распространения риолитов, образованных в триасовый период

в условиях окраинно-континентального вулканизма или внутриплитового вулканизма, занимает 500 × 250 км² [Бочкарев и др., 2009]. В палеоостроводужных и палеорифтовых системах Западно-Сибирского бассейна поддерживается активная циркуляция флюидов, которая приводит к инверсиям минерализации подземных вод, температурным и гидробарическим аномалиям [Матусевич и др., 2005]. Нефтяная залежь в Рогожниковском вулканогенном резервуаре триасового возраста (риолитовые туфы) размещена на глубинах 2.5–2.8 км, резервуар перекрыт толщей плохопроницаемых глинисто-аргиллитовых отложений (рис. 2, 3). Температура в резервуаре 120–140°C, давления 290–310 бар. Изометричный характер положительных температурных и гидробарических аномалий позволяет предположить, что флюидные притоки в резервуар поступают снизу в зонах, фиксирующихся жерловой формацией триасового вулканогенного комплекса [Кирюхин и др., 2008].

1.2. Фильтрационные и тепловые свойства резервуара

По данным лабораторных исследований петрофизических свойств Рогожниковского вулканогенного резервуара матричная проницаемость

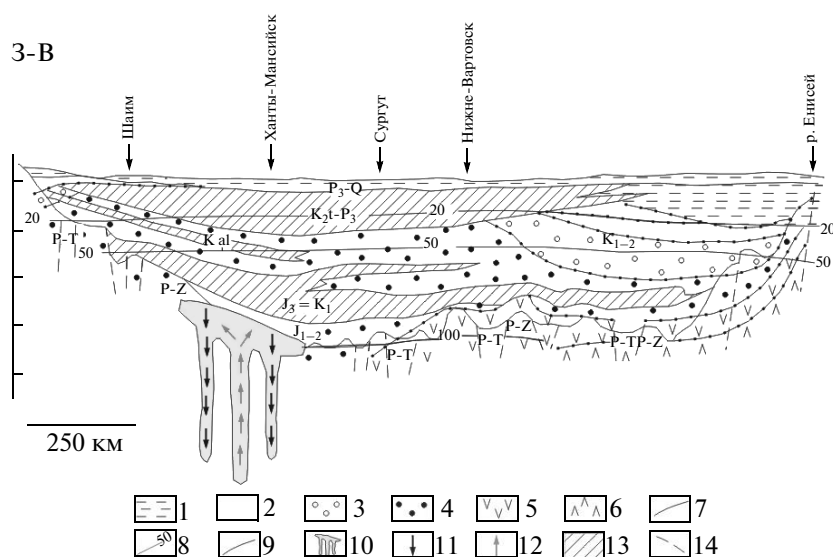


Рис. 2. Разрез Западно-Сибирского мегабассейна со схематическим изображением триасового вулканогенного резервуара и условиями циркуляции флюида вдоль каналов погребенных вулканических структур [Кирюхин, 2005] с дополнениями.

1–6 – гидрогеохимическая зональность: минерализация <1 г/л (1), 1–3 г/л (2), 3–10 г/л (3), 10–35 г/л (4), 35–70 г/л (5), 70–150 г/л (6), 7 – гидрогеохимические границы; 8 – геозотермы, °С; 9 – литологические границы; 10 – вулканогенный резервуар, 11 – отсепарированные нисходящие водные потоки; 12 – нефтенасыщенные восходящие потоки флюидов; 13 – водоупорные толщи; 14 – разломы.

оценивается 1.4 мД, пористость 0.12–0.20, минеральная плотность 2600–2800 кг/м³. Функции относительной проницаемости образцов пород вулканогенного резервуара описываются моделью Ван Генухтена для водной фазы ($m = 0.76$, $0.2 < S_{lr} < 0.5$) и Кори для нефти (при $0.3 < S_{or} < 0.4$), где S_{lr} – остаточное насыщение водной фазы, S_{or} – остаточное насыщение нефтяной фазы. Функции капиллярного давления образцов пород вулканогенного резервуара также описываются моделью Ван Генухтена (с параметрами зависимости $\lambda = 0.4438$, $S_{lr} = 0.22$, $1/P_0 = 1.50E-05$, $P_{max} = 50$ бар). Подробное описание параметров функций относительной проницаемости и капиллярного давления приводится в работе [Pruess et al., 1999]. По данным лабораторных испытаний керн могут наблюдаться как гидрофильные, так и гидрофобные условия, что вызвано значительной долей полевых шпатов в минералогическом составе.

По данным FMI [Ефимов и др., 2008] резервуар характеризуется следующими характеристиками трещинно-блокового строения: средний размер блоков $FS = 26$ м, среднее раскрытие трещин 0.17–0.5 мм (в среднем 0.3 мм), доля трещинного пространства в объеме $FV = 3.17 \cdot 10^{-5}$. Проницаемость трещинного пространства резервуара оценивается в диапазоне 0.23–1.59 Д (если предположить, что трещины – плоскопараллельные и незаполненные).

Теплопроводность пород резервуара оценивается на основании экспериментов с цилиндрическими образцами пород диаметром 50 мм и высотой 50 мм, по данным 29-ти лабораторных экспериментов среднее значение теплопроводности (в сухих условиях) – 1.47 Вт/м °С и среднее значение удельной теплоемкости 754 кДж/кг °С [Kiryukhin et al., 2012].

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО СОСТОЯНИЯ РОГОЖНИКОВСКОГО РЕЗЕРВУАРА

2.1. Моделирование установившегося термогидродинамического состояния

Для воспроизведения наблюдаемого распределения температуры и давления в резервуаре использовано iTOUGH2-EOS1 численное моделирование [Finsterle, 1999; Pruess et al., 1999].

На первом этапе трехмерная численная модель резервуара ($10 \times 8 \times 3$ км) была создана на прямоугольной вычислительной сетке $10 \times 8 \times 30$. Верхний слой модели задан с фиксированным давлением 10 бар и температурой 5°С. В нижнем слое модели определены вероятные зоны поступления глубинного теплоносителя, в которых задаются массовые потоки и энтальпии (источники) и вероятные зоны нисходящих потоков, где задаются отрицательные массовые потоки (стоки), а также во всех элементах нижнего слоя определены кондуктивные тепловые источники. Инверсионное

iTOUGH2-EOS1 моделирование использовано для оценки тепломассопотоков и проницаемости (пять оцениваемых параметров: кондуктивный тепловой поток в основании резервуара, проницаемость перекрывающего резервуар водоупора, расход и энтальпия восходящего потока и расход нисходящего потока). Калибровка модели основана на 41 точке измерения температуры и 20 точках измерения давления. Получены следующие наилучшие оценки параметров: 50.2 мВт/м^2 – кондуктивный тепловой потока; 0.0011 мД – проницаемость перекрывающего водоупора; 3.6 кг/с и 558 кДж/кг – расход и энтальпия восходящего потока; и 3.6 кг/с – расход нисходящего потока. Модельное поле скоростей и распределение давления и температуры показывают положительную аномалию температуры и давления, связанную с зоной восходящего потока и отрицательную аномалию, связанную с зоной нисходящего потока.

На втором этапе моделирования (см. рис. 3, 4) была использована более дробная вычислительная сетка (разбивка в плане 20×16), с вертикальной разбивкой фундамента на 10 слоев, резервуара на 30 слоев и перекрывающего водоупора на 30 слоев. Общее число элементов в модели составило 22 400. Для калибровки модели использовано 43 точки измерения температуры и 9 точек измерения давления. Отбраковка калибровочных точек осуществлялась методами статистики, встроенной в iTOUGH2. В качестве оцениваемых модельных параметров рассмотрены: (1) кондуктивный тепловой поток в основании фундамента, (2) энтальпия восходящего флюидного потока, (3) расход циркуляции в резервуаре (расход восходящего потока принимался равным расходу нисходящего потока), (4) проницаемость резервуара. В результате инверсионного моделирования (вариант #7В6) получены следующие наилучшие оценки: 40.0 мВт/м^2 – кондуктивный тепловой поток; 2.6 мД – проницаемость резервуара; 3.6 кг/с – расход циркуляции; и 607 кДж/кг – энтальпия восходящего потока. Полученные среднеквадратичные сходимости по температуре – 4.8°C , по давлению – 3.6 бара в целом соответствуют предполагаемым ошибкам измерения указанных величин. Наиболее чувствительными модельными параметрами являются кондуктивный тепловой поток и энтальпия восходящего флюидного потока; выявлена сильная корреляция энтальпии и расхода циркуляции (0.97), что ограничивает возможность точной одновременной оценки указанных выше параметров.

2.2. Моделирование нефтенасыщения резервуара

Для воспроизведения наблюдаемого нефтенасыщения в резервуаре использовано iTOUGH2-EOS10 (T2VOC) моделирование [Falta et al., 1995; Finsterle, 1999]. При этом в качестве начального

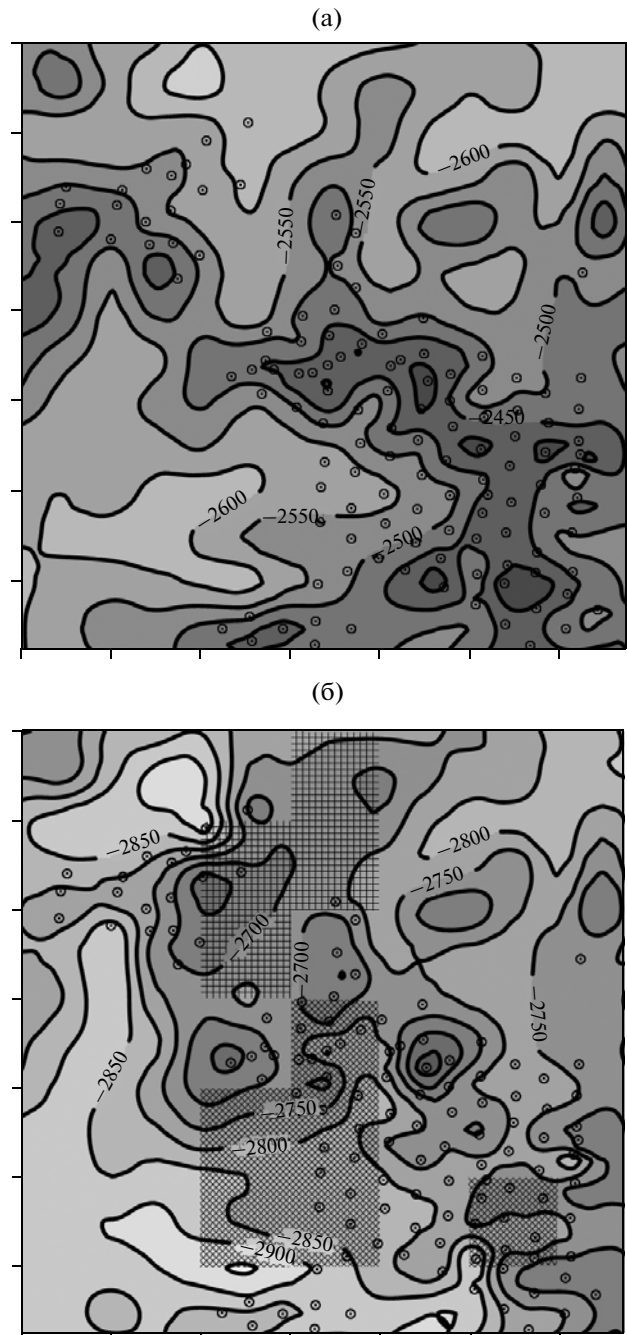


Рис. 3. Фрагмент кровли поверхности (м абс.) Рогожниковского риолитового резервуара (вверху) и подошвы (внизу). На подошве резервуара диагональной штриховкой показаны предполагаемые зоны поступления глубинного теплоносителя, перекрестной штриховкой – зоны нисходящих потоков. Точки вскрытия риолитового резервуара скважинами показаны кружками. Разметка – 1 км.

распределения температуры и давления использованы условия, полученные в результате термогидродинамического моделирования, а начальное насыщение нефтяной фазы задано равным нулю. На кровле резервуара заданы граничные

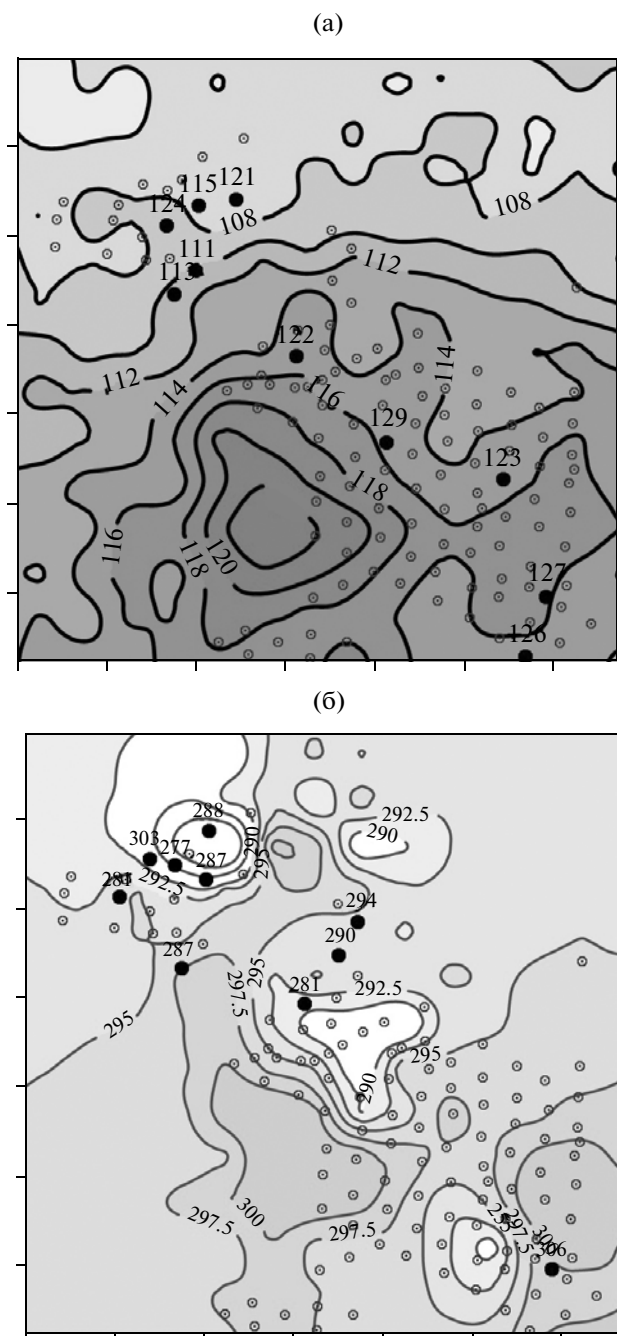


Рис. 4. Результаты инверсионного T_2 -EOS1 моделирования.

а — распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) в середине риолитового резервуара (25-й слой модели, средняя абс. отметка -2650 м), показаны также значения температуры в скважинах (интервал измерений -2700 – -2500 м абс.), использованные для калибровки модели.

б — распределение давления (бар, приведены к -2600 м абс.) в середине риолитового резервуара, показаны также горизонтальные составляющие векторов массовых потоков теплоносителя и приведенные значения давления, использованного для калибровки модели. Точки вскрытия риолитового резервуара скважинами показаны кружками. Разметка — 1 км.

условия Дирихле (1 рода). В нижнем слое модифицированы граничные условия притока флюида в резервуар: вместо водной фазы с расходом 3.6 кг/с — задана нефтяная фаза с тем же расходом. Задача решалась в изотермическом режиме, с референсной плотностью нефтяной фазы 730 кг/м 3 . В начальном модельном сценарии в качестве функций относительной проницаемости заданы функции Ван-Генухтена для водной фазы ($S_{lr} = 0.23$) и Кори для нефтяной фазы ($S_{or} = 0.4$), функция капиллярного давления задана равной нулю.

В результате моделирования выявлено, что насыщение рассматриваемого фрагмента резервуара нефтяной фазой происходит в течение 50 тыс. лет, к этому времени запасы нефти достигают около 300 млн. т, в дальнейшем существенного прироста массы нефти в резервуаре не происходит из-за ее утечек через кровлю. Нефтяная фаза распространяется преимущественно вдоль линий тока флюида, при этом нефтью заполняются как положительные, так и не изолированные водоразделами вулканических хребтов отрицательные структуры (рис. 5). Сопоставление модельного и фактического насыщений нефтяной фазы по 42 калибровочным точкам (расчеты проводились по интерпретации ГИС) показывает сходимость в среднем (-0.03).

3. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

3.1. 3D TOUGHREACT модель Рогожниковского нефтяного резервуара

3.1.1. Сборка модели и результаты моделирования

Гидротермальная циркуляция вызывает значительные изменения в химическом и минеральном составе, структуре порового пространства, проницаемости и емкостных свойствах резервуара. В некоторых случаях происходит улучшение фильтрационно-емкостных свойств (например, при преобразовании вулканогенных пород во вторичные кварциты проницаемость и пористость возрастают), в других — ухудшение (например, при преобразовании вулканогенных пород в глины и формировании водоупоров проницаемость снижается) [Коржинский, 1982]. Основными факторами, контролирующими изменения пород при гидротермальных процессах являются: начальное состояние вулканогенных пород (минеральный состав, пористость и проницаемость), температура, давление, фазовый и химический состав циркулирующих флюидов, продолжительность времени химического взаимодействия флюид–порода. Трехмерная структура проницаемости конкретного резервуара также существенно вли-

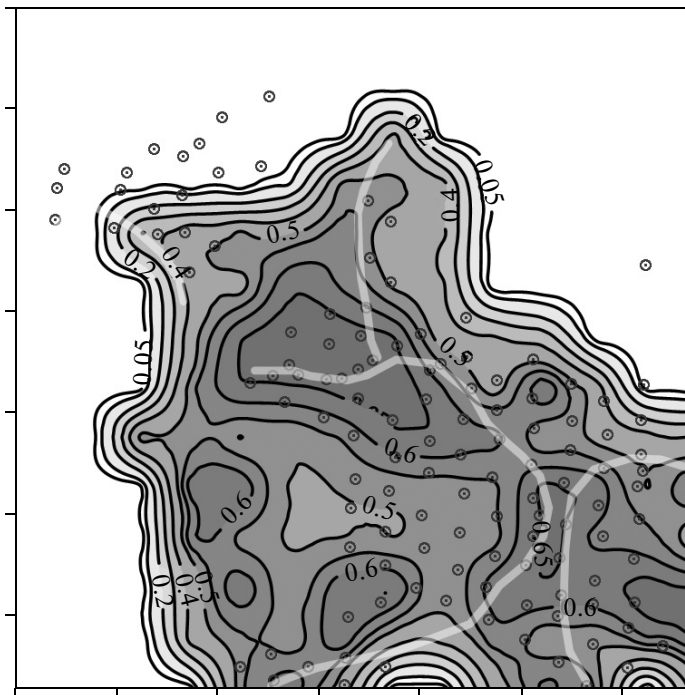


Рис. 5. Результаты инверсионного iT2-EOS10 моделирования: распределение насыщения нефтяной фазы на кровле риолитового резервуара (40-й слой модели). Жирными линиями показаны оси “вулканических хребтов”, соответствующие водоразделам на кровле риолитового резервуара (см. рис. 3). Точки вскрытия риолитового резервуара скважинами показаны кружками. Разметка — 1 км.

яет на скорость и степень гидротермальных изменений.

Рогожниковский резервуар сложен вулканогенными породами с высоким содержанием кремнезема, сильно трещиноватых и осложненных разломами, нередко преобразованных в брекчии. Петрохимические свойства Рогожниковского резервуара детально описаны [Шадрина и др., 2008; Шадрина, 2009]. Процессы гидротермальных изменений включают раннещелочную стадию альбитизации К-полевого шпата, с генерацией альбита и биотита; кислотную стадию с растворением кварца, К-полевого шпата и с генерацией вторичных полостей. Пелитизация, флюоризация, карбонатизация, хлоритизация и силицификация трещин и пор происходила на ранних стадиях процессов с некоторым запаздыванием. Процессы позднещелочной стадии слабо выражены в форме образования микрозерен К-полевых шпатов и гематита в нижних частях разреза как в матрице, так и в трещинах. Все вышеупомянутые гидротермальные процессы накладываются друг на друга и проявляются в разной степени в различных участках Рогожниковского резервуара, создавая мозаичную структуру метаморфических процессов.

Для понимания механизма формирования проницаемости и пористости в Рогожниковском вулканогенном резервуаре используется трехмер-

ная прямоугольная модель. Эта модель имеет размер $500 \times 500 \times 400 \text{ м}^3$ и включает 100 элементов (рис. 6). Три нижних слоя модели с общей мощностью 300 м представляют резервуар риолитовых туфов (начальная пористость 0.17, начальная проницаемость 1 мД, минеральная плотность 2600 кг/м^3), верхний слой представляет собой водоупор с постоянной температурой 100°C и давлением 200 бар. Начальное распределение температуры и давления в резервуаре соответствует кондуктивному тепловому потоку 60 мВт/м^2 и гидростатическим условиям. Приток высокотемпературного теплоносителя определен в элементе модели (#11) с массовым расходом 1 кг/с и энтальпией 1090 кДж/кг, разгрузка из резервуара в виде нисходящего потока определена также с расходом 1 кг/с, но в другом элементе нижнего слоя модели (#15). Модельный элемент #37 использовался для мониторинга эволюции параметров переходного резервуара. Гидротермальная циркуляция в резервуаре поддерживалась на модели в течение длительного периода времени моделирования (1.8 млн лет).

Моделирование химического взаимодействия теплоносителя с вмещающими горными породами осуществляется с использованием кода TOUGH-REACT [Kiryukhin et al., 2004; Xu et al., 2006], дополняющего код TOUGH2 [Pruess et al., 1999]. В рамках кода TOUGHREACT учитывается диффузионный и конвективный транспорт растворен-

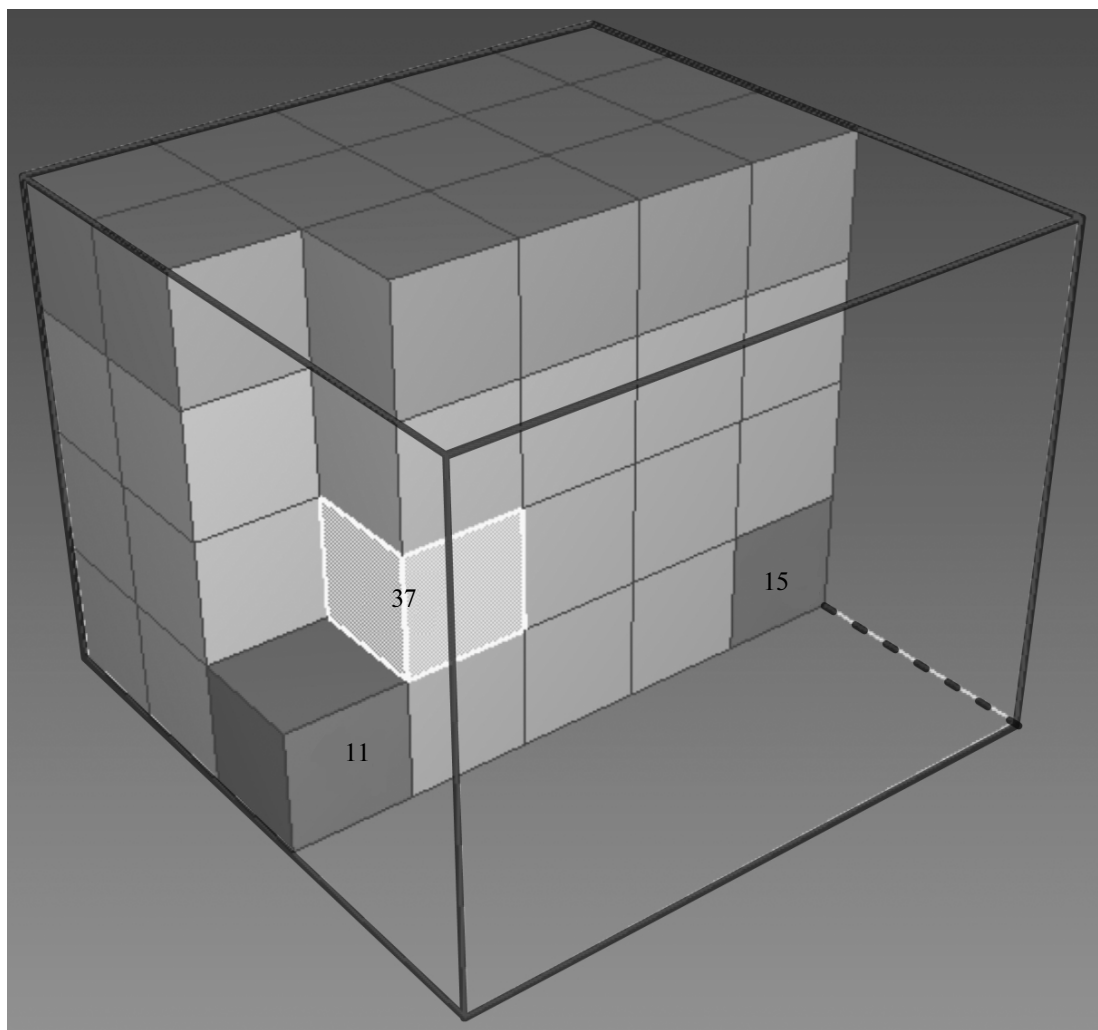


Рис. 6. Фрагмент 3D модели для анализа процесса геохимической эволюции Рогожниковского резервуара: 11 – элемент модели из области притока глубинного теплоносителя, 15 – элемент модели из области нисходящего потока (разгрузки), 37 – элемент модели из продуктивного резервуара.

ных химических компонентов, при этом предполагается локальное химическое равновесие в жидкой фазе. Растворение исходных минералов и образование новых минералов рассчитывается с учетом кинетики минералообразования с использованием следующего расходного закона:

$$r = kS(1 - Q/K)\exp(E_a/(R \cdot 298.15) - E_a/(RT)),$$

где k – кинетическая константа скорости химического растворения/осаждения при 25°C, моль/с · м²; S – удельная поверхность химического взаимодействия, м²/м³; Q – произведение активности; K – константа равновесия для рассматриваемой системы вода-порода; E_a – энергия активации, кДж/кмоль; R – универсальная газовая постоянная, кДж/кмоль К; и T – температура, К. При расчетах химических реакций учитывается зависимость соответствующих констант от температуры. В данной работе все кинетические параметры

взаимодействия флюид-порода были заданы как в задаче 8.7 “Гидротермальные изменения верхнего водоупора. Caprock alteration” [Xu et al., 2006].

Изменение проницаемости “ k ” в зависимости от пористости “ ϕ ” описывается упрощенной зависимостью Carman–Kozeny:

$$k = k_i \cdot (1 - \phi_i)^2 \cdot \phi^3 / (1 - \phi)^2 / \phi_i,$$

где k_i – начальная проницаемость, 0.9 mD, ϕ_i – начальная пористость, 0.17. В соответствии с зависимостью Carman–Kozeny проницаемость экспоненциально возрастает при увеличении пористости.

Начальный минеральный состав вулканогенного резервуара задан как вулканическое стекло (glass3) (TOUGHREACT термодинамическая база данных), в то время как вторичные минералы включают кварц, К-полевой шпат, альбит~high, альбит~low, кристобалит-а, хлорит, иллит, ломонит, морденит, вайрацит, смектит-Са, смектит-Mg

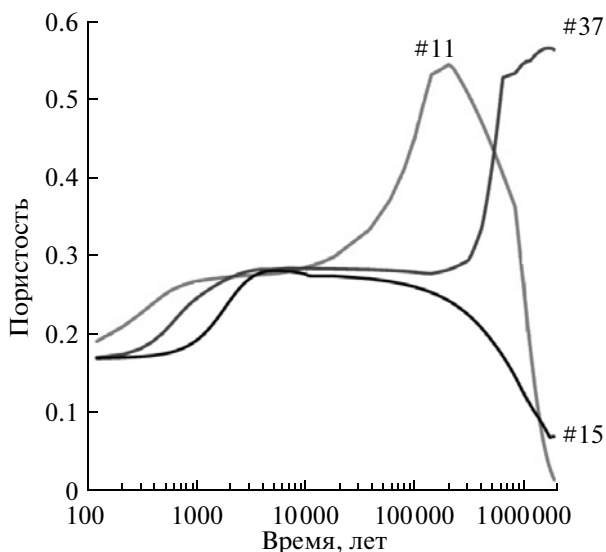


Рис. 7. Изменение пористости в процессе эволюции гидротермальной системы по результатам ТНС-моделирования: 11 — область притока глубинного теплоносителя, 15 — область нисходящего потока (разгрузки), 37 — продуктивный резервуар.

и смектит-Na. Химический состав водной фазы исходного флюида и флюида, питающего резервуар, задан следующим образом: $\text{pH} = 7.7$, Na^+ 7380 мг/кг, K^+ 280 мг/кг, Ca^{2+} 52 мг/кг, Cl 10871 мг/кг, SO_4^{2-} 7 мг/кг, HCO_3^- 2192 мг/кг,

SiO_2 105 мг/кг (соответствует усредненному составу водной фазы в глубоких скважинах).

Далее описываются результаты по варианту моделирования #6Е-3В. На рис. 7, 8, 9 показана эволюция термогидродинамических, фильтрационно-емкостных свойств и минерального состава модельного резервуара на промежутке времени 0–1.8 млн. лет, от начала формирования резервуара до конца, связанного с samozапечатыванием вторичными гидротермальными минералами.

Давление и температура. Проницаемый резервуар характеризуется температурой, возрастающей до 210–250°C и давлением до 226 бар в течение большей части времени моделирования 0–1.8 млн. лет, за исключением короткого периода на первой стадии гидротермальной циркуляции, когда наблюдается кипение.

Пористость и проницаемость значительно возрастают: от 0.17 до 0.34–0.45 и от 1 мД до 50 мД соответственно в результате взаимодействия вода–порода в процессе гидротермальной циркуляции, которая характеризуется растворением исходного вулканического стекла и генерацией вторичных минералов (кварц, К-полевой шпат, альбит). На рис. 7 показана эволюция пористости в трех характерных точках гидротермальной системы (зона восходящего потока, зона разгрузки в виде нисходящего потока, продуктивный резервуар) на полулогарифмических временных графиках, а на рис. 8 показано распределение пори-

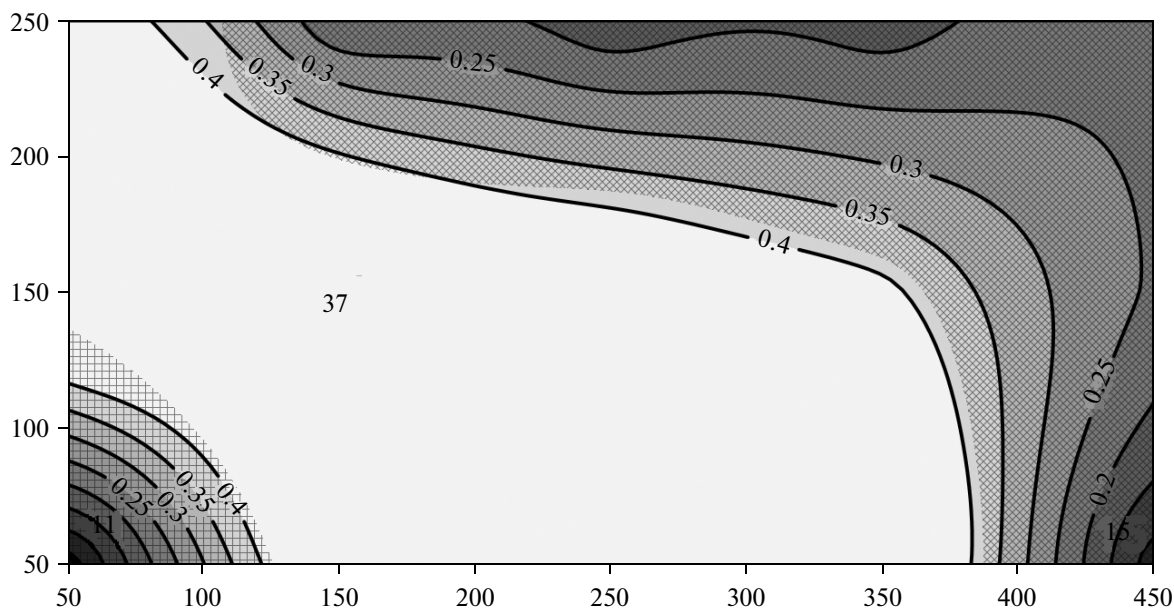


Рис. 8. Распределения в модельном резервуаре спустя 1.8 млн лет после начала гидротермальной циркуляции: пористость (показана изолиниями, начальная пористость 0.17), объемная доля вторичного кварца выше 0.2 (показана диагональной штриховкой), объемная доля кальцита выше 0.5 (показана перекрестной штриховкой). 11 — элемент модели из области притока глубинного теплоносителя, 15 — элемент модели из области нисходящего потока (разгрузки), 37 — элемент модели из продуктивного резервуара. Разметка модели в м, распределения показаны в вертикальном сечении $Y = 250$ м.

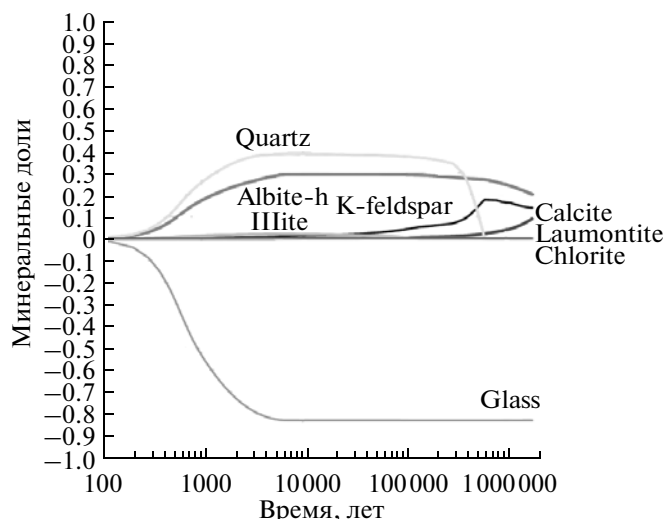


Рис. 9. Изменение долей минеральных фаз в процессе эволюции гидротермальной системы по результатам ТНС-моделирования в продуктивном резервуаре (модельный элемент 37).

стости в вертикальном сечении модели к концу модельного времени.

Эволюция вторичных гидротермальных минералов. Кварц образуется на внешних границах проницаемого резервуара в зоне нисходящего потока, где его минеральная доля достигает 0.45 к концу модельного времени. К-полевой шпат трассирует головную часть проницаемого резервуара, где его минеральная доля достигает 0.189 к концу модельного времени. Присутствие альбита отмечено в зоне нисходящего потока из резервуара, примыкающей к наиболее проницаемой и пористой части резервуара, там его минеральная доля достигает 0.256. Хлорит распределяется по всей зоне гидротермальной циркуляции, где его минеральная доля достигает 0.0016. Минеральная доля иллита может достигать нескольких процентов на первой стадии циркуляции гидротермального потока; по истечении 0.18 млн лет его можно увидеть только в низкотемпературной зоне нисходящего потока, где его минеральная доля составляет до 0.002; далее он исчезает совсем. Цеолиты (ломонтит, вайрацит, морденит) образуются в низкотемпературной зоне нисходящего потока на первой стадии гидротермальных изменений (0–0.2 млн лет), однако, исчезают из резервуара к концу модельного времени. Кальцит генерируется на последней стадии гидротермальной циркуляции (1.8 млн лет), к этому времени его минеральная доля достигает 0.642 в зоне восходящего высокотемпературного потока (модельный элемент #11), что приводит к окончательному samozапечатыванию проницаемого риолитового резервуара (см. рис. 8). На рис. 9 показаны изменения минерального состава в элементе модели проницаемого

резервуара (#37) в процессе эволюции гидротермальной системы.

Следует отметить кратковременное падение давления (до 20–30 бар) и кипение, которые наблюдаются в модели на раннем этапе гидротермальной циркуляции (на интервале 0.6–6 тыс. лет). Это объясняется быстрым и значительным возрастанием пористости (от 0.17 до 0.28) из-за преобразования вулканического стекла в кварц и альбит. Этот кратковременный период “вакуума” может привести к притоку нефтяной фазы в проницаемый и пористый резервуар из вмещающих массивов и ее аккумуляцию в риолитовом резервуаре на длительное время.

3.1.2. Сопоставление результатов термогидродинамического-химического моделирования эволюции Рогожничковского резервуара с фактическими данными

Фактически зафиксированные гидротермальные преобразования в Рогожничковском риолитовом резервуаре характеризуются тем, что распределение вторичных минералов: альбита, К-полевой шпат, кварца в разрезе толщи действительно неравномерно. Выделяются области существенной альбитизации, калишпатизации и окварцевания. По наблюдениям в шлифах процесс альбитизации охватывает значительно большие участки, чем два других процесса (эти наблюдения основаны на описании тысяч шлифов). Выполненная поэлементная съемка на электронном микроскопе образцов эффузивов с различными текстурно-структурными характеристиками, и цветовая карта распределения химических элементов показывают, что процесс альбитизации охватывает весь объем породы, независимо от ее текстурных особенностей. Окварцевание происходит в крупных перлитовых формах и трещинах, частично развивается по флюидалности. Поздний К-полевой шпат откладывается по малым перлитовым формам в породе с массивной текстурой, и по флюидалности, не затрагивая перлитовую отдельность, в породе с флюидалной текстурой (т.е. флюидалная пористость более открытая по сравнению с перлитовой). Хлориты обнаруживаются повсюду во всем объеме вулканогенной толщи, а цеолиты вообще не обнаружены в резервуаре. Гидролюда (иллит), хорошо образованная, присутствует, и порой в заметных количествах (до 5 об. %) в объеме породы, как конечный продукт пелитизации полевого шпата. Конечно, максимально иллит развит в наиболее проницаемых участках. Другое объяснение возможности появления иллита может быть связано с дегидратацией смектитов [Киреева, 2010]. Тем не менее, моделирование показывает ограниченный период генерации иллита. Кальцит и брейнерит осаждаются на последнем этапе гидротер-

Коэффициенты корреляции процессов вторичных изменений и ФЕС (фильтрационно-емкостных свойств) пород и показатель смачиваемости поверхности минеральных зерен

Вторичные процессы	Гидрослюди- зация (36)	Хлоритиза- ция, пелити- зация(32)	Пелитизация, хлоритизация, гид- рослюдизация (57)	Пелитизация, микроклинизация, альбитизация (98)	Альбитизация, пелити- зация, хлоритизация, выщелачивание (102)
Пористость	-0.31	-0.13	-0.62	-0.56	0.84
Проницаемость	-0.1	-0.09	-0.26	-0.86	0.33
Объемная плотность	0.16	0.32	0.61	0.56	-0.83
Смачиваемость	—	—	0.11–0.51 (9)	—	0.54–0.9 (8)

Примечание. Гидрослюдилизация (ведущий процесс) — охватывает 30–80 об. % породы; хлоритизация и пелитизация — 10–30 об. %; пелитизация, хлоритизация, гидрослюдилизация и пелитизация, микроклинизация, альбитизация — менее 10 об. %; в скобках — размер выборки. Смачиваемость поверхности минеральных зерен: >0.5 гидрофобная поверхность, <0.5 гидрофильная поверхность.

мальной циркуляции в трещинах, запечатывая проницаемый резервуар.

Анализ влияния вторичных гидротермальных процессов (гидрослюдилизация, хлоритизация, пелитизация, альбитизация) на изменение пористости, проницаемости, объемной плотности, смачиваемости — объединен в таблице. Генерация иллита и хлорита не влияют на свойства резервуара. Процессы пелитизации и генерации К-полевого шпата понижают фильтрационно-емкостные характеристики резервуара. В противоположность вышесказанному, альбитизация приводит к увеличению проницаемости и пористости, что соответствует результатам моделирования. Показатель смачиваемости минеральных зерен зависит от типа гидротермальных преобразований. Высокотемпературная альбитизация приводит к формированию гидрофобного резервуара, а низкотемпературные гидротермальные процессы приводят к усилению гидрофильных свойств резервуара. Таким образом, гидротермальные процессы, неравномерно распределенные в объеме резервуара, оказывают существенное влияние на фильтрационно-емкостные свойства Рогожниковского вулканогенного резервуара.

3.2. 3D TOUGHREACT МОДЕЛЬ МУТНОВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РЕЗЕРВУАРА (КАМЧАТКА)

3.2.1. Сборка модели и результаты моделирования

Мутновское геотермальное месторождение используется для термогидродинамического-химического TOUGHREACT моделирования с целью понимания условий формирования проницаемого и пористого резервуара, поскольку Мутновский резервуар достаточно хорошо разбурен, испытан опытными выпусками теплоносителя и длительной эксплуатацией (2000–2010 гг.) и считается относительно хорошо изученным [Kiryukhin, 1996]. Вмещающие резервуар горные породы: диориты, миоцен-плиоценовые песчаники, риолито-

вые и андезитовые туфы и лавы. Глубинный теплоноситель представлен однофазным потоком (54 кг/с, более 280°C, 1390 кДж/кг), поднимающимся из юго-восточного сектора месторождения. Начальные термогидродинамические условия на TOUGHREACT модели заданы исходя из ранее разработанной трехмерной прямоугольной модели, состоящей из 503 элементов [Kiryukhin, 1996] (рис. 10).

Химический состав водной фазы исходного флюида и глубинного флюида, поступающего в резервуар определен следующим образом: pH = 7.4, Na⁺ 168 мг/кг, K⁺ 32 мг/кг, Ca²⁺ 1.4 мг/кг, Cl⁻ 198 мг/кг, SO₄²⁻ 85 мг/кг, HCO₃⁻ 57 мг/кг, SiO₂ 723 мг/кг (усредненный химический состав задан по данным опробования скважины 029W). Значительная доля пород Мутновского резервуара (40%) сложена риолитовыми туфами, поэтому начальный минеральный состав заданный на модели как “вулканическое стекло” (glass3) (100%). Возможные вторичные минералы включают кварц, К-полевого шпата, альбит~high, альбит~low, санидин-α, кристобалит-α, кальцит, хлорит, кристобалит, иллит, ломонтит, морденит, вайрацит, каолинит, смектит-Ca, смектит-Mg и смектит-Na.

Эволюция фильтрационно-емкостных свойств и минералогического состава под воздействием гидротермальных изменений пород рассматривалась на интервале времени от 0 до 1 млн. лет и далее. Результаты моделирования записывались непрерывно по характерным элементам модели, соответствующим зоне притока глубинного теплоносителя (UF), продуктивному водопроницающему резервуару (O1), продуктивному пародоминирующему резервуару (O16) и зоне нисходящего потока отсепарированной воды (DF) (см. рис. 10), а также на дискретные моменты времени (1, 10, 20, 50, 100, 500 тыс лет и далее до модельной ∞) по всему объему модели.

В целом, получается следующая картина эволюции продуктивного резервуара.

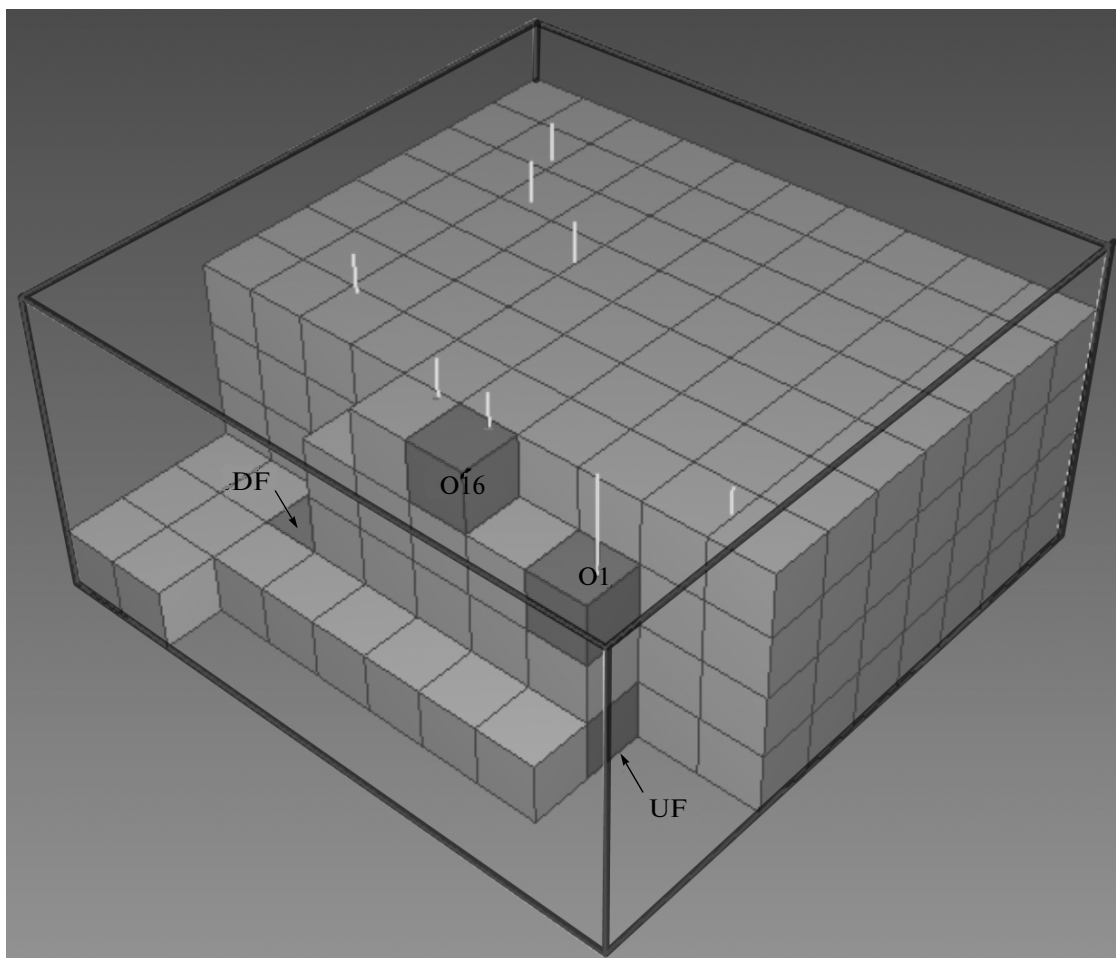


Рис. 10. Геометрия 3D модели участка Дачный Мутновского геотермального месторождения. Выделенные элементы модели соответствуют: зоне притока глубинного теплоносителя (UF, Upflow), продуктивному водоупорному резервуару (O1), продуктивному пародоминирующему резервуару (O16) и зоне нисходящего потока отсепарированной воды (DF, Downflow).

Температура, давление и паронасыщение: максимальная температура падает от начальной 309°C до 300°C (10 тыс. лет), 288°C (20 тыс. лет), 281°C (1 млн лет), далее медленно повышается до 303°C (время ∞), максимальное давление падает от 141 бар до 125 бар (1 тыс. лет), 115 бар (10 тыс. лет), 112 бар (10 млн лет), потом медленно возрастает до 139 бар (время ∞), максимальное паронасыщение возрастает от 0.245 до 0.322 (10 тыс. лет), 0.331 (50 тыс. лет), 0.341 (500 тыс. лет), далее падает до 0.079 (модельное время ∞).

Пористость постоянно возрастает от 0.20 (начальная) до 0.29 в двухфазной зоне, в этой зоне формируются пористые резервуары (0.2–0.25) (рис. 11). В зонах гидротермальной циркуляции с преобладанием воды пористость увеличивается в 2–5 раз (50 тыс. лет), потом стабилизируется (рис. 12).

Наиболее значительное увеличение проницаемости происходит в высокотемпературной зоне восходящего потока и в зоне нисходящего потока:

от 0.3 мД до 40–50 мД (50 тыс. лет), далее постепенно проницаемость понижается с финальным резким падением в зоне нисходящего потока. Продуктивный резервуар показывает аналогичную тенденцию изменения проницаемости: начальное увеличение от 1.5 мД до 12 мД (в резервуаре с преобладанием воды) и от 5 мД до 23 мД (в резервуаре с преобладанием пара), далее проницаемость понижается.

Результаты моделирования процессов гидротермальных изменений в Мутновском резервуаре характеризуется следующим образом (рис. 13). Начальное вулканическое стекло (glass3) быстро преобразуется в различные минеральные фазы, при этом наиболее интенсивное преобразование осуществляется в зоне высокотемпературного восходящего потока, где его объемная доля уменьшается от 98% до 82% (1 тыс. лет), 20% (10 тыс. лет), 4% (20 тыс. лет), 0% (модельное время ∞). В то же время в зонах низкой проницаемо-

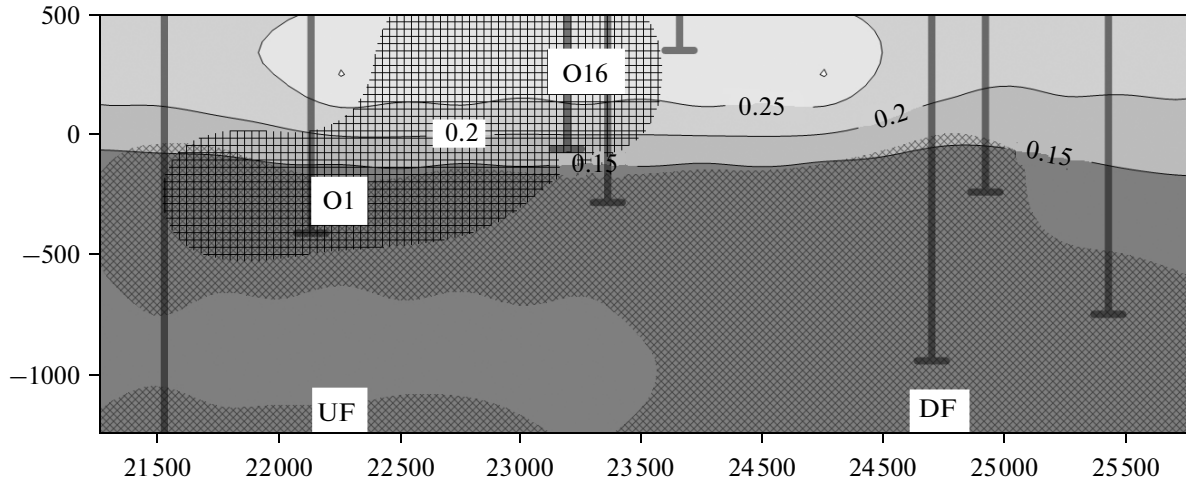


Рис. 11. Распределение пористости в Мутновском резервуаре по результатам ТНС-моделирования (время ∞) в вертикальном разрезе $X = 45250$ м (см. рис. 10). Диагональной штриховкой показана зона распространения вторичного кварца с объемной долей более 0.44, перекрестной штриховкой показана область распространения двухфазного теплоносителя (паронасыщение более 0.03). Начальное распределение пористости задано следующим: 0.02 – в интервале от –1500 до –1000 м, 0.03 в интервале от –1000 до –500 м, 0.08 в интервале от –500 до 0 м, 0.2 в интервале от 0 до 500 м абс. Выделенные элементы модели соответствуют зоне притока глубинного теплоносителя (UF, Upflow), продуктивному водоупорному резервуару (O1), продуктивному пародоминирующему резервуару (O16) и зоне нисходящего потока отсепарированной воды (DF, Downflow) (см. рис. 10).

сти (0.001 мД) замедленной циркуляции начальная доля стекла остается неизменной. Альбит образует синхронизировано с кварцем, сначала в зоне восходящего потока: 5% (1000 лет), 26% (10 тыс. лет), 30% (20 тыс. лет), 32.4% (200 тыс. лет),

затем (500 тыс. лет) равномерно распространяется по всей нижней части резервуара (ниже 0 м абс.) до зоны нисходящего потока. Максимальная объемная доля альбита 32.4%. Кварц интенсивно образуется на первом этапе в зоне восходящего пото-

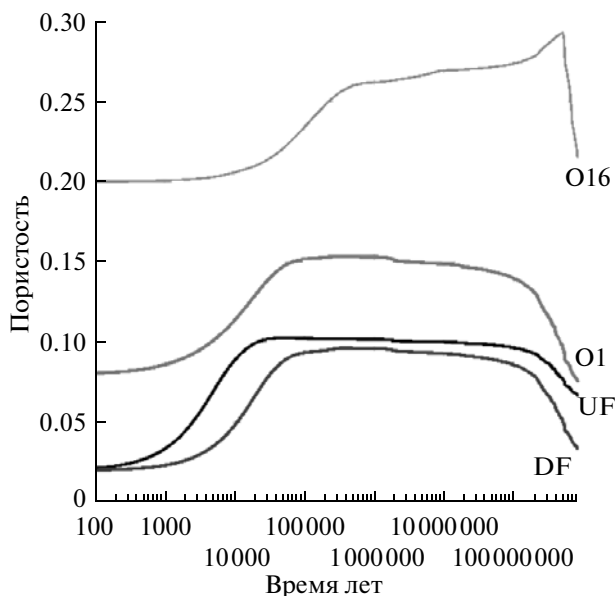


Рис. 12. Изменение пористости в процессе эволюции Мутновского геотермального резервуара по результатам ТНС-моделирования: UF – область притока глубинного теплоносителя, DF – область нисходящего потока (разгрузки), O1 – продуктивный резервуар с преобладанием воды, O16 – продуктивный резервуар с преобладанием пара.

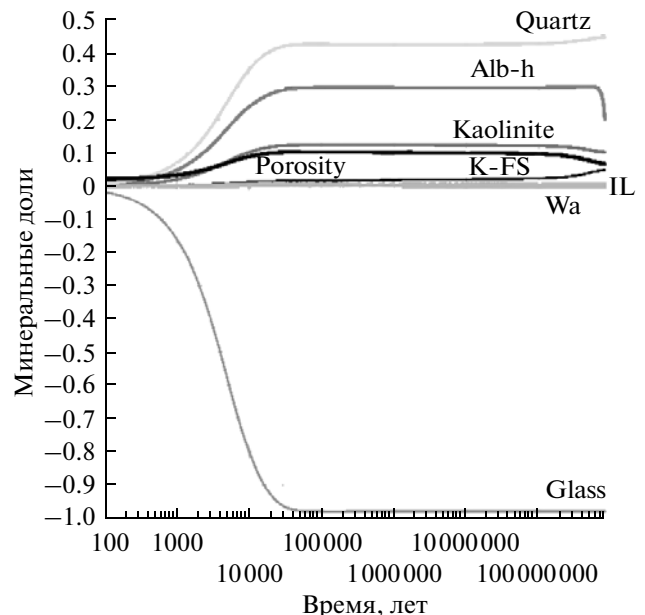


Рис. 13. Изменение долей минеральных фаз и пористости в процессе эволюции Мутновского геотермального резервуара по результатам ТНС-моделирования в области притока глубинного теплоносителя (UF).

ка: 7% (1000 лет), 35% (10 тыс. лет), 41% (20 тыс. лет), 43.5% (200 тыс. лет), затем (500 тыс. лет) равномерно распространяется по всей нижней части резервуара (ниже 0 м абс.) до зоны нисходящего потока. Максимальная объемная доля кварца 43.5%. Кристобалит обнаружен на модели в незначительных содержаниях (до 0.0016%) в крайних участках резервуара на первых этапах формирования (1000 лет). Аморфный кремнезем не обнаружен на модели. К-полевой шпат ведет себя аналогично кварцу и альбиту, но с существенным замедлением в зоне восходящего потока и продуктивной части резервуара. Сначала К-полевой шпат отлагается в зоне восходящего потока: 0.2% (1000 лет), 1.2% (10 тыс. лет), 1.5% (20 тыс. лет), 1.7% (200 тыс. лет), 2.1% (2 млн лет), затем начинает распространяться по всей нижней части резервуара (ниже 0 м абс.) до зоны нисходящего потока, далее опять концентрируется в зоне восходящего потока (4.8%, время ∞). Хлорит замечен в нижней части резервуара лишь ограниченное время (около 10 тыс лет) при низких объемных содержаниях до $6 \cdot 10^{-6}\%$. Иллит распространяется в режиме “дискретного запуска” трассера от зоны восходящего потока к зоне нисходящего потока, “проникает” и размещается в низкопроницаемых периферических зонах. Его максимальные объемные содержания в резервуаре составляют: 0.1% (1000 лет), 0.8% (10 тыс. лет), 1.2% (20 тыс. лет), 1.7% (50 тыс. лет). В итоге иллит накапливается в продуктивном резервуаре с преобладанием пара О16 и в низкопроницаемых зонах (до 2.2%), его объемное содержание понижается до нуля в зоне водной циркуляции О1. Цеолиты формируют облекающие друг друга зоны. Во внутренней части, совпадающей с зоной восходящего потока и вододоминирующего резервуара, образуется вайрацит, его содержание достигает максимума 0.98% (200 тыс. лет), далее понижается к 0.7% (время ∞). Ломонит занимает низкопроницаемые зоны с замедленной циркуляцией флюида, а также фиксирует подошву двухфазных резервуаров, его максимальное содержание достигает 1.1% (время ∞). Морденит ведет себя подобно ломониту, его объемное содержание достигает 2.8% (время ∞). Сметиты Na, Ca и Mg образуются в зоне восходящего потока, где их объемное содержание постепенно увеличивается до 1.1%, 0.6% и 0.4%, соответственно (1 млн. лет). После этого, сметиты распространяются из зоны восходящего потока в смежные участки резервуара (сметит Ca), либо перемещаются туда полностью (сметит Na), либо вовсе исчезают (сметит Mg). Каолинит за 50 тыс. лет распространяется от зоны восходящего потока на весь объем резервуара ниже 0 м абс., достигает максимального объемного содержания 12.5% и остается в таком состоянии до конца (время ∞). Кальцит накапливается (до 0.00056 %) в периферических

низкопроницаемых зонах нижней части резервуара (модельное время ∞). Рис. 13 иллюстрирует вышесказанное, показывая эволюцию минерального состава в продуктивном резервуаре с преобладанием воды.

3.2.2. Сопоставление результатов термогидродинамического-химического моделирования эволюции Мутновского резервуара с фактическими данными

Анализ фактических данных по распределению вторичных гидротермальных минералов в продуктивном резервуаре Мутновского геотермального месторождения показывает, что глубокий однофазный резервуар характеризуется ассоциацией кварца, хлорита, эпидота и пирита; двухфазный резервуар с преобладанием пара (выше 0 м абс.) характеризуется ассоциацией вайрацита и кварца; внешняя пароконденсатная зона включает ассоциацию иллита, хлорита и кальцита [Slotvsov, 2001].

По данным минералого-петрографических исследований материала, полученного из трех пробуренных дополнительных скважин (2002–2003 гг.), можно сделать следующий вывод: исходные горные породы подвергаются интенсивной гидротермальной переработке. В составе вторичных гидротермальных минералов продуктивных зон преобладают хлорит, вайрацит и окислы железа и титана. В подчиненном количестве присутствует эпидот, пренит, адуляр, альбит. Вайрацит совместно с кварцем выполняет пустоты в породе, а также замещает фенокристы плагиоклаза. Хлорит развивается за счет изменения основной массы породы в тесной ассоциации с кварц-полевощпатовой массой и окислами. Гидротермальные изменения в Мутновском резервуаре оцениваются как результат многоэтапного процесса.

Несмотря на неполную аналогию природного и модельного объектов, по отдельным параметрам наблюдается сходимость, в том числе генерация кварца, альбита, калиевого полевого шпата и вайрацита в зоне притока глубинного теплоносителя и прилегающего продуктивного резервуара, заполнение иллитом низкопроницаемых массивов, вмещающих продуктивный резервуар.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Нефтяной вулканогенный бассейн находится в Западной Сибири, приурочен к породам пермо-триасового возраста (риолитовые туфы) на глубинах 2.5–2.8 км, характеризуется температурой 120–140°C, давлением от 290–310 бар. Приложения инверсионного термогидродинамического моделирования для диагностики глубинной гидротермальной циркуляции на участке Рогожниковского нефтяного вулканогенного ре-

зервуара (Западная Сибирь) показывают, что наблюдаемое в резервуаре на глубинах 2.5–2.8 км распределение давления и температуры объясняется гидротермальной циркуляцией с расходом 3.6 кг/с и энтальпией 607 кДж/кг (144°C). Зоны восходящих потоков ассоциируются с положительными аномалиями температуры и давления, в то время как зоны нисходящих потоков – с отрицательными аномалиями. Указанные выше зоны циркуляции могут совпадать с палеовулканическими питающими системами каналов или другими проницаемыми структурами в фундаменте.

2. Моделирование процесса естественного заполнения Рогожниковского резервуара нефтью, при поступлении ее в резервуар в виде восходящего флюидного потока, показывает, что нефтяная фаза распространяется вдоль линий тока, заполняя как возвышенные вулканические гребни, так и погруженные формы (кальдеры) на кровле вулканогенного резервуара.

3. Механизм образования продуктивных резервуаров в риолитах объясняется в терминах TOUGHREACT-моделирования длительной гидротермальной циркуляции с химическим взаимодействием вода–порода, что приводит к увеличению проницаемости-пористости вдоль высокотемпературных потоков и заканчивается окончательным samozапечиванием сформированного продуктивного резервуара. Наблюдаемые в настоящее время давление, температура, фазовые условия, распределение проницаемости-пористости, химический состав флюидов и предполагаемый минеральный состав начальной породы (вулканическое стекло) используются как исходные данные для последующего TOUGHREACT-моделирования. Моделирование Рогожниковского резервуара показывает, что длительная гидротермальная циркуляция приводит к увеличению пористости ($\times 2.64$) и проницаемости ($\times 50$) благодаря замещению исходного вулканического стекла кварцем, альбитом и К-полевым шпатом; ранняя стадия гидротермальной циркуляции (< 10 тыс. лет) отмечается кипением и значительным падением давления, а заключительная стадия характеризуется значительным отложением кальцита в основании восходящего потока, после чего происходит samozапечивание резервуара. Моделирование Мутновского резервуара показывает, что 50 тыс. лет гидротермальной циркуляции приводят к увеличению пористости ($\times 5$) и проницаемости ($\times 13$), сопровождающемуся увеличением двухфазной (пар + вода) зоны и падением давления (до 16 бар), формирование продуктивного резервуара маркируется кварцем, К-полевым шпатом, альбитом и вайрацитом. Оба модельных сценария показывают возможность образования продуктивных резервуаров благодаря преобразованию исходного минерального состава в риолитах, вызванному гидротермальной циркуляцией,

обнаруживают условия кратковременного падения давления на ранней стадии формирования резервуара (что благоприятно для привлечения нефти и рудообразующих флюидов в резервуар). Samozапечивание резервуара на последней стадии гидротермальной циркуляции благоприятно для аккумуляции и удерживания флюидов в продуктивном резервуаре и формирования месторождений полезных ископаемых.

Авторы выражают признательность Т.А. Коровиной, А.Ю. Батуриной, Е.В. Николаевой, А. Battistelli, S. Finsterle, В.Г. Румынину, С.Л. Шварцеву и Б.Н. Рыженко за полезные комментарии и предложения. Работа осуществлялась при поддержке проекта РФФИ 129-05-00125-а и ДВО РАН 12-И-П27-04.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.С., Брехунцов В.М., Лукомская К.Г.* К вопросу о пермо-триасе в Западной Сибири // Горные ведомости. 2009. № 2. С. 7–17.
- Ефимов В.А., Сарафанова Л.А.* Идентификация трещинных интервалов в вулканогенных породах на основании общих геологических и геофизических данных // Методы реализации потенциала нефти и газа в Ханты-Мансийском автономном округе – Югра // 11-я Промышленно-научная конференция. Т. 2. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2008. С. 261–267.
- Киреева Т.А.* Генезис подземных вод на нефтяном месторождении Белый Тигр (Вьетнам) в связи с распределением нефти и газа // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 4. С. 35–40.
- Кирюхин А.В., Николаева Е.В., Батурин А.Ю.* Сравнительный анализ геолого-термодинамических моделей нефтяного и геотермальных месторождений в вулканогенных комплексах разного возраста // Материалы Всероссийской конференции “Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, газ и их парагенезы”. М.: ГЕОС, 2008. С. 204–206.
- Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф.* Гидрогеология вулканогенов. СПб.: Наука, 2010. 395 с.
- Кирюхин В.А.* Региональная гидрогеология. СПб.: Санкт-Петербургский Горный институт, 2005. 343 с.
- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Минченков Н.Н. и др.* Доюрский фундамент в Западной Сибири – новый взгляд на объект природы нефтяного и газового распределения (из опыта исследования Рогожниковского резервуара) // Методы реализации потенциала нефти и газа в Ханты-Мансийском автономном округе – Югра // 12-я Промышленно-научная конференция. Т. 1. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2009. С. 214–218.
- Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Брадучан Ю.В.* Абсолютная и стратиграфическая датировка доюрских вулканогенных пород на основании изотопных и палинологических исследований Рогожниковского участка // Проблемы геологии, бурения и развития нефтяных и

газовых полей в Сургутском регионе. Т. 10. М.: Нефтяное хозяйство, 2010. С. 100–108.

Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна. Тюмень: ТГНУ, 2005. 224 с.

Шадрина С.В., Смирнова Е.В. Вулканогенный комплекс Рогожниковского участка // Всероссийская научная конференция “Фундамент и структура Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, геодинамическая эволюция и проблемы нефти и газа”. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 231–234.

Шадрина С.В. Вулканические породы Рогожниковского резервуара (западная часть Западно-Сибирской геосинклинали) // Всероссийская научная конференция. Томск, 2009. С. 325–328.

Чирков В.Л., Горбунов И.Н., Шадрина С.В. и др. Геохимические и термодинамические критерии для прогноза содержания нефти и газа в фундаменте Западной Сибири // Нефтяная промышленность. 2011. № 4. С. 41–45.

Falta R., Pruess K., Finsterle S., Battistelli A. T2VOC User's Guide // Report LBNL-36400 Berkeley, CA, USA. 1995. 155 p.

Finsterle S. iTOUGH2 User's Guide // Report LBNL-40040, Berkeley, CA, USA. 1999. 130 p.

Kiryukhin A.V., Xu T., Pruess K. et al. Thermal-Hydrodynamic-Chemical (THC) Modeling Based on Geothermal Field Data // Geothermics. 2004. V. 33. № 3. P. 349–381.

Kiryukhin A.V. Modeling Studies: the Dachny Geothermal Reservoir, Kamchatka, Russia // Geothermics. 1996. V. 25. № 1. P. 63–90.

Kiryukhin A.V. Comparative Analysis of the Structural Hydrogeological Conditions of the High Temperature Geothermal Reservoirs and Oil Deposit in Volcanic Areas // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia. 2010. 5 p.

Kiryukhin A.V., Polyakov A.Y., Mushinsky A.V. Inverse Modeling of Laboratory Tests for Rock Thermal Property Estimation // Proceedings, Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 30–February 1, 2012 SGP-TR-194. P. 446–451.

Pruess K., Oldenburg C., Moridis G. TOUGH2 User's Guide, Version 2.0 // Report LBNL-43134, Berkeley, CA, USA. 1999. 198 p.

Pruess K. Two-Phase Unsaturated Flow at Yucca Mountain, Nevada: A Report on Current Understanding // Flow and Transport Through Unsaturated Fractured Rock, 2-nd Edition, AGU Geophysical Monograph. № 42. 2001. P. 113–133.

Slovtsov I.B. Rock alteration in the Mutnovsky Hydrothermal System, Kamchatka, Russia // Proc. of Water-Rock Interaction X, 10–15 July 2001, Villasimius, Italy (R. Cidu ed.), Balkema Swets & Zeitlinger. Lisse. 2001. P. 915–918.

Xu T., Sonnenthal E., Spycher N., Pruess K. TOUGHREACT User's Guide: A Simulation Program for Nonisothermal Multiphase Reactive Geochemical Transport in Variably Saturated Geologic Media // LBNL-55460. 2006. 206 p.

Modeling the Thermohydrogeochemical Conditions for the Generation of Productive Reservoirs in Volcanogenic Rocks

A. V. Kiryukhin^a, S. V. Shadrina^b, and M. Yu. Puzankov^a

^a Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia

e-mail: AVKiryukhin2@mail.ru

^b TO SurgutNipiNef' OAO SurgutNefteGaz, Tyumen', ul. R. Lyuksemburg 12, 625003 Russia

Abstract—This paper considers the role of hydrothermal processes in the generation of porous and permeable reservoirs in volcanogenic rocks, their boundedness with low-permeability interfaces, and the accumulation of fluids of various origins and phase states in the reservoirs. The Rogozhnikovskii productive reservoir is an example of a volcanogenic oil reservoir in western Siberia, it is confined to fluid upflows that are marked by positive anomalies in temperature and pressure. The Mutnovskii productive reservoir is an example of a high-temperature two-phase (water + steam) reservoir in Kamchatka that is supplied with deep heat-carrier upflows that are also associated with positive anomalies in temperature and pressure. The iTOUGH2 inversion simulation is used to estimate the discharge of deep upflows and then to represent a possible mechanism for the evolution of permeability–porosity and self-sealing of such reservoirs that result from water–rock chemical interaction. These methods are applied to the Rogozhnikovskii and Mutnovskii reservoirs. Both of these scenarios demonstrate the possible generation of productive reservoirs by hydrothermal circulation and show a short-lived drop in pressure during the earlier phase (which favors the inflow of fluids into the reservoir) and self-sealing with low-permeability interfaces during the later phase of hydrothermal circulation (which favors long-term storage of fluids in reservoirs).