
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОСНОВАН В 2004 г.
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

АПРЕЛЬ № 2 2020 ИЮНЬ

УЧРЕДИТЕЛИ ЖУРНАЛА

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор

академик РАН М.И. Эпов

Ответственный секретарь

канд. физ.-мат. наук А.А. Дучков

Члены редколлегии:

д-р физ.-мат. наук Ю.П. Ампилов, д-р физ.-мат. наук И.О. Баюк, д-р физ.-мат. наук М.Л. Владов,
д-р геол.-мин. наук А.Ф. Глебов, д-р физ.-мат. наук В.Н. Глинских, д-р техн. наук Г.Н. Гогоненков,
д-р физ.-мат. наук М.С. Денисов, д-р техн. наук И.Н. Ельцов, д-р техн. наук А.Ф. Еманов,
д-р техн. наук А.П. Жуков, д-р техн. наук Ю.И. Колесников, чл.-к. РАН, д-р геол.-мин. наук
В.А. Конторович, чл.-к. РАН, д-р геол.-мин. наук Ю.И. Кулаков, д-р техн. наук Э.Е. Лукьянов,
чл.-к. РАН, д-р физ.-мат. наук П.С. Мартышко, д-р физ.-мат. наук Г.М. Митрофанов, чл.-к. РАН,
д-р физ.-мат. наук И.Б. Петров, д-р геол.-мин. наук Е.В. Поспеева, д-р геол.-мин. наук В.С. Селезнев,
д-р геол.-мин. наук В.Д. Суворов, д-р техн. наук А.П. Сысоев, д-р техн. наук Г.М. Тригубович,
д-р физ.-мат. наук В.А. Чеверда, д-р техн. наук М.Б. Шнеерсон, д-р техн. наук Г.А. Шехтман

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

Основан в 2004	Периодичность 4 раза в год	№ 2	Апрель–июнь 2020
----------------	-------------------------------	-----	---------------------

СОДЕРЖАНИЕ

Кулаков И.Ю., Щелканова Н.А., Ступина Т.А. Количественная оценка пространственного разрешения в задачах сейсмотомографии	4
Дугаров Г.А., Бекренев Р.К., Нефедкина Т.В. Изучение влияния параметров анизотропии на коэффициенты отражения от границы двух азимутально-анизотропных сред	18
Трифонов А.Л., Кулаков И.Ю. Выявление измерений режима активности вулкана Камбальный (Южная Камчатка) на основе корреляции сейсмического шума	30
Конторович В.А. Сейсмогеологическая характеристика, модель геологического строения и перспективы нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых	41

НОВОСИБИРСК
ИНГГ СО РАН
2020

ISSN 2619-1563 (Online)

RUSSIAN JOURNAL OF GEOPHYSICAL TECHNOLOGIES

Founded in 2004	Quarterly	No 2	April–June 2020
-----------------	-----------	------	--------------------

CONTENTS

Koulakov I.Yu., Schelkanova N.A., Stupina T.A. Quantitative evaluation of spatial resolution in seismic tomography	4
Dugarov G.A., Bekrenev R.K., Nefedkina T.V. Study of the influence of anisotropy parameters on reflection coefficients from a boundary between two azimuthally anisotropic media	18
Trifonov A.L., Koulakov I.Yu. Identification of changes in the activity of Kambalny volcano (South Kamchatka) based on correlation of seismic noise	30
Kontorovich V.A. Seismogeological characteristics, model of geological structure and oil and gas potential of the Laptev Sea shelf	41



КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

И.Ю. Кулаков, Н.А. Щелканова, Т.А. Ступина

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия,
e-mail: StupinaTA@ipgg.sbras.ru*

В работе рассматривается проблема формализованной оценки разрешения в задачах сейсмической томографии. Показано, что применение традиционного метода на базе расчета матрицы разрешения может приводить к неверным выводам в случае использования сетки параметризации с разным шагом. Предложена альтернативная версия оценки разрешения на основе восстановления единичных аномалий фиксированной формы. Разработан также алгоритм оценки разрешения в зависимости от направления.

Оценка качества решения; матрица разрешения; томографическая инверсия; синтетическая модель; функция размытия

QUANTITATIVE EVALUATION OF SPATIAL RESOLUTION IN SEISMIC TOMOGRAPHY

I.Yu. Koulakov, N.A. Schelkanova, T.A. Stupina

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Koptug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
Novosibirsk State University, Pirogova Str., 1, Novosibirsk, 630090, Russia,
e-mail: StupinaTA@ipgg.sbras.ru*

We consider a problem of formal evaluation of spatial resolution in seismic tomography. We have shown that a traditional method of resolution estimate based on calculation of the resolution matrix appears to be misleading in a case of using the parameterization grid with different spacing. We have proposed an alternative algorithm based on reconstruction of a series of unit anomalies of fixed shapes. Furthermore, we have developed an algorithm for the direction dependent resolution estimates.

Resolution estimate; resolution matrix; tomographic inversion; synthetic model; spreading function

ВВЕДЕНИЕ

В задачах сейсмотомографии при изучении земных недр исследователи сталкиваются с проблемами, связанными с сильно неравномерным распределением данных, невозможностью расположить источники и приемники в пространстве для оптимального просвечивания изучаемого объекта, а также с высоким уровнем шума в данных. Все эти факторы приводят к тому, что в полученных томографических моделях зачастую возникают ложные аномалии, которые могут быть неверно интерпретированы. Большой проблемой при выполнении томографической инверсии является неоднозначность решения и неравномерное пространственное разрешение результата. Таким образом,

просто показывать конечные карты и профили, полученные в результате исследований методом сейсмотомографии, не достаточно. Необходимо предоставить подтверждение того, что полученные аномалии действительно могут отражать реальные геологические структуры, расположенные внутри Земли и дать объективные оценки неоднозначности их определения. Для этого требуется проделывать немалую дополнительную работу по верификации полученных результатов.

Важным этапом такой работы является оценка пространственного разрешения, показывающая, насколько решение надежно в каждой точке области исследования и какой минимальный размер аномалии возможно восстановить в данной части модели. Для оценки разрешения используют методы, основанные на сингулярном разложении томографической матрицы [Song, Zhang, 1999], анализе ее свойств, включая расчет матрицы разрешения [Kissling et al., 2001], и/или синтетическое моделирование [Humphreys, Clayton, 1988; Koulakov et al., 2010].

Многие авторы, представляя результаты томографической инверсии, делают предпочтение формализованным подходам оценок качества инверсии. Например, в статье [Daly et al., 2008] при изучении строения Эфиопского рифта методом пассивной томографии область с надежным определением сейсмических скоростей определяется путем задания порога нескольких формальных параметров: «We consider regions where the spread function is < 2 , the DWS (суммарная длина луча на ячейку) is > 50 and the RDE (диагональные элементы матрицы разрешения, ДЭМП) is > 0.2 are the minimum requirements for classification of areas of moderate to good resolution». Аналогичные оценки делались в работах [Reyners et al., 1999; Husen et al., 2004; Patanè et al., 2006] и многих других. Следует отметить, что некоторые авторы считают этот метод оценки разрешения абсолютно необходимым при выполнении томографических исследований и настаивают на его выполнении, например, при рецензировании статей других авторов.

В данной работе проводится проверка эффективности этого подхода с использованием синтетического моделирования на базе достаточно простой версии томографического алгоритма. В случае, если оценка качества решения, основанная на расчете матрицы разрешения, окажется не совсем адекватной, это может привести к неправильным выводам при интерпретации результатов томографии, базирующихся на нем. Кроме того, в данной работе предлагаются альтернативные способы формальной оценки качества решения, которые учитывают проблемы, выявленные в традиционных подходах.

АЛГОРИТМ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для расчетов в настоящем исследовании применялся алгоритм томографии BASIC TOMO [Кулаков, 2020], на основе которого была разработана процедура расчета матрицы разрешения и альтернативные методы оценки пространственного разрешения.

Этот алгоритм является учебной версией процедуры инверсии. Он обладает следующими особенностями:

- лучи принимаются прямыми линиями;
- параметризация: прямоугольные блоки с постоянными скоростями;
- референтная модель: постоянная скорость с известным значением;
- для инверсии матрицы первых производных используется алгоритм LSQR [Nolet, 1987];
- регуляризация выполняется путем сглаживания, которое заключается в добавлении уравнений, минимизирующих разность значений искомых параметров в соседних ячейках, имеющих следующий вид:

$$W^{sm} (dx_k - dx_m) = 0,$$

где W^{sm} – коэффициент сглаживания, dx_k и dx_m – значения параметров в соседних ячейках с номерами k и m .

В рамках этого программного комплекса можно достаточно просто создавать различные синтетические модели с произвольной конфигурацией синтетических аномалий и задавать различные системы наблюдений. Этот алгоритм удобен для изучения различных аспектов практической реализации томографической инверсии, включая изучение эффекта сглаживания, параметризации, влияние системы наблюдений и шума в данных.

Следует отметить, что в настоящем исследовании для оценки свойств матрицы разрешения мы используем алгоритм, в котором не учитываются нелинейные эффекты задачи сейсмической томографии, и лучи представляют собой прямые линии. При этом надо иметь в виду, что свойства матрицы разрешения, которые являются главным объектом данного этапа исследований, принципиальным образом не зависят от того, являются ли лучи прямыми линиями или их форма зависит от неоднородного распределения скорости в среде. Такой упрощенный подход позволяет существенно ускорить проведение расчетов, что дает возможность оперативно протестировать создаваемые прототипы алгоритмов. В дальнейшем возможно адаптировать разработанные методики для более реалистичной модели.

СИНТЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ

В данной работе была создана синтетическая двумерная модель «Соляной купол», изображающая приближенный к реальности геологический разрез (рис. 1). Размер исследуемой области составляет 5000 x 2000 м.

В качестве системы наблюдений была задана система из трех скважин, в которых были установлены приемники. Источники в этой модели были установлены на поверхности. Принимались во внимание все комбинации пар источников и приемников на заданных линиях. Синтетические времена считались путем интегрирования вдоль прямых линий в синтетической модели. При решении обратной задачи референтная скорость представляется известной и постоянной, поэтому в качестве входных данных для томографической инверсии использовались временные невязки, а выходных параметров – аномалии скорости относительно референтной модели. В данной системе наблюдений количество лучей получилось 2595 (рис. 2).

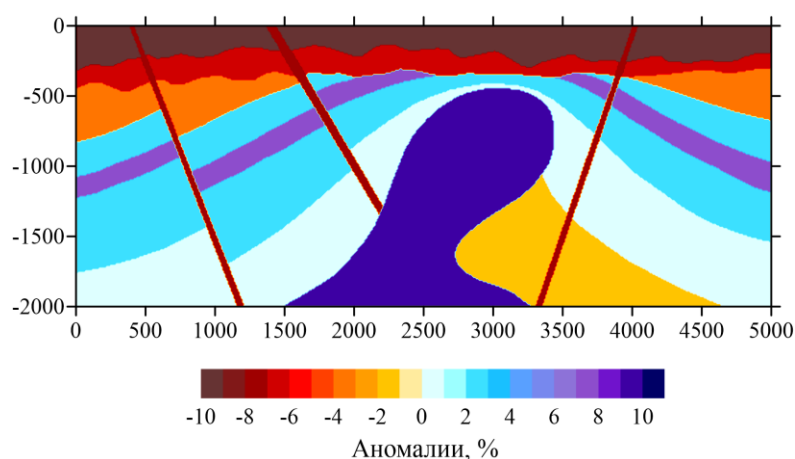


Рис. 1. Синтетическая двумерная модель «Соляной купол»

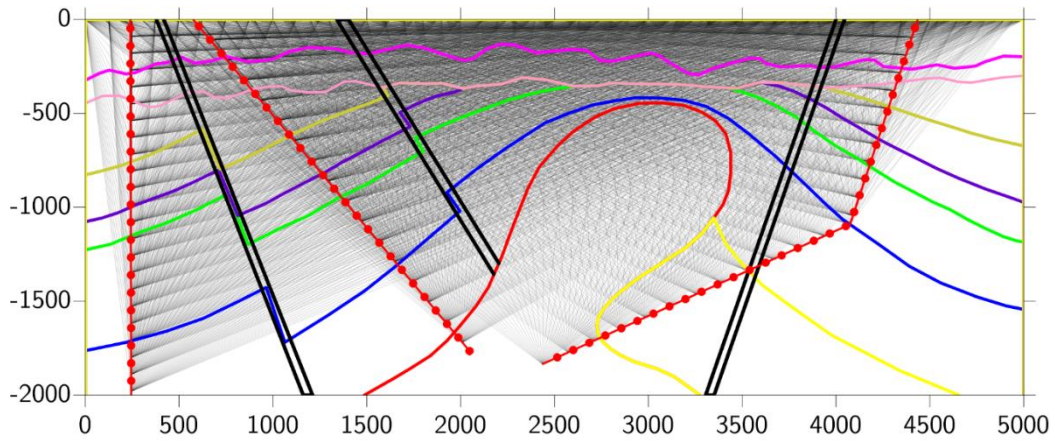


Рис. 2. Положение скважин (красные линии с точками) и распределение лучей (серые линии) в используемой системе наблюдений (2595 лучей). Цветные линии показывают конфигурацию синтетической модели

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА МАТРИЦЫ РАЗРЕШЕНИЯ

В большинстве случаев практическая реализация сейсмической томографии сводится к решению системы линейных уравнений:

$$\sum_{j=1}^M S_{ij} x_j = d_i, \quad i = 1, N,$$

где x – M -мерный вектор неизвестных параметров, d – N -мерный вектор данных, S – размера $M \times N$ первых производных, S_{ij} – отражает изменение i -го параметра (например, времени пробега i -го луча) за счет единичной вариации j -го параметра (например, скорости в j -й ячейке). Если решение этой системы уравнений подразумевает расчет обратной матрицы S^{-1} , то искомые параметры могут быть найдены следующим образом:

$$x_j = \sum_{i=1}^N S_{ji}^{-1} d_i, \quad j = 1, M.$$

Матрица разрешения R вычисляется как:

$$R_{jk} = \sum_{i=1}^N S_{ji}^{-1} S_{ik}.$$

В идеальном случае матрица разрешения должна быть равна матрице с единичными значениями на диагонали и нулевыми значениями для прочих элементов: $R=I$. Однако, в большинстве практических исследований из-за неопределенности матрицы первых производных мы получаем псевдообратную матрицу S^+ :

$$R_{jk} = \sum_{i=1}^N S_{ji}^+ S_{ik}.$$

В этом случае диагональные элементы матрицы разрешения R не равны единице и размазываются по соседним ячейкам. Считается, что чем ближе значения диагонального элемента матрицы разрешения к единице, тем меньше степени неоднозначности решения и тем выше разрешение в текущей ячейке. Это свойство диагональных элементов матрицы разрешения (ДЭМП) используется многими авторами для оценки качества решения.

Во многих случаях вычислить обратную матрицу не представляется возможным. Большинство авторов, работающих с крупными массивами данных, используют методы инверсии, не предусматривающие расчет обратной матрицы, например, LSQR алгоритм, [Paige, Saunders, 1982]. Для такого случая разработан ряд методик, позволяющих строить матрицу разрешения без расчета обратной матрицы, например, [Yao et al., 1999]. Наиболее распространенный метод основан на проведении так называемого «спайк-теста» [Spakman, Nolet, 1988]. Согласно этому методу, для каждого параметра модели вычисляется вектор данных по формуле:

$$\delta t_j = \sum_{i=1}^N S_{ij} \delta \sigma_i,$$

где $\delta \sigma_i = \{1 \text{ внутри клетки; } 0 \text{ вне клетки}\}$.

Для текущей клетки результат инверсии является аналогом одной строки в матрице разрешения. В случае высокого разрешения инверсия даст надежное восстановление аномалии в этой клетке с амплитудой около 1 и близкие к нулю решения во всех остальных клетках. В случае низкого разрешения значения в текущей клетке будут существенно меньше единицы; частично эти значения «размажутся» по соседним блокам. Проведя такую инверсию для всех клеток параметризационной сетки, можно получить полную матрицу разрешения. В этом случае ее диагональные элементы можно визуализировать и использовать для оценки качества решения. Эта процедура была реализована в рамках настоящей работы для описанной выше синтетической модели. Результаты расчетов матриц разрешения показаны в следующем разделе.

РАСЧЕТ ДЭМП ДЛЯ СИНТЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Как было упомянуто ранее, принято считать, что диагональные элементы матрицы разрешения (ДЭМП) показывают, насколько хорошо восстанавливается каждый отдельный параметр x_j модели при инверсии. Иными словами, чем ближе значение ДЭМП к единице, тем надежнее результат восстановления.

Восстановление синтетической модели в системе наблюдений, показанной на (рис. 2), производится с использованием различных сеток для параметризации модели. При этом приводится результат спайк-теста для одной клетки, расположенной в центральной части модели, и значения ДЭМП для всей изучаемой области. Кроме того, приведены результаты восстановления синтетической модели для каждого случая.

Крупная сетка (250 x 250 м) дает почти идеальный результат спайк-теста (0.99). Значения ДЭМП в области, покрытой лучами, больше 0.5, то есть по общепринятым критериям имеют высокое разрешение. Вместе с тем, можно видеть, что восстановление синтетической модели с помощью грубой сетки дает лишь общие очертания аномалий и не позволяет выделить детали модели (рис. 3).

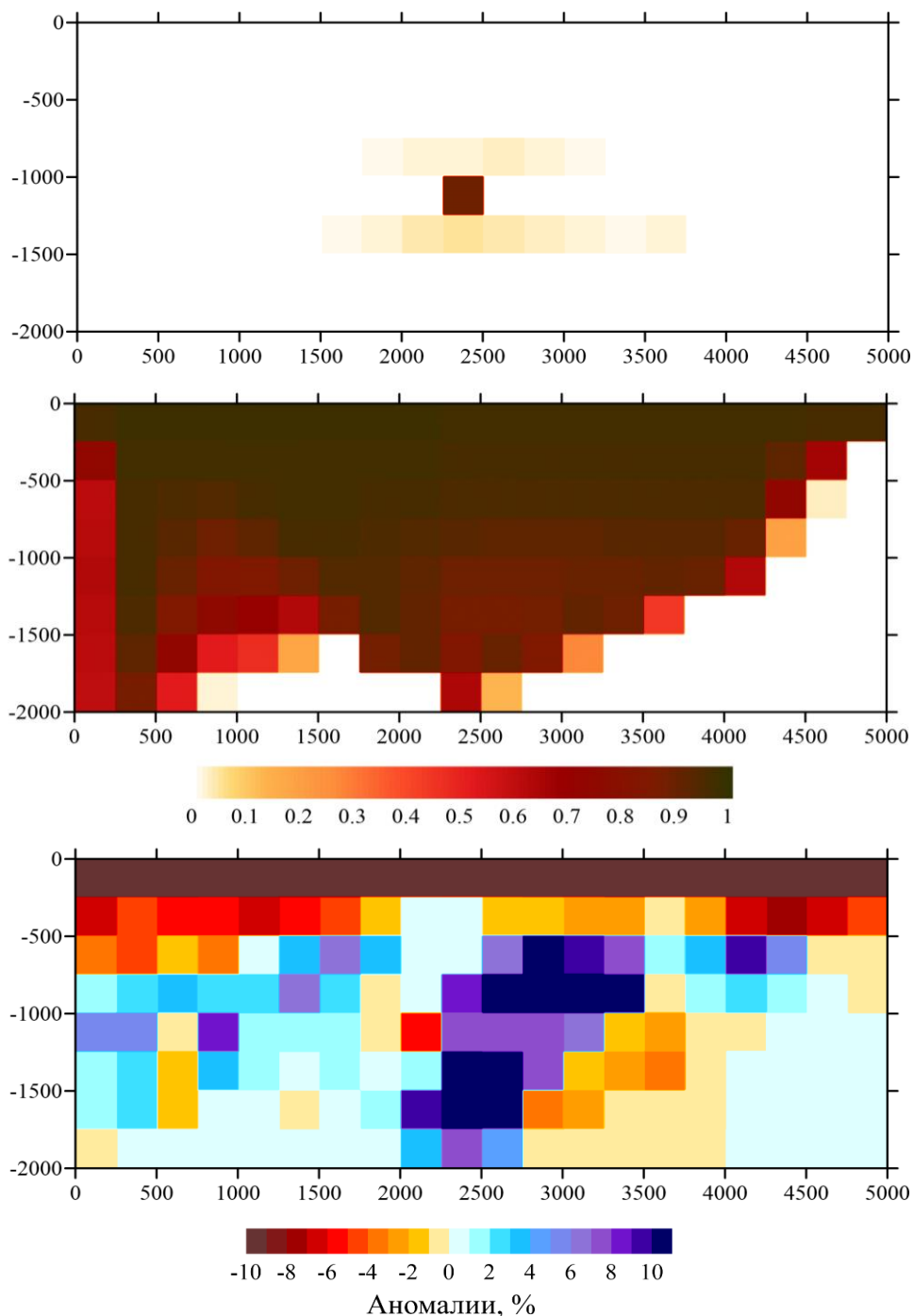


Рис. 3. Анализ ДЭМР для сетки с крупным размером блоков (250 x 250 м). Сверху: спайк-тест по восстановлению аномалии в одном блоке в центральной части области. Посередине: значения ДЭМР для всех блоков параметризационной сетки. Снизу: результат восстановления синтетической модели.

Спайк-тест для сетки среднего размера (100 x 100 м) показывает более низкие значения (0.35) по сравнению со случаем с крупными блоками. То же самое можно сказать и о значениях ДЭМР, которые находятся в диапазоне 0.2–0.7. Тем не менее, качество восстановления модели намного лучше по сравнению с предыдущим результатом (рис. 4).

Наконец, мелкая сетка (10 x 10 м) дает очень низкие значения аномалии в клетке для спайк-теста (0.01). Значения ДЭМР по всей области не превосходит 0.05, что по общепринятым нормам является некондиционным результатом. Несмотря на это, именно такая сетка обеспечивает наилучшее

восстановление искоемых структур (рис. 5). Такой эффект возникает из-за того, что значения модели в маленьких ячейках имеют более сильную зависимость друг от друга, чем в случае крупной сетки, поэтому они дают меньшие значения ДЭМР.

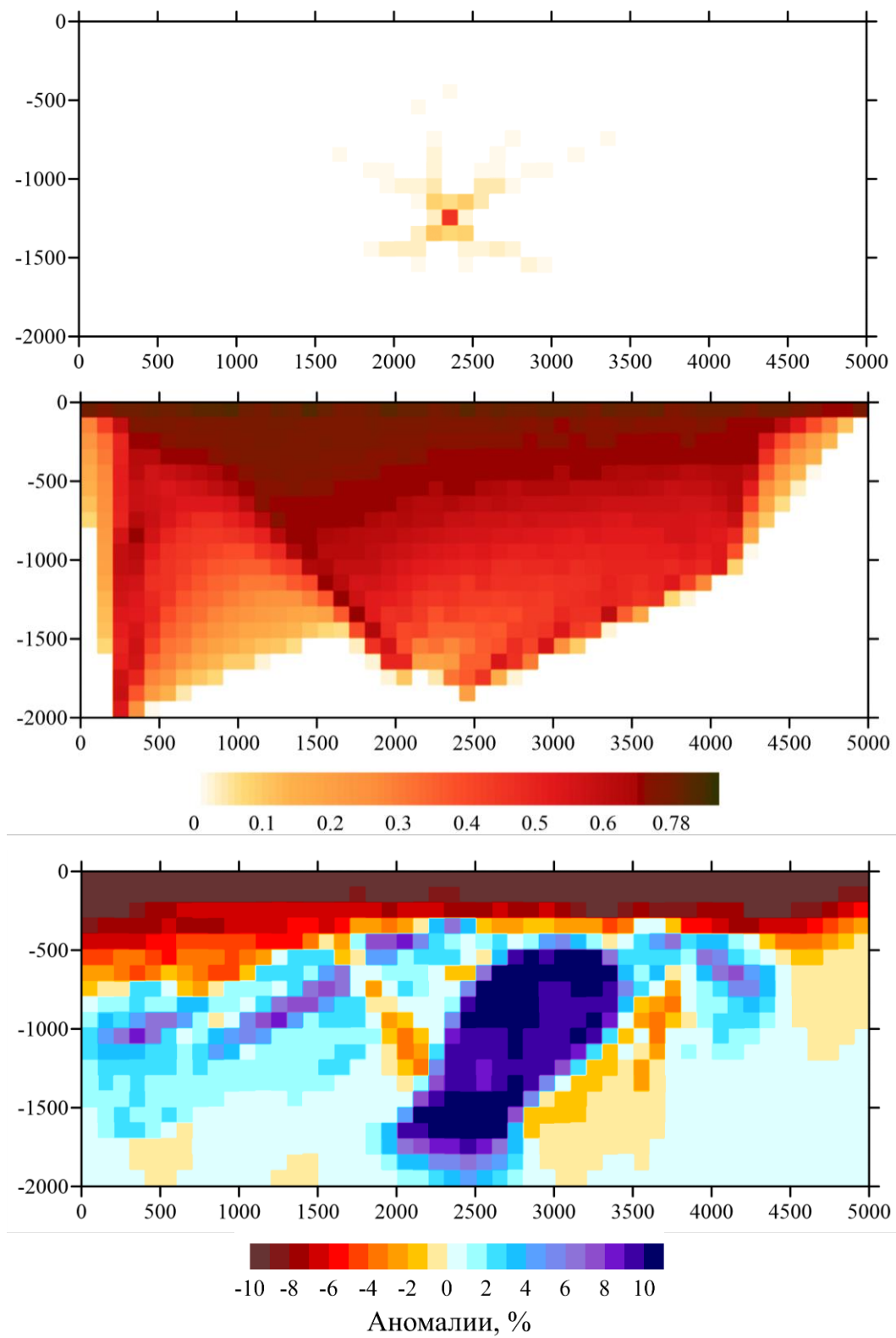


Рис. 4. То же самое, что на рис. 3, но для сетки с шагом 100 x 100 м

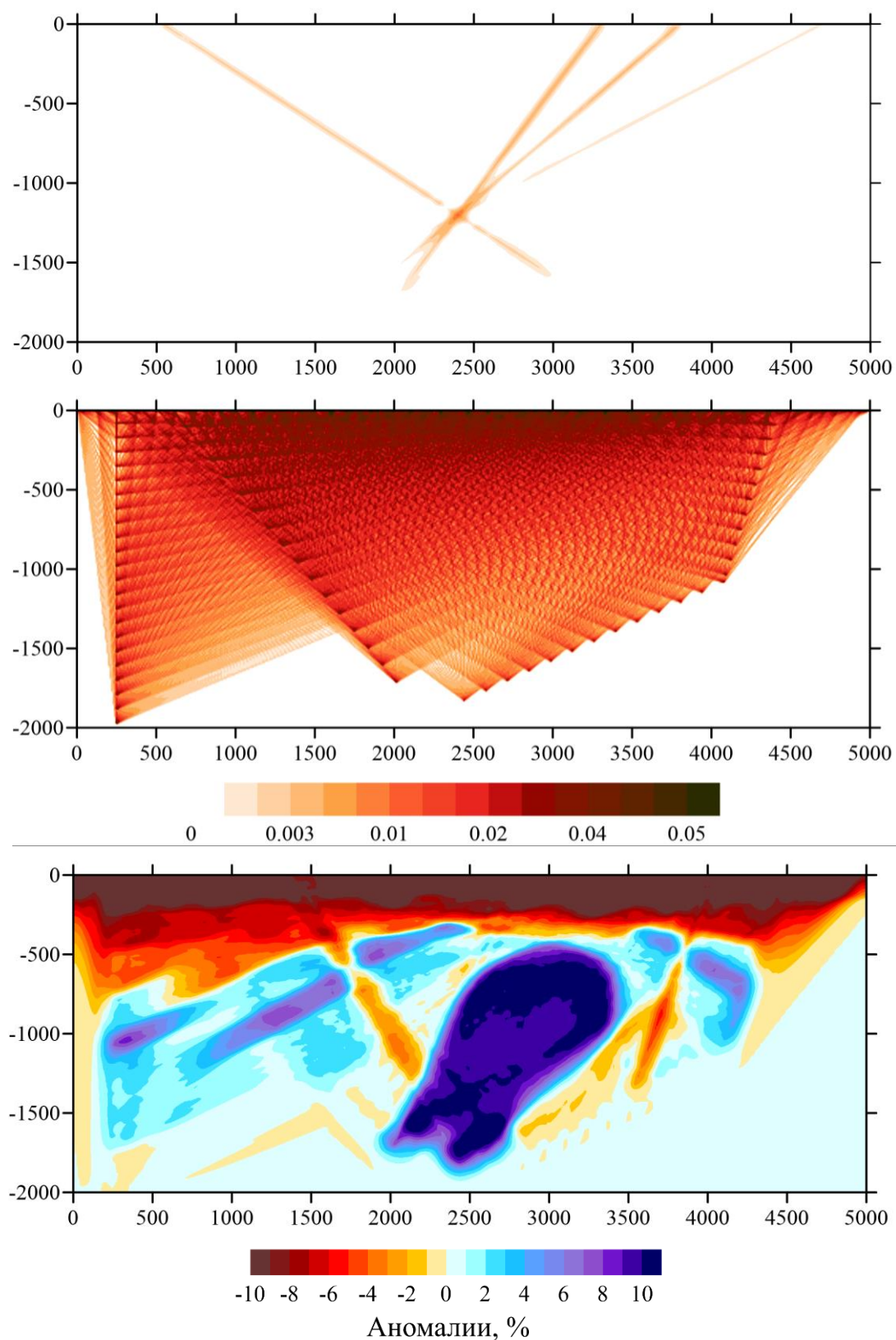


Рис. 5. То же самое, что на рис. 3, но для сетки с шагом 10 x 10 м

Из этих трех примеров можно видеть, что модель восстанавливается различным образом в зависимости от размера ячеек: чем меньше размеры блоков, тем лучше восстановление. Вместе с тем, формальные оценки на основе ДЭМР дают противоположный результат: наилучшее разрешение согласно

этому критерию получается на базе крупных клеток, а наихудшее – по мелкой сетке. Приведенные примеры показывают, что если бы мы следовали исключительно формальным критериям, основанным на значениях ДЭМР, как предлагают некоторые авторы, то выбрали бы модель, которая обладает заведомо худшим качеством восстановления изучаемых объектов и забраковали бы модель с наилучшим качеством. В случае работы с реальными данными, когда искомое распределение неизвестно, такого рода стратегия неизбежно приведет к ошибочным результатам. Таким образом, данный пример показывает, что использование матрицы разрешения как основной метрики для оценки качества решения не является адекватным.

АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ СПОСОБ ОЦЕНКИ РАЗРЕШЕНИЯ

В связи с вышесказанным возникает необходимость в создании другого метода определения пространственного разрешения. Предлагается оценивать его не по конкретной параметризации, а по некоторым аномалиям фиксированного размера с единичной амплитудой неоднородности. При этом данные для инверсии рассчитываются путем перемножения матрицы первых производных на вектор значений аномалий в клетках, равных единице внутри аномалии и нулю вне ее.

$$\delta t_j = \sum_{i=1}^N S_{ij} \delta \sigma_i,$$

где $\delta \sigma_i = \{1 \text{ внутри аномалии}; 0 \text{ вне аномалии}\}$.

Требуется, чтобы размер исследуемой аномалии был заведомо большим, чем параметризационная ячейка. Значение восстановленной неоднородности в центре рассматриваемой аномалии говорит нам о качестве восстановления: чем ближе оно к единице, тем лучше восстановление. Отметим, что в некоторых случаях значение восстановленной аномалии может быть больше единицы, что связано с тем, что томография сглаживает границы аномалии, и для достижения нужного интегрального эффекта по лучам центральный пик должен быть несколько выше искомого значения.

Для расчета пространственного разрешения, аналогичного оценке ДЭМР, проводится инверсия путем проведения последовательного восстановления множества таких клеток, расположенных регулярным образом. Значения аномалии в центре текущей клетки будут выступать в качестве метрики качества решения. Следует отметить, что форма аномалии может быть разной, например, квадрат или круг.

На рис. 6 показаны результаты восстановления отдельных аномалий круговой формы, расположенных в разных частях исследуемой области с неравномерным распределением лучей (см. рис. 2). Рисунок 7 демонстрирует объединение результатов этих тестов на одном профиле. Получен ожидаемый результат, что наилучшее разрешение модели близко к единице в местах, где имеется максимальное пересечение лучей, и понижается до нуля в областях, где данные отсутствуют. На рисунке 7 внизу также показан результат оценки разрешения для более мелкого шага задания аномалий, который дает более детальное распределение этой метрики. Этот тест дает возможность оценить потерю амплитуды в областях с недостаточным покрытием данными, что позволяет скорректировать значения аномалии при интерпретации результатов томографии. Отметим, что эти значения привязаны к фиксированному размеру исследуемой фигуры. При более крупных аномалиях величины разрешения будут, естественно, выше. Таким образом, используя такую метрику, можно описать величину разрешения

модели следующим образом: «в данной части области аномалия такого-то размера восстанавливается с точностью столько-то процентов». Это позволяет проводить геологическую интерпретацию на количественном уровне, что было невозможно при реализации традиционных подходов.

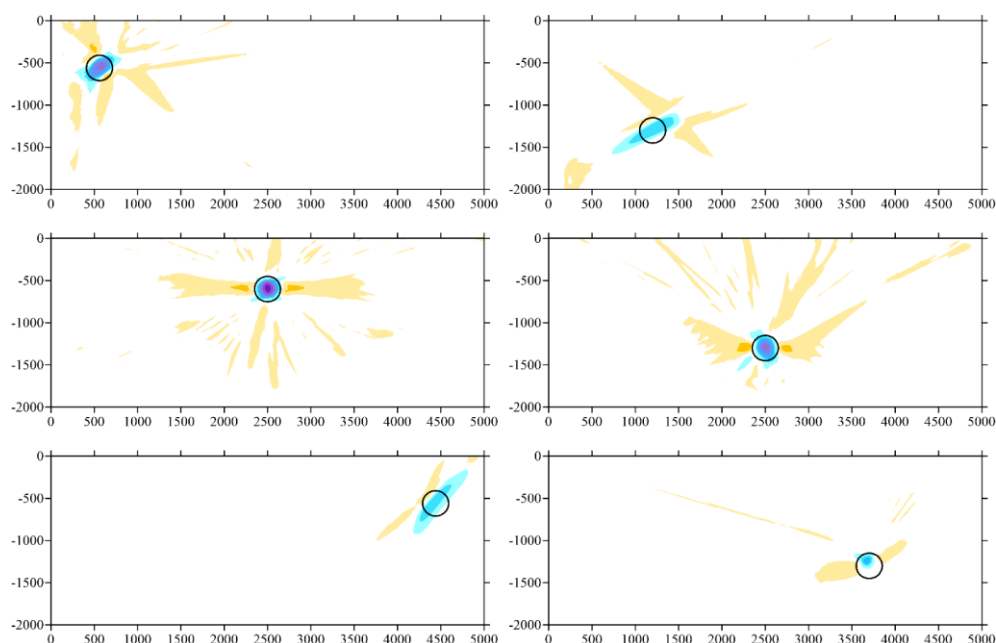


Рис. 6. Результаты восстановления круглых аномалий фиксированного размера в разных частях изучаемой области по системе наблюдений, показанной на рисунке 2. Контуры исходных аномалий показаны черными линиями

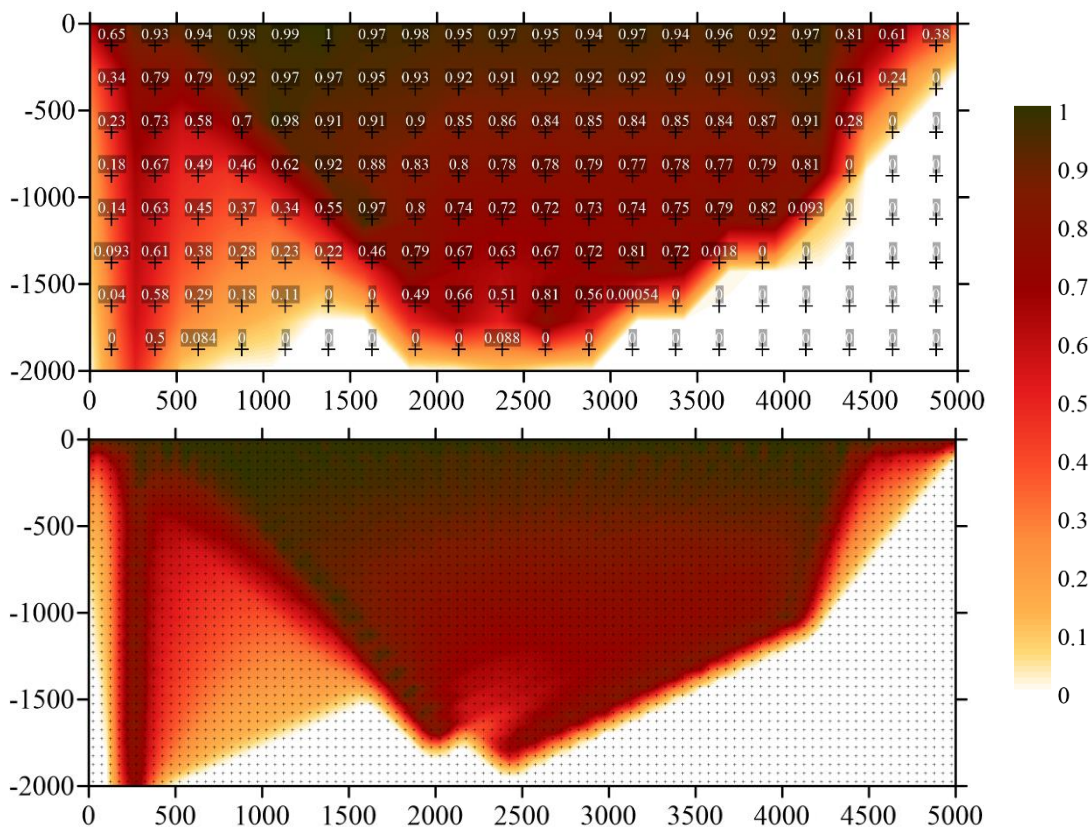


Рис. 7. Функции разрешения, составленные из спайк-тестов аномалий круглой формы одинакового радиуса с шагом 250 м (сверху) и 50 м (внизу) для системы наблюдений со скважинами (рис. 2). Цифры на верхнем рисунке показывают значения восстановленной функции в центрах круговых аномалий (исходное значение – 1)

ФУНКЦИЯ РАЗМЫТИЯ

Представление оценки пространственного разрешения с помощью метода, представленного в предыдущем разделе, имеет недостаток – он не учитывает зависимость разрешения от направления. В случае, если лучи в системе наблюдения имеют некоторое доминирующее направление (например, при межскважинном просвечивании), это может вызвать размытие аномалий вдоль лучей. При интерпретации полученной модели необходимо понимать, являются ли полученные вытянутые аномалии результатом размытия (размазывания) вдоль лучей или они отражают реальные геологические структуры. Для этого вводится дополнительная метрика, которая показывает степень размытия в каждой точке среды в разных направлениях. Графически функцию размытия можно представить в виде эллипсообразной фигуры, в которой расстояние до центра аномалии показывает степень размытия (рис. 8). Формально эту функцию R в зависимости от угла φ можно представить следующим образом:

$$R(\varphi) = R_0 * (1 - (A_1 - A_2(\varphi))),$$

где R_0 – максимальный радиус фигуры на карте в случае отсутствия разрешения; A_1 – значение восстановленной аномалии в центре исследуемого круга; A_2 – значение аномалии за пределами круга (в рассматриваемом случае принимается расстояние от центра, равное 1.5 радиуса аномалии). При таком представлении, если разрешение в томографии идеальное, и размытия нет, то фигура стягивается в точку; если разрешение отсутствует, то расстояние имеет максимальное значение, равное R_0 .

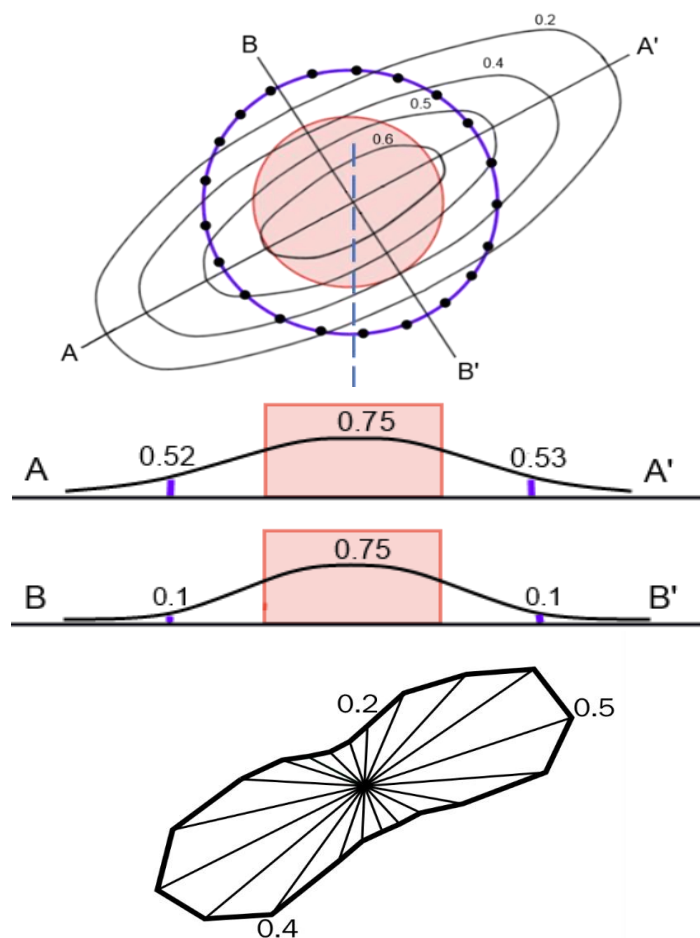


Рис. 8. Схема, показывающая принцип вычисления функции размазывания

На рисунке 9 показан пример построения такой функции для одной аномалии (сверху) и для всей области (снизу). Получен ожидаемый результат, что в местах, где присутствуют лучи с разными направлениями, наша метрика стягивается в точку, а там, где нет разрешения – она представляет собой окружность с максимальным радиусом. В случае доминирующей направленности лучей функция размытия демонстрирует вытянутые контуры.

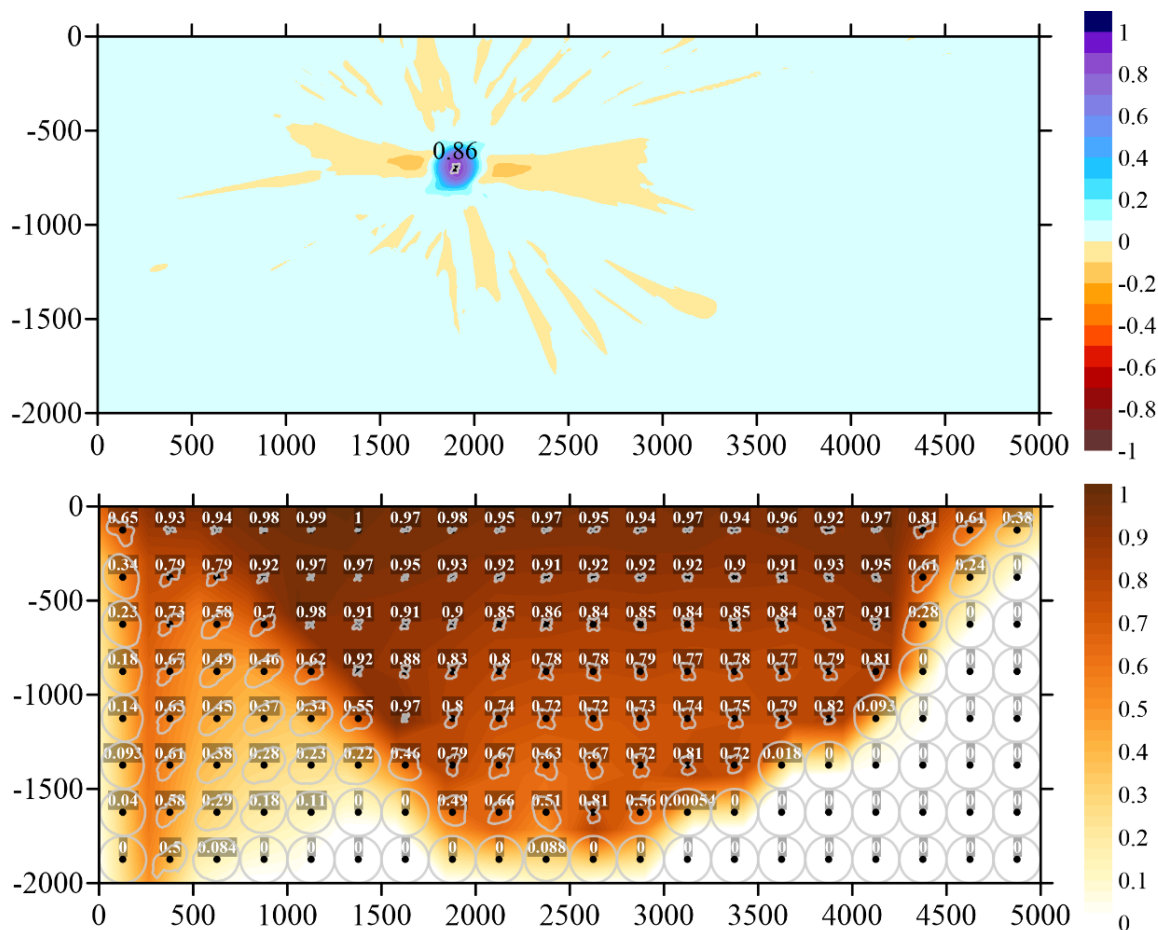


Рис. 9. Построение функции размытия для одной точки (вверху) и для всей области наблюдения вместе с функцией разрешения (внизу). Серые контуры показывают степень размазывания в каждой точке: чем больше радиус, тем сильнее размазывание

ВЫВОДЫ

В работе показано, что формальные критерии, заключающиеся в расчете диагональных элементов матрицы разрешения, в некоторых случаях приводят к выбору модели с худшим качеством восстановления изучаемых объектов и могут забраковать модель с наилучшим качеством. Стратегия такого рода в случае работы с реальными данными неизбежно приведет к некачественным результатам, ведь искомое распределение неизвестно. Иначе говоря, использование матрицы разрешения, как основной метрики для оценки качества решения, не является достаточно надежным методом.

В работе представлен альтернативный способ оценки разрешения с помощью аномалий фиксированного размера, сильно превосходящего параметризационную ячейку. Пространственное разрешение в этом случае получается путем восстановления множества таких аномалий, а в качестве метрики берутся значения в центрах аномалий: чем ближе они к единице, тем точнее восстановление.

Использование аномалий разного размера позволяет проводить геологическую интерпретацию на количественном уровне, что было невозможно при реализации традиционных подходов.

Помимо этого, была предложена и исследована функция размытия, которая позволяет дополнительно получить информацию о зависимости разрешения от направления просвечивания. Ее использование при инверсии реальных данных может позволить отделить артефакты, вызванные неидеальной геометрией лучей, от полезных аномалий, связанных с геологическими структурами.

ЛИТЕРАТУРА

Кулаков И.Ю. Алгоритм линеаризованной томографии BASIC TOMO // Геофизические технологии. – 2020. – № 1. – С. 40–54.

Daly E., Keir D., Ebinger C.J., Stuart G.W., Bastow I.D., Ayele A. Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: The Ethiopian rift // *Geophysical Journal International*. – 2008. – Vol. 172, No. 3. – P. 1033–1048.

Humphreys E., Clayton R.W. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*. – 1988. – Vol. 93 (B2). – P. 1073–1085.

Husen S., Smith R.B., Waite G.P. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2004. – Vol. 131, Issues 3–4. – P. 397–410.

Kissling E., Husen S., Haslinger F. Model parametrization in seismic tomography: A choice of consequence for the solution quality // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2001. – Vol. 123, Issues 2–4. – P. 89–101.

Koulakov I., Stupina T., Kopp H. Creating realistic models based on combined forward modeling and tomographic inversion of seismic profiling data // *Geophysics*. – 2010. – Vol. 75, Issue 3, Article B115.

Nolet G. Seismic wave propagation and seismic tomography // *Seismic Tomography. With Application in Global Seismology and Exploration Geophysics*. – Dordrecht, Springer, 1987. – P. 1–23.

Paige C.C., Saunders M.A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares // *ACM Transactions on Mathematical Software*. – 1982. – Vol. 8, No. 1. – P. 43–71.

Patanè D., Barberi G., Cocina O., De Gori P., Chiarabba C. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna // *Science*. – 2006. – Vol. 313, Issue 5788. – P. 821–823.

Reyners M., Eberhart-Phillips D., Stuart G. A three-dimensional image of the shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zealand // *Geophysical Journal International*. – 1999. – Vol. 137, Issue 3. – P. 873–890.

Song L.P., Zhang S.Y. Singular value decomposition-based reconstruction algorithm for seismic traveltimes tomography // *IEEE transactions on image processing*. – 1999. – Vol. 8, No. 8. – P. 1152–1154.

Spakman W., Nolet G. Imaging algorithms, accuracy, and resolution in delay time tomography // *Mathematical Geophysics*. – Reidel, Dordrecht, 1988. – P. 155–187.

Yao Z.S., Roberts R.G., Tryggvason A. Calculating resolution and covariance matrices for seismic tomography with the LSQR method // *Geophysical Journal International*. – 1999. – Vol. 138, Issue 3. – P. 886–894.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

КУЛАКОВ Иван Юрьевич – д.г.-м.н., член-корреспондент РАН, заместитель директора ИНГГ СО РАН. Основные научные интересы: численные методы решения прямых и обратных задач геофизики, методы сейсмической томографии. E-mail: KoulakovIY@ipgg.sbras.ru

ЩЕЛКАНОВА Наталья Александровна – студентка геолого-геофизического факультета НГУ. Основные научные интересы: методы сейсмической томографии, моделирование.

СТУПИНА Татьяна Александровна – к.ф.-м.н., научный сотрудник лаборатории сейсмической томографии ИНГГ СО РАН. Основные научные интересы: геостатистика, обработка и анализ сейсмических данных, методы построения оценок качества моделей.



ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ АНИЗОТРОПИИ НА КОЭФФИЦИЕНТЫ ОТРАЖЕНИЯ ОТ ГРАНИЦЫ ДВУХ АЗИМУТАЛЬНО-АНИЗОТРОПНЫХ СРЕД

Г.А. Дугаров, Р.К. Бекренев, Т.В. Нефедкина

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
e-mail: DugarovGA@ipgg.sbras.ru*

В работе рассматривается алгоритм расчета коэффициентов отражения от границы двух сред НТИ с последующим анализом влияния на коэффициенты отражения анизотропии выше и ниже целевого горизонта, а также вариаций параметров сред НТИ. Интерпретация данных отражения от границы двух НТИ-сред с неучетом анизотропии, как выше, так и ниже целевой границы, приводит к существенным ошибкам в определении направления осей симметрии, а значит, направления упорядоченной трещиноватости. Завышение/занижение значений упругих параметров в вышележащей среде НТИ должно потенциально привести к соответствующему завышению/занижению аналогичных параметров в нижележащем целевом слое при AVAZ-инверсии. При этом среди параметров анизотропии наибольшее влияние на зависимости коэффициентов отражения оказывает параметр Томсена γ . Именно на оценку параметра анизотропии γ в результате AVAZ-инверсии целесообразно ориентироваться в первую очередь.

Плосковолновые коэффициенты отражения; трансверсально-изотропная (НТИ) среда; продольные волны

STUDY OF THE INFLUENCE OF ANISOTROPY PARAMETERS ON REFLECTION COEFFICIENTS FROM A BOUNDARY BETWEEN TWO AZIMUTHALLY ANISOTROPIC MEDIA

G.A. Dugarov, R.K. Bekrenev, T.V. Nefedkina

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Koptug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
e-mail: DugarovGA@ipgg.sbras.ru*

The paper considers an algorithm for calculating reflection coefficients from boundary between two HTI media. Analysis of the presence of anisotropy above and below the target boundary, as well as variations in the parameters of HTI media, was done. Interpretation of reflection data from the boundary between two HTI media with neglect of anisotropy above or below potentially leads to significant errors in estimation of symmetry axes directions, and hence fracturing orientation. Overestimation/underestimation of an elastic parameter in the overlying HTI medium could lead to a corresponding overestimation/underestimation of similar parameter in the underlying target layer in the result of AVAZ inversion. Furthermore,

among the anisotropy parameters Thomsen parameter γ has most significant influence on the reflection coefficients dependences. Thus, the parameter γ could be used foremost as a result of the AVAZ inversion.

Plane wave reflection coefficients; transversely isotropic (HTI) media; compressional waves

ВВЕДЕНИЕ

Анализ амплитуд отраженных сейсмических волн в зависимости от удалений и азимутальных направлений источник-приемник (AVOA-анализ – Amplitude Versus Offset and Azimuth) по данным 3D-сейсморазведки стал в последнее время одной из общепринятых технологий для обнаружения зон повышенной азимутально-ориентированной трещиноватости, к которым часто приурочены месторождения углеводородов. При нахождении параметров систем ориентированных трещин по данным об анизотропии скоростей или амплитуд отраженных волн используют анизотропные аппроксимации сред с ориентированной трещиноватостью [Bakulin et al., 2000a-c]. Наиболее простой и принципиально важной является модель трансверсально-изотропной (TI) среды. Резервуары с системой параллельных трещин могут быть представлены эффективной моделью трансверсально изотропной среды с осью симметрии нормальной плоскостям трещин. В случае субвертикального расположения трещин данная среда описывается моделью TI с горизонтальной осью симметрии (HTI).

Методология AVOA-анализа основывается на том, что азимутальная зависимость скоростей, вызванная наличием вертикально ориентированных трещин в среде, влечет за собой и азимутальную анизотропию амплитуд отраженных волн, что позволяет оценивать параметры целевого анизотропного слоя по данным отражения от его кровли. За последние десятилетия было разработано множество подходов к анализу, инверсии и интерпретации AVOA-данных [Rüger, 1997, 2001; Vavryčuk, Pšenčík, 1998; Downton et al., 2011]. Но основные существующие подходы применимы лишь для слабоконтрастных границ и коллекторов со слабой анизотропией [Нефедкина, Лыхин, 2016]. В случае с контрастными отражающими границами и сильной анизотропией необходимо переходить к использованию точных формул для расчета плосковолновых коэффициентов отражения. Ранее уже был разработан подход для проведения AVOA-анализа с использованием точных формул [Лыхин, Нефедкина, 2017; Нефедкина и др., 2018], но был рассмотрен лишь случай отражения от границы изотропного и анизотропного (HTI) полупространств, как и в случае с аппроксимационными формулами Рюгера [Rüger, 1997, 2001].

Наличие трещиноватого анизотропного слоя, залегающего выше целевого слоя, существенно влияет на эффекты AVOA, осложняя общую картину зависимости коэффициентов отражения от удалений и азимутальных направлений источник–приемник. Влияние покрывающего слоя является причиной преимущественного распространения волны вдоль направления его трещин, что искажает амплитуды отражения от нижележащего слоя и качество картирования и интерпретации целевого горизонта [Luo, Evans, 2003]. В данной работе рассматривается разработка алгоритма расчета точных коэффициентов отражения от границы двух HTI сред, с дальнейшим проведением теоретических расчетов по изучению влияния HTI анизотропии вышележащей толщи на коэффициенты отражения от азимутально-анизотропных сред.

РАСЧЕТ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТРАЖЕНИЯ ОТ ГРАНИЦЫ АЗИМУТАЛЬНО-АНИЗОТРОПНЫХ СРЕД

Расчет коэффициентов отражения по точным формулам подразумевает решение системы линейных уравнений вида [Schoenberg, Protazio, 1992]:

$$\begin{aligned} \mathbf{Ax} &= \mathbf{b}, \\ \mathbf{A} &= \begin{pmatrix} -\mathbf{I}_P^{u(1)} & -\mathbf{I}_{SV}^{u(1)} & -\mathbf{I}_{SH}^{u(1)} & \mathbf{I}_P^{d(2)} & \mathbf{I}_{SV}^{d(2)} & \mathbf{I}_{SH}^{d(2)} \\ -\mathbf{t}_P^{u(1)} & -\mathbf{t}_{SV}^{u(1)} & -\mathbf{t}_{SH}^{u(1)} & \mathbf{t}_P^{d(2)} & \mathbf{t}_{SV}^{d(2)} & \mathbf{t}_{SH}^{d(2)} \end{pmatrix}, \\ \mathbf{b} &= (\mathbf{I}_P^{d(1)}, \mathbf{t}_P^{d(1)})^T, \\ \mathbf{x} &= (R_{PP}, R_{PSV}, R_{PSH}, T_{PP}, T_{PSV}, T_{PSH})^T, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\mathbf{A}$ – это матрица, составленная из векторов смещений и компонент тензоров напряжений для отраженных и преломленных волн, $\mathbf{b}$ – вектор-столбец, составленный из векторов смещений и компонент тензора напряжения для падающей волны, $\mathbf{x}$ – вектор-столбец, состоящий из коэффициентов отражения и преломления всех типов волн, $\mathbf{I}_i^{d(1)}$, $\mathbf{I}_i^{d(2)}$, $\mathbf{I}_i^{u(1)}$ – вектора поляризации падающей, преломленной и отраженной волны i -го типа соответственно, $\mathbf{t}_i^{d(1)}$, $\mathbf{t}_i^{d(2)}$, $\mathbf{t}_i^{u(1)}$ – нормальные к границе компоненты тензоров напряжений падающей, преломленной и отраженной волны i -го типа соответственно. Индексы d и u обозначают направление распространения волны – вниз и вверх соответственно. Индексы (1) и (2) обозначают рассматриваемую среду – верхнюю и нижнюю соответственно.

Данная система соответствует граничным условиям на непрерывность напряжений и смещений на границе. В случае плоских горизонтальных границ компоненты тензоров напряжений $\mathbf{t}$ рассчитываются следующим образом:

$$\begin{aligned} t_k^{q(s)} &= C_{k3mn}^s p_m^{q(s)} l_n^{q(s)}, \\ q &= \{d, u\}, \\ s &= \{1, 2\}. \end{aligned} \quad (2)$$

где $\mathbf{C}^s$ – тензор модулей упругости среды с индексом s , $\mathbf{p}^{q(s)}$ – вектор медленности волны с индексом q в среде с индексом s .

При расчете параметров, входящих в систему (1), проводится переход в локальную систему координат, при которой линия наблюдения совпадает с направлением оси X , т. е. необходимый поворот зависит от рассматриваемого азимутального направления источник-приемник. При этом тензоры модулей упругости $\mathbf{C}$ сред НТИ сверху и снизу поворачиваются каждый на свой соответствующий угол в

зависимости от направления оси симметрии в глобальной системе координат и соответствующего перехода в локальную систему координат. В общем виде тензор упругих модулей C' после поворота будет иметь следующий вид:

$$C' = \begin{pmatrix} C'_{11} & C'_{12} & C'_{13} & 0 & 0 & C'_{16} \\ C'_{12} & C'_{22} & C'_{23} & 0 & 0 & C'_{26} \\ C'_{13} & C'_{23} & C'_{33} & 0 & 0 & C'_{36} \\ 0 & 0 & 0 & C'_{44} & C'_{45} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C'_{45} & C'_{55} & 0 \\ C'_{16} & C'_{26} & C'_{36} & 0 & 0 & C'_{66} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Вектора медленности отраженных и преломленных волн находятся из закона Снеллиуса для анизотропных сред [Slawinski et al., 2000], который в данном случае заключается в равенстве проекций векторов медленности на ось X падающей, отраженных и преломленных волн. Вектора поляризации находятся путем нахождения собственных векторов соответствующей матрицы Кристоффеля.

Заполнив систему уравнений (1) и решив ее относительно x мы получим коэффициенты отражения от границы двух сред НТИ. Из решения системы уравнений (1) может быть получено точное значение плосковолновых коэффициентов отражения монотипной PP - и обменной PS -волн на границе двух НТИ-сред с заданными упругими параметрами без ограничений на степень анизотропии, контрастность границ и направление осей.

ВЛИЯНИЕ НАЛИЧИЯ АНИЗОТРОПИИ ВЫШЕ ИЛИ НИЖЕ ЦЕЛЕВОГО ОТРАЖАЮЩЕГО ГОРИЗОНТА

Расчет коэффициентов отражения по разработанному алгоритму и анализ влияния на них анизотропии проводился на синтетической горизонтально слоистой модели, приближенной к реальному строению среды на одном из месторождений паннонского бассейна (Центральная Европа) [Olneva et al., 2019]. Целевым объектом 3D сейсмических исследований, описанных в этой статье, являлись трещиноватые нефтенасыщенные породы донеогенового фундамента преимущественно палеозойского возраста. Скоростной и амплитудный анализы отражения от кровли P_z показали наличие азимутальной НТИ-анизотропии как в фундаменте, так и в покрывающей его неогеновой толще.

Параметры синтетической модели приведены в табл. 1. Модель состоит из пяти упругих однородных слоев, разделенных горизонтальными отражающими границами. Четвертая граница имитирует кровлю палеозоя. Трассирование лучей, отраженных от кровли палеозоя, проводилось через верхние четыре слоя, имитирующие четвертичные отложения (слой 1) и породы неогенового возраста (слои 2–4). Рассчитывались коэффициенты отражения от границы 4. Верхние три слоя модели – изотропные, четвертый и пятый слои анизотропны по типу НТИ, но параметры анизотропии в них разные, в том числе и направление горизонтальных осей симметрии. В таблице 1 параметр φ_0 – это азимут оси

симметрии, отсчитываемый от направления на север по часовой стрелке, H – глубина подошвы слоя, V_P , V_S – скорости P - и S -волн на вертикали, γ – параметр анизотропии Томсена, $\varepsilon^{(V)}$, $\delta^{(V)}$ – модифицированные параметры анизотропии Томсена, выраженные через V_P , V_S на вертикали [Tsvankin, 1997].

Таблица 1

Параметры синтетической модели

Слой	H , км	ρ , г/см ³	V_P , км/с	V_S , км/с	$\varepsilon^{(V)}$	$\delta^{(V)}$	γ	φ_0
1	0.40	1.98	1.75	0.88				
2	1.00	2.05	2.10	1.00				
3	1.70	2.33	2.90	1.50				
4	2.22	2.55	4.20	2.40	-0.07	0.1	0.07	30°
5		2.73	4.77	3.00	-0.05	0.08	0.05	150°

Результаты лучевого трассирования, проведенного в рамках рассматриваемой модели, позволили установить следующие соотношения между углами падения волны на целевую границу и удалениями источник–приемник. Удаления источник–приемник до 800 м соответствуют углам падения до 15°, будем называть их далее в данной работе ближними удалениями. Удаления в пределах 800–1600 м соответствуют углам падения в диапазоне 15–30°, будем называть их средними удалениями. Дальними будем называть удаления более 1600 м, что соответствует углам падения более 30°.

Далее приводятся расчеты для коэффициентов отражения от границы 4, разделяющей в общем случае две среды НТИ. Но поскольку большой интерес представляет изучение раздельного влияния на коэффициенты отражения анизотропии как выше, так и ниже отражающей границы, рассматривались следующие варианты контактирующих сред.

1. ISO–НТИ (изотропная среда сверху, НТИ – снизу),
2. НТИ–ISO (среда НТИ сверху, изотропная – снизу),
3. НТИ–НТИ (среда НТИ сверху и снизу).

Параметры изотропных сред, плотность и скорости P - и S -волн, также брались из табл. 1 для слоя 4 или 5, при этом параметры анизотропии Томсена занулялись. Все азимуты в дальнейшем отсчитываются от направления на север по часовой стрелке.

Расчет был произведен по точным формулам для плосковолновых коэффициентов отражения. В результате были рассчитаны зависимости как от углов падения, так и от азимутальных направлений. Стоит отметить, что для среды НТИ плоскость изотропии совпадает с направлением, перпендикулярным направлению оси симметрии. Поэтому при рассмотрении азимутального направления в 120° (плоскость изотропии для верхнего относительно границы слоя – четвертого в модели), зависимости коэффициентов отражения от углов падения для случаев границы ISO–НТИ и НТИ–НТИ совпадают (рис. 1, а). Аналогично для азимутального направления в 60°, для направления плоскости изотропии в пятом нижнем слое, совпадают результаты для случаев НТИ–ISO и НТИ–НТИ (рис. 1, б). Зависимости для остальных

азимутальных направлений имеют похожий характер. Для случая направления в 90° зависимости приведены на рис. 2. Видно, что характер зависимости коэффициентов отражения от удаления с изменением вида отражающей границы сохраняется.

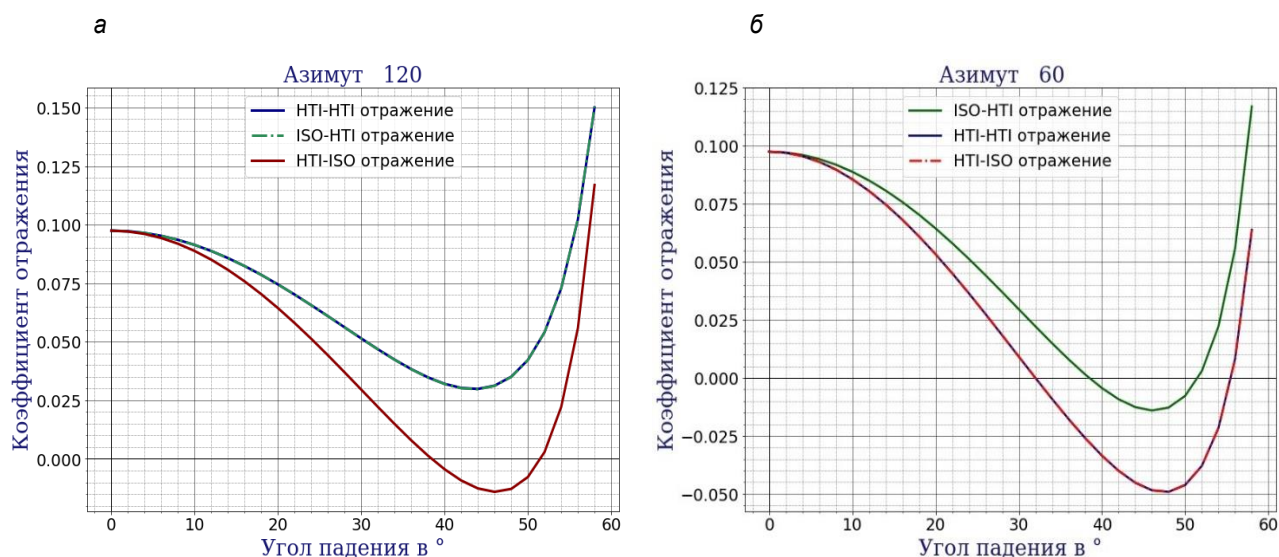


Рис. 1. Зависимость коэффициентов отражения от углов падения для азимутальных направлений: *а* – 120° , соответствует направлению плоскости изотропии в верхнем слое, *б* – 60° , соответствует направлению плоскости изотропии в нижнем слое. Азимуты отсчитываются от направления на север по часовой стрелке

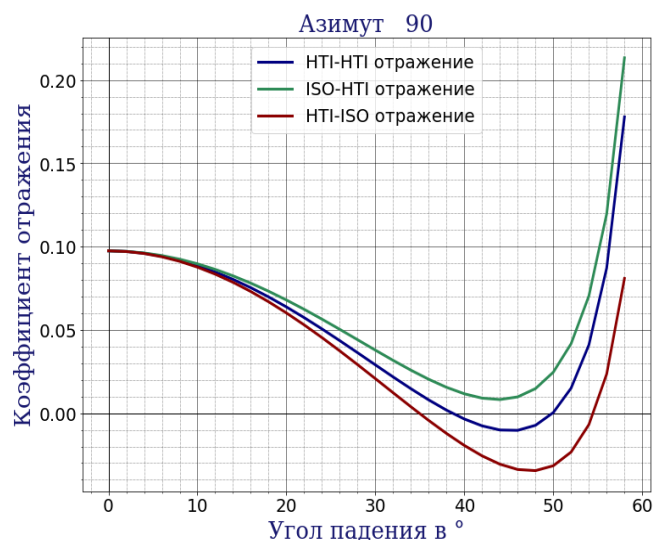


Рис. 2. Зависимость коэффициентов отражения от углов падения для азимутального направления в 90°

Наибольший интерес представляют азимутальные зависимости коэффициентов отражения для фиксированного значения угла падения (рис. 3), здесь приводятся азимутальные зависимости для угла падения в 30° . На этих зависимостях наиболее наглядно видны те эффекты, которые накладывает анизотропия нижнего и верхнего слоев на коэффициенты отражения. Направление оси симметрии

нижнего слоя в 150° для случая отражения от границы ISO–HTI (зеленая линия) соответствует максимуму на азимутальной зависимости коэффициентов отражения. При этом для случая отражения от границы HTI–ISO (красная линия) максимум, наоборот, соответствует направлению трещиноватости в верхнем слое. Направлению оси симметрии в верхнем слое для случая отражения HTI–ISO соответствует минимум на азимутальной зависимости.

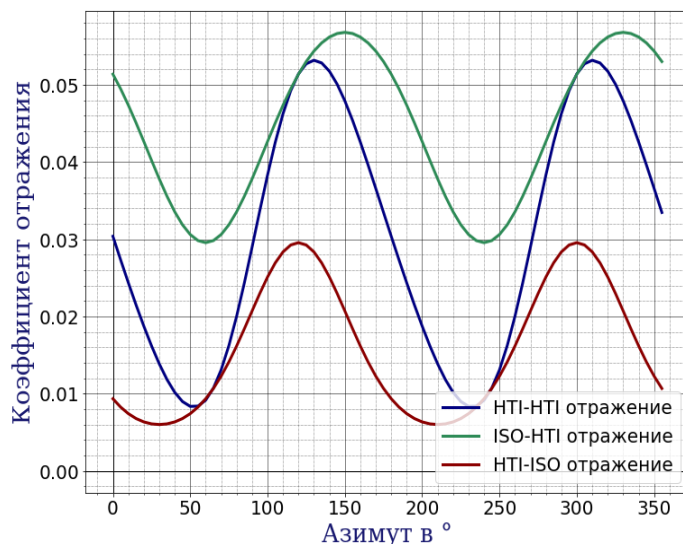


Рис. 3. Азимутальные зависимости коэффициентов отражения для трех видов отражающей границы при фиксированном значении угла падения в 30°

При наличии анизотропии сверху и снизу, отражения от границы HTI–HTI (синяя линия), график зависимости коэффициентов отражения от азимута представляет собой некоторую суперпозицию зависимостей отражений от границ ISO–HTI и HTI–ISO. В этом случае максимум азимутальной зависимости (130°) соответствует смещенному на 20° направлению оси симметрии нижнего слоя, минимум (55°) – смещенному на 25° направлению оси симметрии верхнего слоя. Азимутальная зависимость для отражения от границы HTI–HTI теряет синусоидальный вид. Интервал между экстремумами на восходящей ветке кривой (интервал азимутов от 50 до 130°) и нисходящей ветке (интервал азимутов от 130 до 230°) становится различен и равен соответственно 80 и 100° . При этом существенно увеличился перепад между минимумом и максимумом (амплитуда вариаций), практически в два раза больше в сравнении со случаями ISO–HTI и HTI–ISO. Данные факты говорят о том, что интерпретация данных отражения от границы двух HTI-сред с учетом анизотропии как выше, так и ниже целевой границы может привести к существенным ошибкам в определении направления осей, а значит направления трещиноватости. Важно также знать, какие параметры анизотропии верхней и нижней сред наибольшим образом влияют на характер зависимостей коэффициентов отражения от удалений и азимутов наблюдений. Далее приводятся результаты исследований по оценке чувствительности коэффициентов отражения к изменению упругих параметров двух контактирующих HTI сред.

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТРАЖЕНИЯ ОТ ГРАНИЦЫ ДВУХ СРЕД НТИ К ИЗМЕНЕНИЮ ПАРАМЕТРОВ ЭТИХ СРЕД

Варьируя значения упругих параметров нижнего и верхнего слоя, мы можем оценить влияние соответствующего параметра на коэффициент отражения. В качестве базовых значений упругих параметров берутся значения для слоев 4 и 5 из табл. 1. Ввиду сравнимой степени анизотропии верхнего и нижнего слоев, параметры Томсена варьировались одинаково для обоих слоев в абсолютных величинах – ± 0.03 от базовых значений. Также стоит отметить, что физический смысл самих параметров Томсена представляет собой относительное соотношение между скоростями волн, распространяющихся в различных направлениях (параметры $\epsilon^{(V)}$ и γ), а также относительное соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений в среде (параметр $\delta^{(V)}$). Поэтому их вариация в относительных величинах не представляется разумной. Значения же скоростей P - и S -волн для верхнего и нижнего слоев варьировались в относительных величинах $\pm 10\%$.

Рассчитанные зависимости коэффициентов отражения показали, что вариации скорости P -волны как в верхнем слое, так и в нижнем оказывают большее влияние, чем вариации скоростей S -волны. При этом на азимутальных зависимостях, как и следовало ожидать, это проявляется в виде простого сдвига (рис. 4). Более интересный факт можно наблюдать на зависимостях от удалений (рис. 5). На малых удалениях коэффициент отражения продольной волны практически не зависит от скорости S -волны. Следовательно, не представляется возможным определение скорости S -волны при наличии данных об амплитудах продольных волн только на ближних удалениях (углы падения до 15°). При этом скорость P -волны по этим данным может быть определена уверенно.

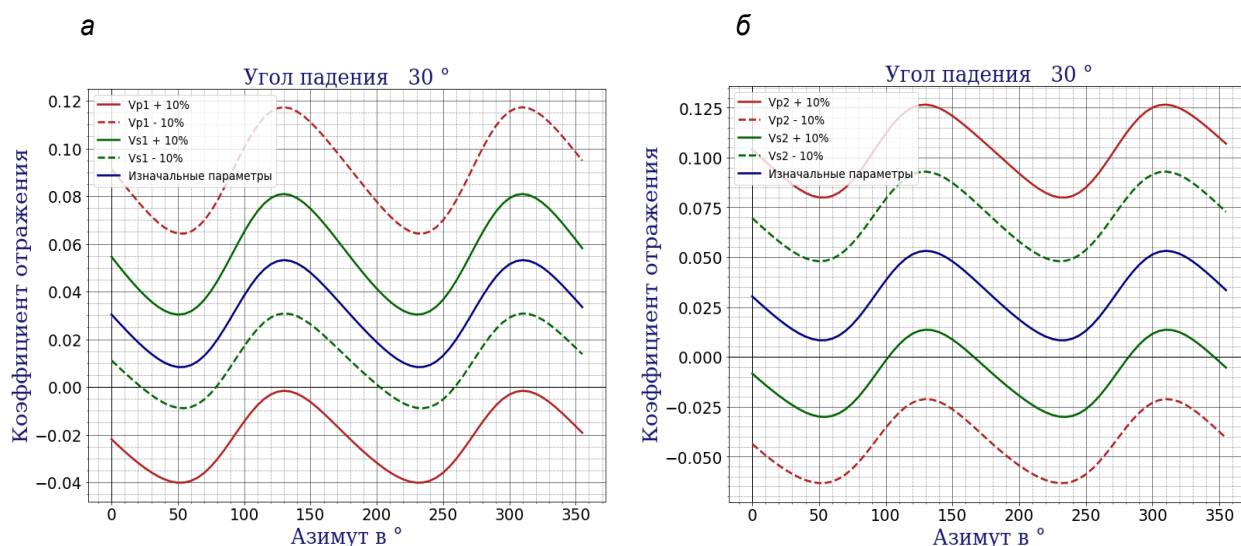


Рис. 4. Влияние изменения скоростей в верхнем (а) и нижнем (б) слоях на азимутальную зависимость коэффициентов отражения при фиксированном значении угла падения в 30°

Увеличение/уменьшение скоростей в верхнем слое и, наоборот, уменьшение/увеличение скоростей в нижнем слое приводят к аналогичным изменениям зависимостей коэффициентов отражения, поскольку они зависят только от перепада упругих параметров на границе. Это стоит учитывать при

решении обратной задачи по данным отражения от границы НТИ–НТИ. Обратная задача в такой постановке может решаться только в предположении наличия априорной информации (упругих параметров) по верхнему НТИ-слою и необходимости оценки параметров лишь нижнего слоя НТИ. Не представляется возможным определение параметров обеих сред сразу ввиду неустойчивости и неоднозначности решений такой задачи. При этом погрешности в задании априорной информации в верхней среде НТИ скажутся на результатах оценки параметров нижнего слоя. Завышение/занижение значений скоростей в вышележащей среде НТИ должно потенциально привести к соответствующему завышению/занижению скоростей в целевом слое при AVAZ-инверсии, что было ожидаемо.

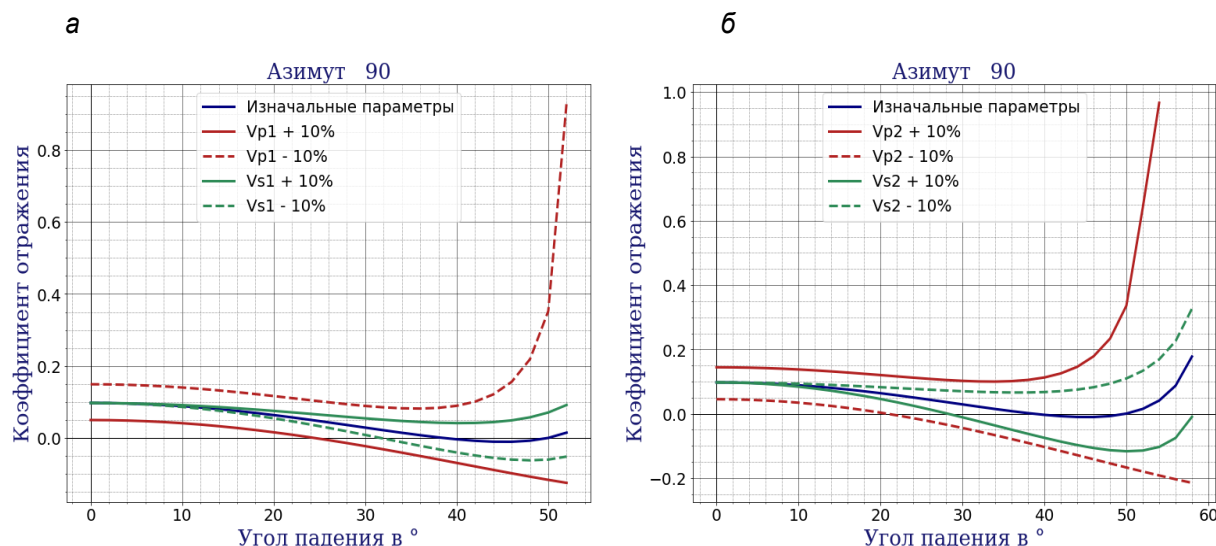


Рис. 5. Влияние изменения скоростей в верхнем (а) и нижнем (б) слоях на зависимость коэффициентов отражения от углов падения для азимутального направления в 90°

Более интересным представляется анализ чувствительности коэффициентов отражения к изменению параметров анизотропии Томсена в слоях. Из графиков азимутальной зависимости видно, что наибольшие отклонения значений коэффициентов отражения наблюдаются вблизи оси симметрии того слоя, параметры которого мы варьируем (рис. 6). При этом к наибольшему изменению зависимости коэффициентов отражения привела вариация параметра γ , хотя она связана с соотношением скоростей быстрой и медленной S-волн (это объясняется сильной зависимостью коэффициента отражения от соотношения скоростей V_s/V_p). К наименьшему изменению зависимости коэффициентов отражения привела вариация параметра $\epsilon^{(V)}$, связанная с соотношением скоростей P-волны вдоль и перпендикулярно трещиноватости. Некоторое промежуточное влияние оказывает изменение параметра анизотропии $\delta^{(V)}$.

Для оценки влияния вариации параметров Томсена на зависимости коэффициентов отражения от углов падения были выбраны направления, где изменения должны быть максимальны, т. е. вдоль осей симметрии соответствующего слоя (рис. 7). Для верхнего слоя изменение его параметров анализируется вдоль азимутального направления в 30°, для нижнего – вдоль азимутального направления в 150°.

Стоит отметить, что аналогично с результатами по скоростям, увеличение/уменьшение параметров анизотропии в верхнем слое и, наоборот, уменьшение/увеличение параметров анизотропии в нижнем слое приводят к схожим изменениям зависимостей коэффициентов отражения. Но при этом

вариации параметров анизотропии Томсена в верхнем слое приводят к меньшим изменениям в зависимостях коэффициентов отражения от углов падения, чем при аналогичных вариациях в нижнем слое. Также на рис. 7, б, видно, что вариации параметра $\epsilon^{(V)}$ оказывают влияние на коэффициенты отражения лишь на больших удалениях (углы падения волны более 30°). Вариация параметра $\delta^{(V)}$ оказывает влияние на данные больших и средних удалений (углы более 15°). Наибольшее влияние на зависимости коэффициентов отражения от удалений оказывает параметр γ , практически на всех удалениях. Проведенный анализ показывает, что, потенциально, для оценки величины параметра анизотропии $\epsilon^{(V)}$ при решении обратной задачи будут необходимы данные об амплитудах отраженных волн на больших удалениях, для оценки параметра $\delta^{(V)}$ – данные больших и средних удалений. На практике же, в основном, имеются данные о динамических характеристиках волн лишь на малых и средних удалениях. Поэтому потенциально наибольшее внимание стоит уделять оценке параметра анизотропии γ .

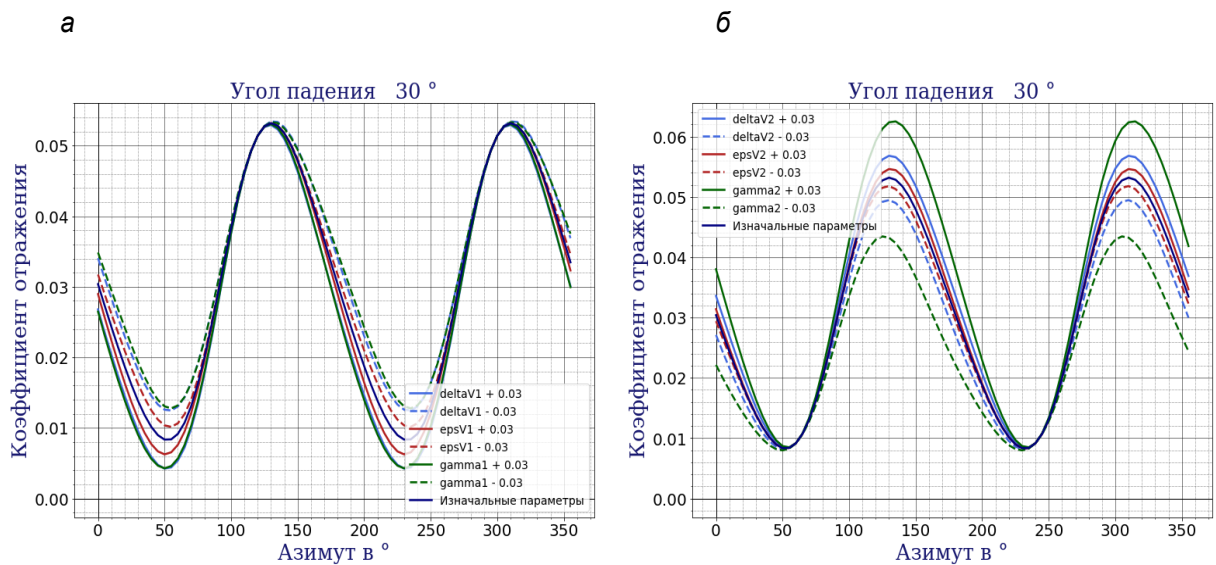


Рис. 6. Влияние изменения параметров Томсена в верхнем (а) и нижнем (б) слоях на азимутальную зависимость коэффициентов отражения при фиксированном значении угла падения в 30°

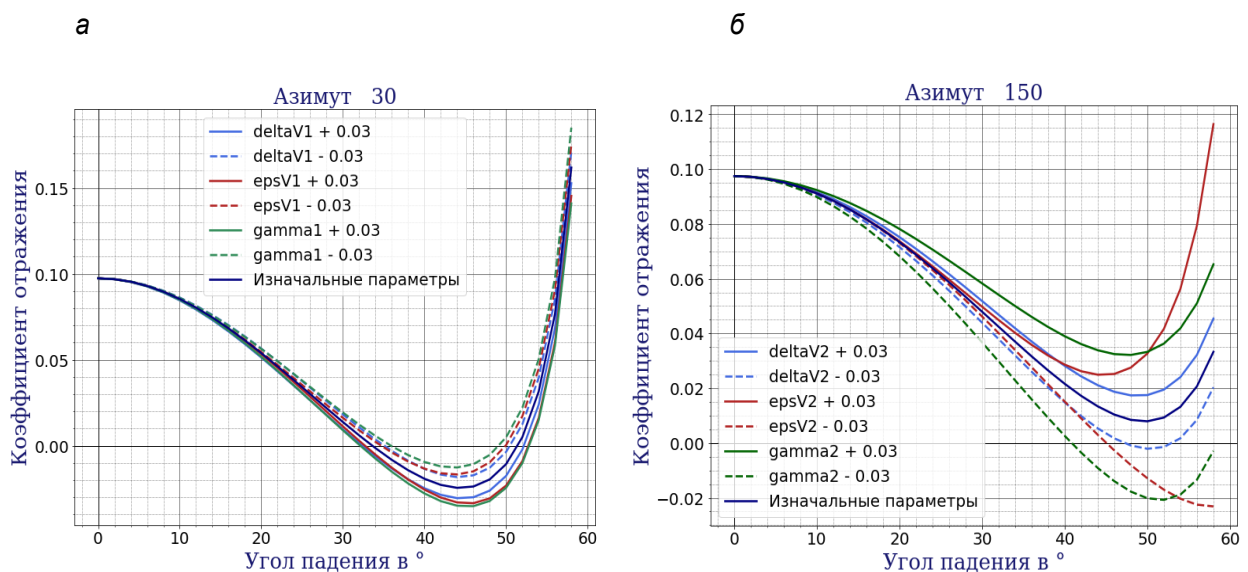


Рис. 7. Влияние изменения параметров Томсена в верхнем (а) и нижнем (б) слоях на зависимость коэффициентов отражения от углов падения для азимутальных направлений вдоль осей симметрии соответствующего слоя: 30° – для верхнего слоя (а), 150° – для нижнего слоя (б)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе приведен алгоритм расчета плосковолновых коэффициентов отражения от границы двух азимутально-анизотропных сред НТИ с различным направлением горизонтальных осей симметрии. Проведено исследование зависимости коэффициентов отражения от соотношения упругих параметров этих сред. Поскольку коэффициенты отражения вносят основной вклад в амплитуды отраженных волн, по их поведению можно судить о динамических характеристиках отражений от границы двух анизотропных сред. Интерпретация данных об амплитудах отражения от границы двух НТИ-сред с учетом анизотропии как выше, так и ниже целевой границы потенциально приводит к существенным ошибкам в определении направления осей, а значит направления трещиноватости.

Проведенный в данной работе анализ чувствительности коэффициентов отражения к изменению упругих параметров двух контактирующих НТИ-сред позволяет сделать некоторый прогноз о возможности определения параметров анизотропии среды методом AVAZ-инверсии. Погрешности в задании априорной информации в верхней среде НТИ могут сказаться на результатах оценки параметров нижнего слоя. Завышение/занижение значений упругих параметров в вышележащей среде НТИ должно потенциально привести к соответствующему завышению/занижению аналогичных упругих параметров в нижележащем целевом слое. Поскольку вариации параметра $\epsilon^{(V)}$ оказывают влияние на коэффициенты отражения и, следовательно, на амплитуды отраженных волн лишь на больших удалениях от источника (углы падения волны более 30°), определение этого параметра возможно только при наличии данных об амплитудах отражений на больших удалениях. Наличие данных об амплитудах волн на средних и больших удалениях (углы падения более 15°) может быть благоприятным для определения параметра $\delta^{(V)}$. Поскольку наибольшее влияние на амплитудные зависимости практически на всех удалениях оказывает параметр анизотропии γ , именно на оценку этого параметра стоит ориентироваться в первую очередь при проведении AVAZ-инверсии.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0009.

ЛИТЕРАТУРА

Лыхин П.А., Нефедкина Т.В. Потенциал нелинейной AVOA-инверсии отраженных продольных волн для изучения трещиноватых карбонатных коллекторов нефти и газа // Технологии сейсморазведки. – № 2. – 2017. – С. 59–68.

Нефедкина Т.В., Лыхин П.А. Применимость линеаризованных аппроксимаций коэффициента отражения продольных волн для азимутального анализа амплитуд PP-отражений в анизотропных средах // Технологии сейсморазведки. – 2016. – № 4. – С. 21–32.

Нефедкина Т.В., Лыхин П.А., Дугаров Г.А. Определение упругих параметров азимутально-анизотропных сред из многоволновых AVOA-данных методом нелинейной оптимизации // Геофизические технологии. – 2018. – № 2. – С. 14–26.

Bakulin A., Grechka V., Tsvankin I. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part I: HTI model due to a single fracture set // Geophysics. – 2000a. – Vol. 65, No. 6. – P. 1788–1802.

Bakulin A., Grechka V., Tsvankin I. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part II: Fractured models with orthorhombic symmetry // *Geophysics*. – 2000b. – Vol. 65, No. 6. – P. 1803–1817.

Bakulin A., Grechka V., Tsvankin I. Estimation of fracture parameters from reflection seismic data – Part III: Fractured models with monoclinic symmetry // *Geophysics*. – 2000c. – Vol. 65, No. 6. – P. 1818–1830.

Downton J., Roure B., Hunt L. Azimuthal Fourier coefficients // *CSEG Recorder*. – 2011. – Vol. 36, No. 10. – P. 22–36.

Luo M., Evans B.J. 3D fracture assessment using AVAz and a layer-stripping approach // *Exploration Geophysics*. – 2003. – Vol. 34. – P. 1–6.

Olneva T., Semin D., Inozemtsev A., Bogatyrev I., Ezhov K., Kharyba E. and Koren Z. Improved seismic images through full-azimuth depth migration: updating the seismic geological model of an oil field in the pre-neogene base of the Pannonian Basin // *First Break*. – 2019. – Vol. 37, No 10. – P. 91–97.

Rüger, A. P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry // *Geophysics*. – 1997. – Vol. 62. – P. 713–722.

Rüger, A. Reflection coefficients and azimuthal AVO analysis in anisotropic media. Geophysical monograph series. – Tulsa, SEG, 2001. – No. 10. – 188 p.

Schoenberg, M., Protazio J. ‘Zoeppritz’ rationalized and generalized to anisotropy // *Journal of Seismic Exploration*. – 1992. – P. 125–144.

Slawinski M.A., Slawinski R.A., Brown R.J., Parkin J.M. A generalized form of Snell’s law in anisotropic media // *Geophysics*. – 2000. – Vol. 65, No. 2. – P. 632–637.

Tsvankin I. Reflection moveout and parameter estimation for horizontal transverse isotropy // *Geophysics*. – 1997. – Vol. 62, No. 2. – P. 614–629.

Vavryčuk V., Pšenčík I. PP-wavereflection coefficients in weakly anisotropic media // *Geophysics*. – 1998. – Vol. 63. – P. 2129–2141.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ДУГАРОВ Гэсэр Александрович – кандидат физико-математических наук, научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Область научных интересов: теория распространения сейсмических волн в анизотропных и поглощающих средах, эффективные модели.

БЕКРЕНЕВ Руслан Камильевич – бакалавр геологии, лаборант Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Область научных интересов: азимутальный AVO-анализ и инверсия в анизотропных средах.

НЕФЕДКИНА Татьяна Викторовна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Область научных интересов: многоволновая сейсморазведка, обменные отраженные волны, AVOA-анализ и инверсия.



ВЫЯВЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ РЕЖИМА АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА КАМБАЛЬНЫЙ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА) НА ОСНОВЕ КОРРЕЛЯЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

А.Л. Трифонов, И.Ю. Кулаков

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
Новосибирский государственный университет, 630090, ул. Пирогова, 1, Россия
e-mail: TrifonovAL@ipgg.sbras.ru*

С использованием данных сейсмических станций, установленных на вулкане Камбальный в период с июля 2018 по июль 2019, были построены наборы корреляционных функций и проведена их первичная интерпретация. Проведены работы, нацеленные на контроль качества полученных функций кросс-корреляции. Выявлены изменения частотно-амплитудных характеристик кросс-корреляционных функций на малых временах, а также смещения выявленных фаз на больших временах. Такого рода вариации характера кросс-корреляции могут указывать на наличие периодов с существенно различным характером сейсмичности и значительными вариациями механических свойств пород под вулканом. Это, в свою очередь, говорит о продолжающейся активности магматической системы вулкана Камбальный.

Поверхностные волны; шумовая томография; кросс-корреляция; сейсмическая сеть; мониторинг

IDENTIFICATION OF CHANGES IN THE ACTIVITY OF KAMBALNY VOLCANO (SOUTH KAMCHATKA) BASED ON CORRELATION OF SEISMIC NOISE

A.L. Trifonov, I.Yu. Koulakov

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
Novosibirsk State University, Pirogova Str., 1, Novosibirsk, 630090, Russia
e-mail: TrifonovAL@ipgg.sbras.ru*

Using experimental data obtained from the network of stations installed on Kambalny volcano in the period from July 2018 to July 2019, a set of correlation functions was obtained and its preliminary interpretation was carried out. Works aimed at quality control of the obtained cross-correlation functions have been performed. We have identified considerable variations of the frequency-amplitude characteristics of the cross-correlation functions at small times, as well as significant shifts of the derived phases in large correlation times. Such variations of the cross-correlation patterns may indicate the existence of distinct

time periods with different types of seismicity, as well as strong variations of mechanical properties of rocks. In turn, this might be an evidence for the ongoing activity of the magmatic system beneath the Kambalny volcano.

Surface waves; ambient noise tomography; cross-correlation; seismic network; monitoring

ВВЕДЕНИЕ

Активно развиваемые в последние годы методы, основанные на корреляции сейсмического шума (интерферометрии), позволяют решить проблему источника сейсмического сигнала для глубинных исследований [Shapiro et al., 2005; Mordret et al., 2010]. В этом случае, корреляция шума по паре станций позволяет свести задачу к случаю, когда одна из станций выступает в качестве источника, а вторая – приемника [Shapiro et al., 2004; Brenguier et al., 2007]. Таким образом, с помощью методов интерферометрии возможно создать полностью контролируруемую систему наблюдения для изучения глубинного строения изучаемого региона, в которой расположение мнимых источников определяется исключительно геометрией сети.

Анализ шума по данным, записанным в течение длительного времени, позволяет получить серию коррелограмм в отдельные периоды, на базе которых возможно с большой точностью определить вариации скорости между станциями [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006; Brenguier et al., 2008]. Такого рода мониторинг региональных структур невозможен ни с помощью землетрясений (поскольку они редко повторяются в одном месте), ни с помощью активных источников (поскольку они не обладают достаточной мощностью и требуют больших затрат). Это открывает богатые возможности для разработки относительно дешевого и чрезвычайно эффективного метода изучения вариаций сейсмических скоростей в среде на базе корреляции сейсмического шума, который, в свою очередь, может оказаться полезным для выявления предвестников вулканических извержений и крупных землетрясений [Bensen et al., 2007; Brenguier et al., 2011].

В последние годы проводится ряд исследований, направленных на использование методов интерферометрии для выявления изменений в геологических средах, связанных с различными тектоническими и вулканическими процессами. Одним из удачных примеров является выявление вариаций сейсмических скоростей в зоне разлома Сан Андреас в работе [Brenguier et al., 2008]. Аналогичное исследование по обнаружению изменений в структуре коры на базе корреляции шума выполнено для района Венчуанского землетрясения в Китае (Liu et al., 2014). С помощью повторной шумовой томографии в работе [Brenguier et al., 2014] удалось выявить понижение скорости в коре под вулканическим поясом по ходу землетрясения Тохоку в Японии в марте 2011 г., что связывают с более активным выделением флюидов, вызванным землетрясением. Метод корреляции сейсмического шума также успешно применяется для мониторинга изменений внутри вулканов. Несколько работ по выявлению вариаций сейсмической скорости во время извержений было выполнено для вулкана Ля Питон де ля Фурнез на о. Реюньон [Brenguier et al., 2008; Duputel et al., 2009]. Сезонные вариации структуры были выявлены на вулкане Мерапи (Индонезия) с использованием этого же метода [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006]. Аналогичная работа была выполнена для вулкана Руапеху в Новой Зеландии [Mordret et al., 2010].

Выделение поверхностных волн из записей шума является основным инструментом, применяемым в шумовой томографии. Изучение набора кросскорреляционных функций даже для одной пары станций дает информацию о внутренних изменениях в вулкане, что может предоставить важный материал для прогнозирования будущих извержений.

Объектом изучения настоящего исследования является Камбальная сопка (высота 2161 м.) – самый южный вулкан Камчатки. После 600 лет молчания 24 марта 2017 г. произошло сильное извержение, породившее пепловый шлейф длиной более 1000 км [Гирина и др., 2017]. Изучив литературу, мы обнаружили, что работ по геофизическому исследованию вулкана Камбальный было проведено критически мало. Лишь в 2017 г. впервые была произведена наземная геофизическая съемка методом магнитометрии [Нуждаев и др., 2017]. Больше никаких данных о глубинном строении и процессах под этим вулканом не имеется. Ближайшая постоянная сейсмическая станция Паужетка, обслуживаемая КФ ФИЦ ЕГС, была расположена в десятках километрах от вулкана и не позволяла в полной мере изучать сейсмичность, связанную с вулканической активностью. Установка временной сейсмической сети в 2018–2019 гг. открыло новые возможности для изучения процессов под вулканом. Вместе с тем, обработка сейсмических данных – это трудоемкий рутинный процесс, который занимает длительное время. По этой причине, на текущий момент пока никаких результатов с использованием этих данных не получено. Настоящая работа представляет предварительные результаты обработки этих данных, которые впервые дают сейсмологическую информацию о вулкане Камбальный.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Данные для исследования получены с сети станций, установленной на вулкане Камбальный, в период с июля 2018 по июль 2019 при участии ИНГГ СО РАН (рис. 1).

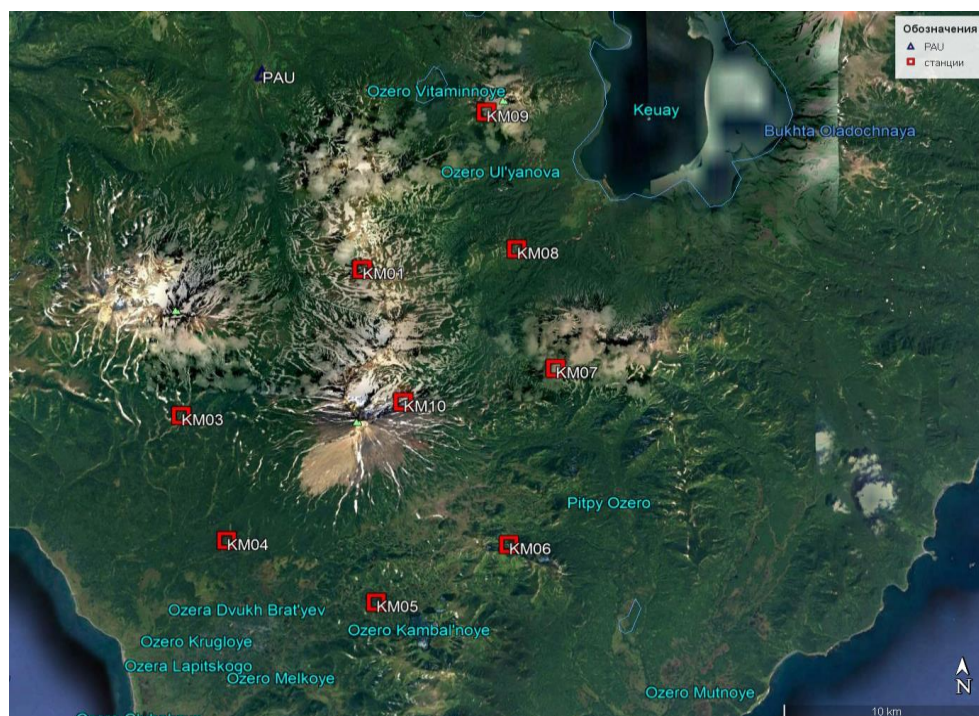


Рис. 1. Сеть станций, установленная на вулкане Камбальный. Квадраты – станции временной сети, треугольник – постоянная станция Паужетка

Всего было установлено 10 широкополосных станций, из которых одна была уничтожена медведем. Стоит отметить, что из-за различных обстоятельств, на начало сентября из строя вышли три станции, а на начало ноября сеть состояла лишь из трех станций. В качестве сенсора станции использовали Guralp CMG-6T или Guralp CMG-6TD.

ОБРАБОТКА И ИНТЕПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ

В рамках настоящего исследования был воссоздан алгоритм проведения процедур обработки данных и корреляции шума, с описанием основных этапов в работах других авторов (например, Bensen et al., 2007). Ниже приводится описание основных процедур, использованных при анализе данных.

Прежде чем приступить к выделению поверхностной волны из записей сейсмического шума, необходимо подготовить данные. Исходные записи со станций были поделены на равные временные промежутки. В нашем случае, этот промежуток составляет 30 минут. Затем все временные отрезки формировались в один файл формата «mseed», с общим временем начала записи.

Исходная запись имела высокоамплитудную низкую частоту, которая скрывала весь полезный сигнал. Поэтому к исходной записи на предварительном этапе были применены низкочастотные фильтры, позволяющие избавиться от колебаний с периодом более 10 секунд (так называемый detrending). Далее был применен полосовой фильтр с частотой пропускания в диапазоне от 0.02 до 10 Гц. Поскольку каждая станция имела особенные амплитудно-частотные характеристики, отличные от других станций, которые определенным образом искажали выполненные на ней записи, в сеймотрассы вносилась известная инструментальная поправка с целью привести сигналы к единой амплитуде. Поскольку в дальнейшем анализе рассматривается низкочастотный сигнал с частотой менее 1 Гц, для уменьшения скорости расчетов корреляционных функций, частота дискретизации сейсмических записей была уменьшена со 100 до 10 Гц.

Имея данные после первичной обработки, можно приступить к фильтрации во временной области. Чтобы минимизировать эффект от высокоамплитудного сигнала от сильных событий, сейсмические записи проходили через процедуру однобитной нормализации, которая представляет собой приведение сейсмограммы к записи, состоящей из двух значений: 1, если сигнал выше нуля и –1, если сигнал ниже нуля. Далее применялся частотный фильтр, характеристики которого определялись с помощью расчета спектра сигнала и тестовых корреляционных функций.

Для всех пар станций были построены функции кросс-корреляции как для отдельных периодов в режиме плавающего окна, так и суммарные коррелограммы для полного периода наблюдений. С целью контроля качества выполнения кросс-корреляции, полученные за весь период, функции ранжировались в зависимости от расстояния между станциями (рис. 2). Такой вид представления позволяет выявить и отбраковать результаты кросс-корреляции, для которых кажущаяся скорость распространения волны находится вне диапазона разумных значений, ожидаемых для данного региона. Такого рода результаты могут быть связаны с ошибкой в записи данных или в графе предобработки и должны быть отбракованы перед выполнением дальнейшего анализа. В нашей ситуации пики кросс-корреляций равномерно увеличиваются по времени в зависимости от расстояния между станциями, что свидетельствует о том, что полученные корреляционные функции найдены корректно.

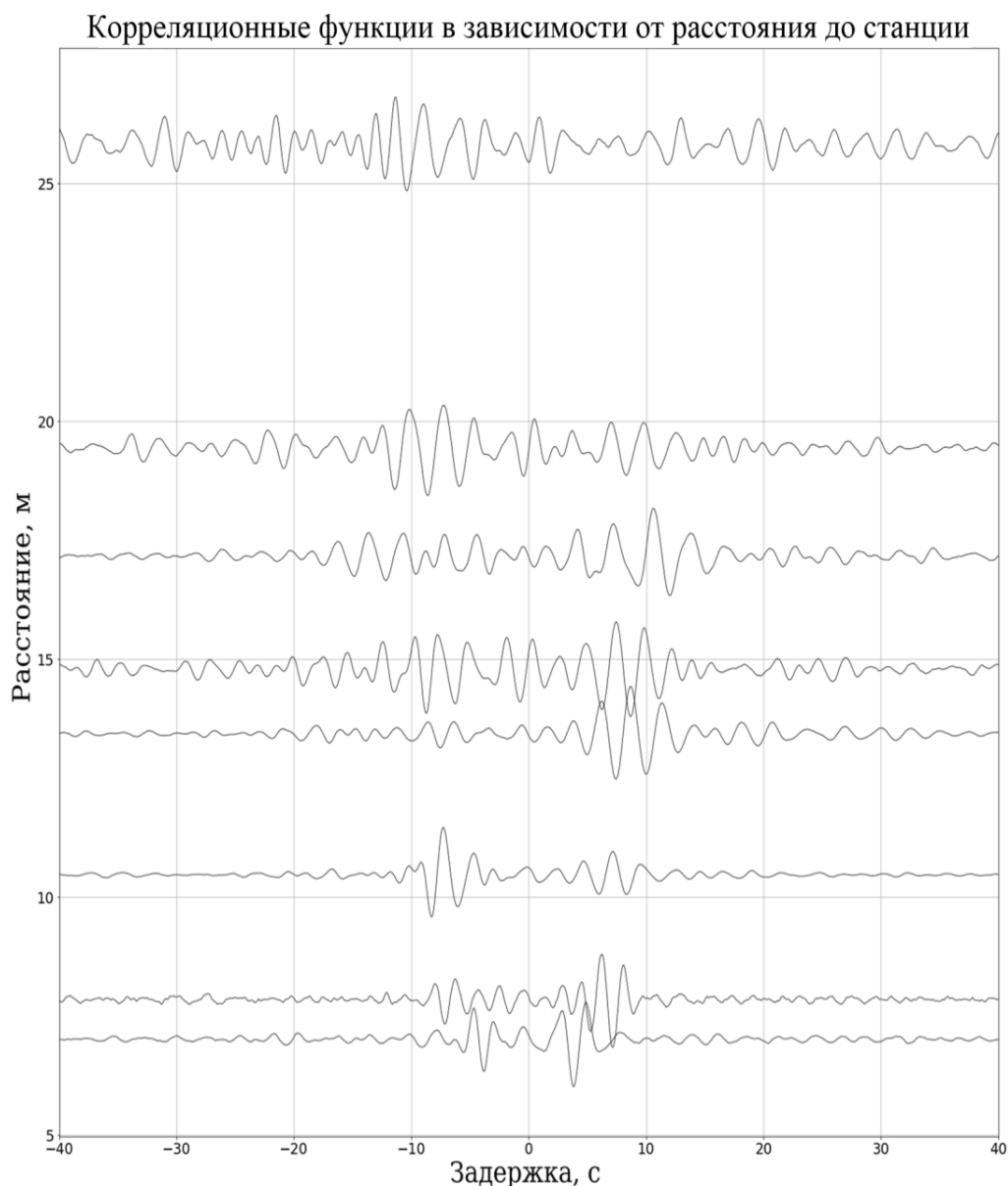


Рис. 2. Кросскорреляционные функции в зависимости от расстояния между станциями

На рис. 3 приведен пример корреляции сейсмического шума по одной паре станций КМ01 и КМ07 на вертикальной компоненте записи. В результате независимой корреляции получасовых отрезков для данной пары станций было получено 1342 функции, что соответствует, приблизительно, месяцу непрерывных данных. Просуммировав набор корреляций, была получена функция кросс-корреляции с хорошо выраженной поверхностной волной Рэлея. Время сдвига, при котором огибающая функции кросс-корреляции достигает максимума, составляет примерно 4.9 секунд. Расстояние между станциями, с учетом разницы в превышении, приблизительно равно 10.5 километров. Таким образом, скорость распространения этого максимума приблизительно равна 2.14 км/с, что соответствует ожидаемому значению групповой скорости волны Рэлея для данного региона.

Если посмотреть на набор корреляционных функций на рис. 3, то можно заметить, что поверхностная волна в положительной области, амплитудно выражена сильнее, чем в отрицательной. Это связано с тем, что основным источником поверхностных волн в данном регионе являются прибойные

волны на побережьях Камчатки. На западе от вулкана Камбальный расположено Охотское море, на востоке – Тихий океан. Поверхностная волна от более шумного Тихого океана мощнее и более постоянна в отличие от волны, приходящей с более спокойного Охотского моря, с чем и связано такое различие в амплитуде корреляционных функций.

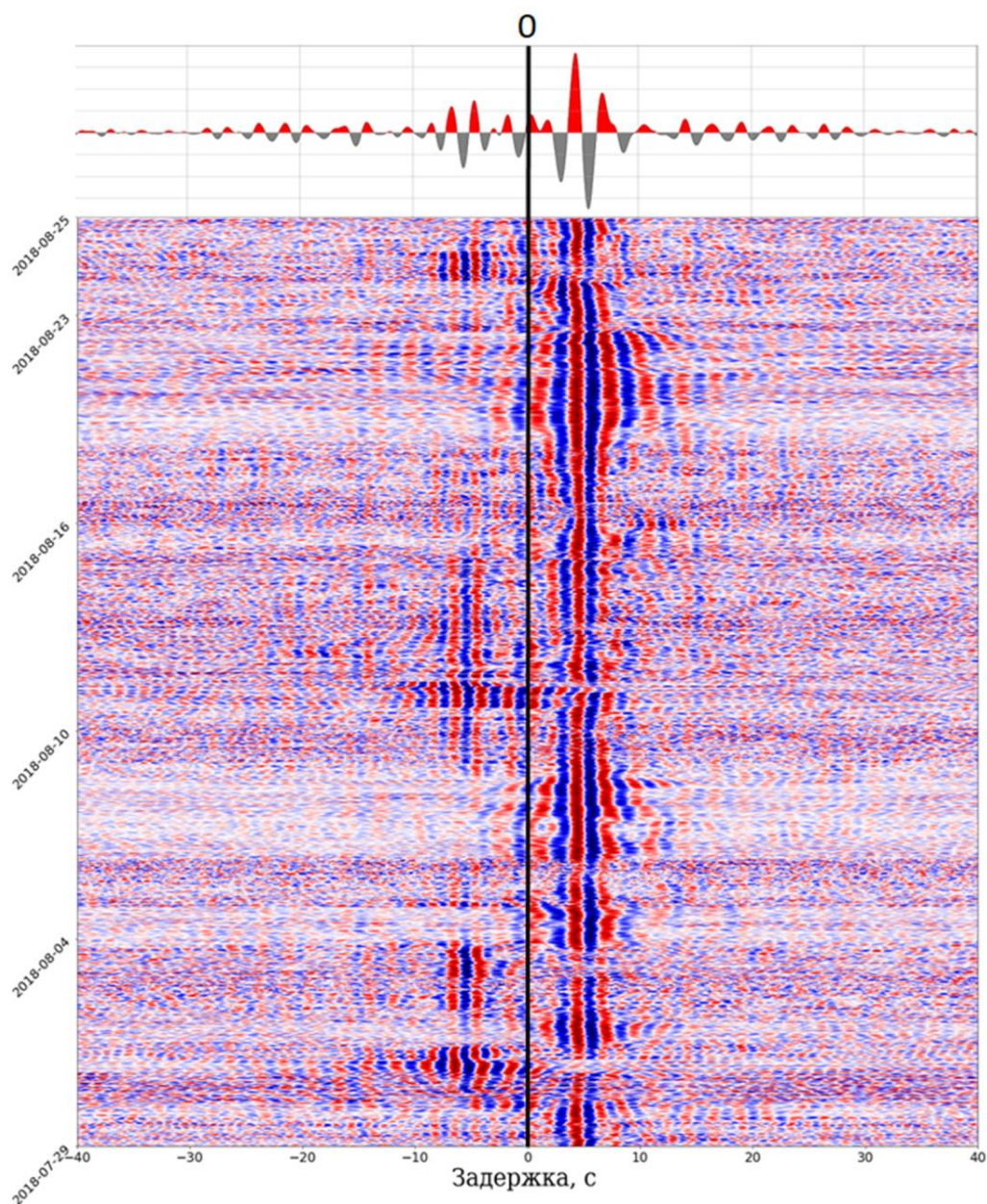


Рис. 3. Полный набор кросскорреляционных функций для пары станций КМ01 и КМ07. Снизу изображен набор корреляционных функций по получасовым интервалам в течение примерно одного месяца; сверху – суммарная кросскорреляционная функция

Для более достоверного выделения периодов сейсмической активности, набор функций кросс-корреляции был просуммирован в окне длиной 12 часов и с шагом 6 часов (рис. 4). Такое представление помогает выделить периоды, имеющие общий генезис на протяжении длительного промежутка времени. Набор состоит из 110 просуммированных кросскорреляционных функций.

Можно видеть, что на полученных функциях кросс-корреляции на малых временах наблюдается достаточно сильный регулярный сигнал. Колебания на этих участках, расположенных до прихода

высокоамплитудной волны Рэлея, можно связать с сейсмической активностью между станциями, т. е. непосредственно под вулканом. В этих участках четко прослеживаются периоды с разными частотно-амплитудными характеристиками колебаний. Области с доминирующими низкочастотными сигналами, выделенные желтым пунктиром, возможно, отражают наличие длиннопериодной сейсмичности и треморов, связанных с процессами в активной магматической камере. Интервалы, выделенные черным пунктиром, где доминирует сигнал с большей частотой, могут быть связаны с периодами наибольшего распространения вулcano-тектонических и гибридных землетрясений.

Вместе с тем, необходимо также иметь в виду, что другими факторами, оказывающими влияние на уровень коррелированного шума на малых временах, могут быть сильные штормы и другие источники сейсмического шума в областях, расположенных перпендикулярно отрезку, соединяющему станции.

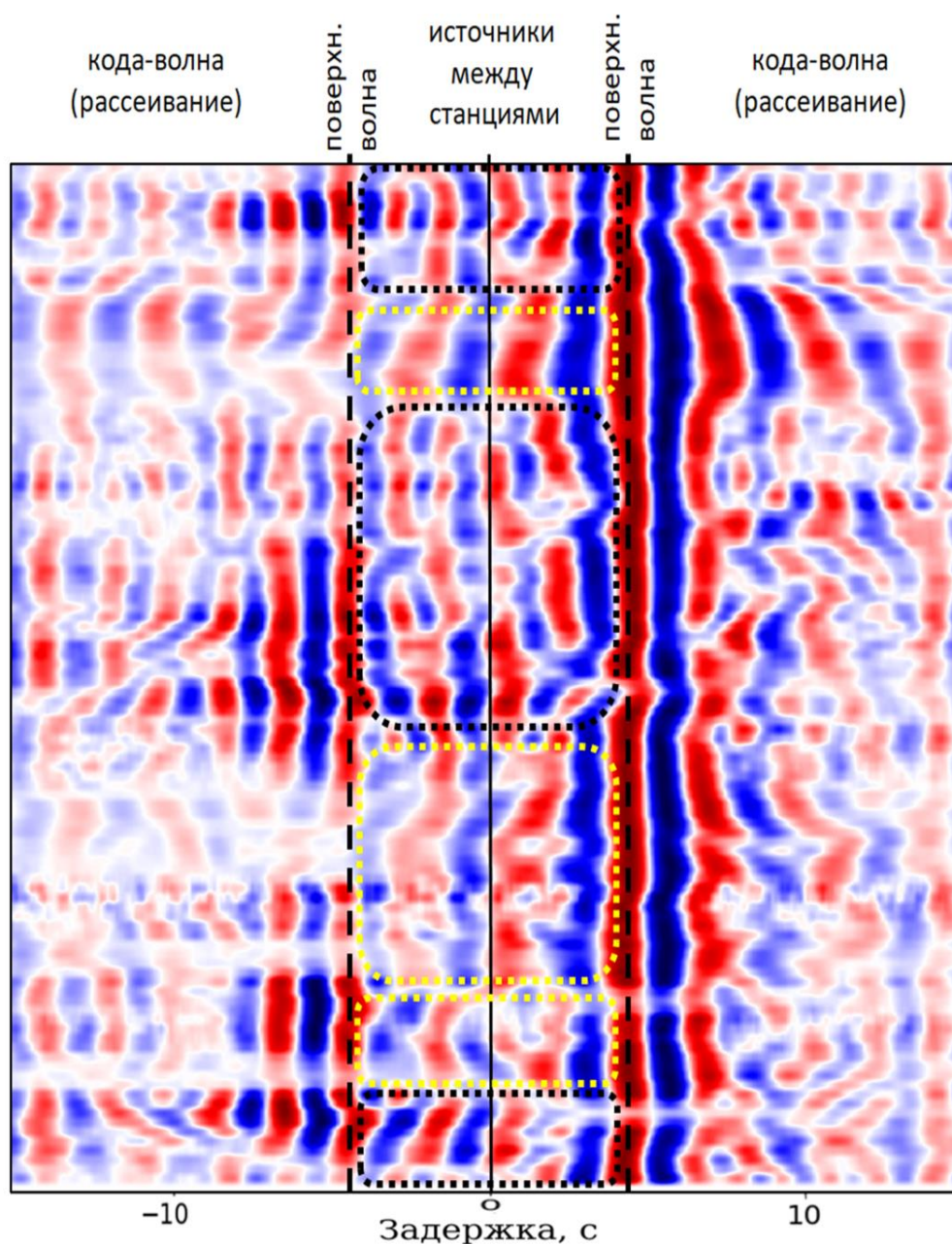


Рис. 4. Набор функций кросс-корреляции для пары станций KM01 и KM07, просуммированных в окне

На участках коррелограммы с большими временами, расположенных за пределами прихода волны Рэлея, выделяемый сигнал, по-видимому, связан с рассеянными волнами, составляющими коду волны. В этих участках также наблюдаются существенные временные вариации расположения амплитудных пиков. В некоторых случаях они существенно сдвигаются в области больших времен, причем, это происходит симметрично для положительной и отрицательной половин коррелограммы. Это может свидетельствовать о достаточно сильных изменениях в среде по ходу наблюдения, вызывающих или изменение сейсмической скорости, или расположение рассеивающих площадок. В обоих случаях такого рода быстрые вариации можно связать с изменением напряженно-деформированного состояния вулкана и миграцией флюидов в магматической системе.

Также было проведено сравнение двух наборов корреляционных функций, полученных с помощью двух пар станций, КМ01-КМ07 и КМ05-КМ10 (рис. 5). Данное изображение отчетливо показывает синхронность различных периодов, которые могут быть вызваны как внешними факторами, так и изменениями внутреннего строения вулкана.

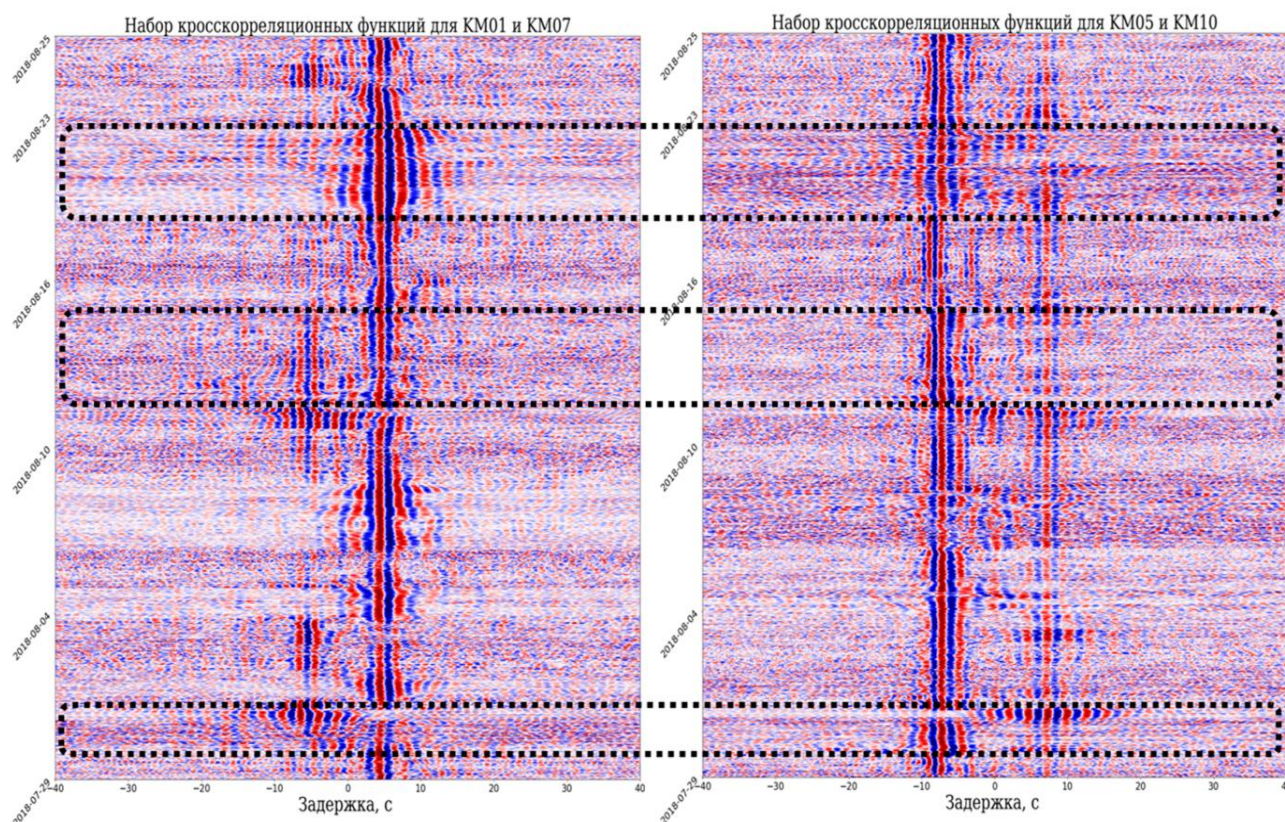


Рис. 5. Сравнение двух наборов корреляционных функций для двух пар станций

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулкан Камбальный, который извергся в 2017 г., до настоящего момента практически не был изучен геофизическими методами. Наше исследование, основанное на данных сейсмической сети, установленной в 2018 г., является первым шагом к решению задачи по построению модели глубинного

строения этого вулкана. Вместе с тем, полученные в данной работе предварительные результаты корреляции сейсмического шума, неожиданно для нас позволили выявить некоторую важную информацию о процессах внутри постройки вулкана.

Выполнение процедуры кросс-корреляции сейсмического шума по парам станций за весь период наблюдения позволило выделить достаточно надежную волну Рэлея, которая наблюдается как на отрицательной, так и положительной частях коррелограммы. Это важно для обоснования проведения дальнейших работ по построению дисперсионных кривых поверхностных волн и выполнения на их основе томографии. Важной особенностью является то, что надежные регулярные сигналы выделяются и без суммирования на длительном участке времени: взаимно согласованные фазы наблюдаются даже при проведении корреляции по коротким участкам длиной 30 минут. Это говорит о высоком качестве данных и надежности выделения полезного сигнала. Главным образом, это связано с высоким уровнем фонового (в данном случае, полезного) шума, идущего от достаточно близких к вулкану западного и восточного побережий Камчатки.

Регулярные особенности выявлены на участках малых времен коррелограмм, где наблюдается чередование периодов с высоко- и низкочастотными колебаниями. Поскольку эти колебания находятся вблизи нулевого времени корреляции, они могут быть связаны с источниками шума, расположенными между станциями, т. е. внутри постройки вулкана. Можно предположить, что низкочастотные участки отражают периоды с доминирующими треморами и низкочастотными событиями, что, в свою очередь, может иметь отношение к перемещению магмы в канале под вулканом. С другой стороны, высокочастотный сигнал, доминирующий в отдельные периоды времени, может свидетельствовать о наличии вулcano-тектонических и гибридных землетрясений, связанных с хрупкими разрушениями в постройке вулкана. Такого рода процессы наблюдаются при наличии быстрого перемещения флюидов в магматической системе и дегазации.

На больших временах кросс-корреляции, расположенных за пределами участка прихода поверхностной волны Рэлея, также наблюдаются регулярные фазы, которые могут являться проявлениями кода-волны и порождаться рассеиванием сейсмического сигнала внутри постройки вулкана. Можно видеть, что такого рода фазы прослеживаются достаточно регулярно на всем периоде наблюдения. Вместе с тем на некоторых участках наблюдается достаточно сильный сдвиг этих фаз в сторону увеличения или уменьшения времени. При этом эти сдвиги выглядят синхронно на левой и правой половине коррелограммы. Это говорит о том, что такого рода вариации могут отражать изменения физических свойств пород внутри вулкана. Например, это может быть связано с существенными изменениями сейсмической скорости или геометрии рассеивающих площадок в среде. В обоих случаях такого рода вариации могут быть связаны с быстрой миграцией флюидов и дегазацией, которые могут значительно менять физические свойства пород внутри постройки вулкана.

На данном этапе интерпретация результатов анализа сейсмического шума производится на качественном уровне. Надо также иметь в виду, что на основании имеющихся данных пока достаточно трудно разделить внешние и внутренние факторы, оказывающие влияние на различные участки коррелограмм. Более точная информация будет получена после проведения шумовой томографии, которая позволит выявить основные особенности строения постройки вулкана Камбальный.

ЛИТЕРАТУРА

Гирин О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нуждаев А.А. Первое историческое извержение вулкана Камбальный // Во все концы достигнет россов слава: Материалы XXXIV Крашенинниковских чтений. – Петропавловск-Камчатский: ККНБ им. С.П. Крашенинникова, 2017. – С. 260–261.

Нуждаев И.А., Феофилактос С.О., Денисов Д.К. Магнитометрические исследования на геотермальных месторождениях Южной Камчатки // Материалы девярых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. – С. 310–314

Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophysical Journal International*. – 2007. – Vol. 169, No. 3. – P. 1239–1260. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.

Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Nercessian A., Ferrazzini V. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations // *Geophysical Research Letter*. – 2007. – Vol. 34, Article L02305, doi:10.1029/2006GL028586.

Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Ferrazzini V., Duputel Z., Coutant O., Nercessian A. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise // *Nature Geoscience*. – 2008. – Vol. 1, No. 2. – P. 126–130.

Brenguier F., Clarke D., Aoki Y., Shapiro N.M., Campillo M., Ferrazzini V. Monitoring volcanoes using seismic noise correlations // *Comptes Rendus Geoscience*. – 2011. – Vol. 343, Issues 8–9. – P. 633–638. doi:10.1016/j.crte.2010.12.010.

Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N.M., Briand X., Emoto K., Miyake H. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // *Science*. – 2014. – Vol. 345, Issue 6192. – P. 80–82, doi:10.1126/science.1254073.

Duputel Z., Ferrazzini V., Brenguier F., Shapiro N., Campillo M., Nercessian A. Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2009. – 184 (1–2). – P. 164–173, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.11.024.

Mordret A., Jolly, A. D., Duputel Z., Fournier N. Monitoring of phreatic eruptions using interferometry on retrieved cross-correlation function from ambient seismic noise: Results from Mt. Ruapehu, New Zealand // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2010. – Vol. 191, No. 1. – P. 46–59.

Liu Z., Huang J., Peng Z., Su J. Seismic velocity changes in the epicentral region of the 2008 Wenchuan earthquake measured from three-component ambient noise correlation techniques // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41, Issue 1. – P. 37–42, doi:10.1002/2013GL058682.

Sens-Schönfelder C., Wegler U. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – Vol. 33, Issue 21, Article L21302, doi:10.1029/2006GL027797.

Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – Vol. 31, Issue 7, Article L07614, doi:10.1029/2004GL019491.

Shapiro N.M., Campillo M.H., Stehly L., Ritzwoller M.H. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. – 2005. – Vol. 307. – P. 1615–1618.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ТРИФОНОВ Александр Леонидович – инженер лаборатории сейсмической томографии ИНГГ СО РАН. Область научных интересов: поверхностные волны, шумовая томография.

КУЛАКОВ Иван Юрьевич – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией сейсмической томографии ИНГГ СО РАН, член корреспондент РАН. Область научных интересов: сейсмическая томография, строение магматических систем под вулканами.



СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В.А. Конторович

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
e-mail: KontorovichVA@ipgg.sbras.ru*

Анализ сейсмических разрезов по морю Лаптевых показал, что в западной части акватории развит осадочный бассейн, мощность платформенных отложений в котором составляет 15–20 км. Выполнена комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов по континентальной окраине Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых, проведено сопоставление сейсмогеологических моделей осадочных комплексов на континенте и в море, выполнен анализ гравитационных и магнитных аномалий. Результаты исследований показали, что западная часть моря Лаптевых в геологическом плане представляет собой северное продолжение Сибирской платформы. Перспективы нефтегазоносности этой части акватории будут связаны с верхнепротерозойско-среднепалеозойскими карбонатными отложениями и пермско-мезозойскими терригенными осадочными комплексами.

Шельф; сейсмический разрез; волновые и потенциальные поля; сейсмокомплекс; осадочный чехол; фундамент; Море Лаптевых; Сибирская платформа; Хатангский залив

SEISMOGEOLOGICAL CHARACTERISTICS, MODEL OF GEOLOGICAL STRUCTURE AND OIL AND GAS POTENTIAL OF THE LAPTEV SEA SHELF

V.A. Kontorovich

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
e-mail: KontorovichVA@ipgg.sbras.ru*

Analysis of seismic cross sections in the Laptev Sea showed that a sedimentary basin is developed in the western part of the water area, the thickness of platform deposits in which is 15–20 km. A complex interpretation of geological and geophysical materials on the continental margin of the Siberian platform and the Laptev Sea water area was carried out, seismogeological models of sedimentary complexes on the continent and in the sea were compared, and gravity and magnetic anomalies were analyzed. The research results showed that the western part of the Laptev Sea, in geological terms, is a northern continuation of the Siberian platform. The oil and gas potential of this part of the water area will be associated with the Upper Proterozoic-Middle Paleozoic carbonate deposits and Permian-Mesozoic terrigenous sedimentary complexes.

Shelf, seismic cross-section, wave fields, seismic complex, sedimentary cover, basement; Laptev Sea, Siberian Platform, Khatanga Bay

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время все большее внимание геологов, геофизиков, нефтяников и газовиков привлекают арктические регионы Сибири и шельфы северных морей. В Западной Сибири вводятся в разработку месторождения, расположенные на побережье Карского моря на п-вах Ямал и Гыданский. На Сибирской платформе целенаправленные нефтепоисковые работы проводятся на северо-востоке Красноярского края и северо-западе республики Саха (Якутия) на побережье моря Лаптевых. В 2013 г. в Хатангском заливе в непосредственной близости от о. Бегичев компанией «Роснефть» открыто первое в этом регионе промышленно-значимое Центрально-Ольгинское месторождение, залежь нефти на котором сконцентрирована в пермских песчаных резервуарах. Одновременно выполнены региональные сейсморазведочные работы МОГТ в акваториях Карского моря и моря Лаптевых.

По результатам геолого-экономической оценки, выполненной специалистами ИНГГ СО РАН под руководством академика А.Э. Конторовича, уже во второй половине XXI в. главные центры добычи углеводородов в России переместятся на шельфы арктических морей, где начальные ресурсы нефти, газа и конденсата составляют порядка 140 млрд тонн [Конторович, 2010; Конторович и др., 2015].

Настоящая работа, выполненная на базе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов, посвящена построению модели геологического строения моря Лаптевых, в пределах которого не пробурено ни одной глубокой скважины.

Несмотря на то что большинство специалистов высоко оценивает перспективы нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых, взгляды на геологическое строение этой акватории отличаются кардинально. Многие исследователи считают, что западная и центральная части шельфа моря Лаптевых в геологическом плане являются продолжением древней Сибирской платформы, и на этой территории развиты как древние, так и молодые платформенные осадочные комплексы от рифея до кайнозоя [Виноградов и др., 1976; Виноградов, 1984; Иванова и др., 1989; Ким, 2011].

Другая группа специалистов придерживается принципиально иной точки зрения и полагает, что в акватории осадочный чехол сложен верхнемеловыми кайнозойскими отложениями, залегающими на раннекиммерийском фундаменте [Roeser et al., 1995; Drachev et al., 1998; Hinz et al., 1998; Дараган-Суцова и др., 2010].

Адекватность модели геологического строения акватории напрямую предопределяет и кондиционность оценки ее перспектив. В случае если в этом регионе платформенные отложения представлены верхним мелом и кайнозоем, перспективы нефтегазоносности акватории будут связаны исключительно с терригенными породами – песчаными резервуарами, перекрытыми глинистыми флюидоупорами.

В случае если в акваторию моря Лаптевых продолжают комплексы Сибирской платформы, интерес в отношении нефтегазоносности будут представлять рифей-среднепалеозойские преимущественно карбонатные отложения и пермско-мезозойские терригенные осадочные комплексы.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Учитывая, что на шельфе моря Лаптевых не пробурено ни одной глубокой скважины, информацию о геологическом строении этой акватории несут исключительно геофизические, в первую очередь, сейсмические материалы и данные по структурам складчатого обрамления Лаптевоморского бассейна и континентальной окраине Сибирской платформы.

В настоящее время в западной части моря Лаптевых отработано 7150 км современных региональных сейсмических профилей МОГТ. Работы были выполнены в рамках четырех проектов: проект L 2007 г, проект РТ, проект м. Лаптевых 2005 г. и проект Южморгео 2012 г. (рис. 1).

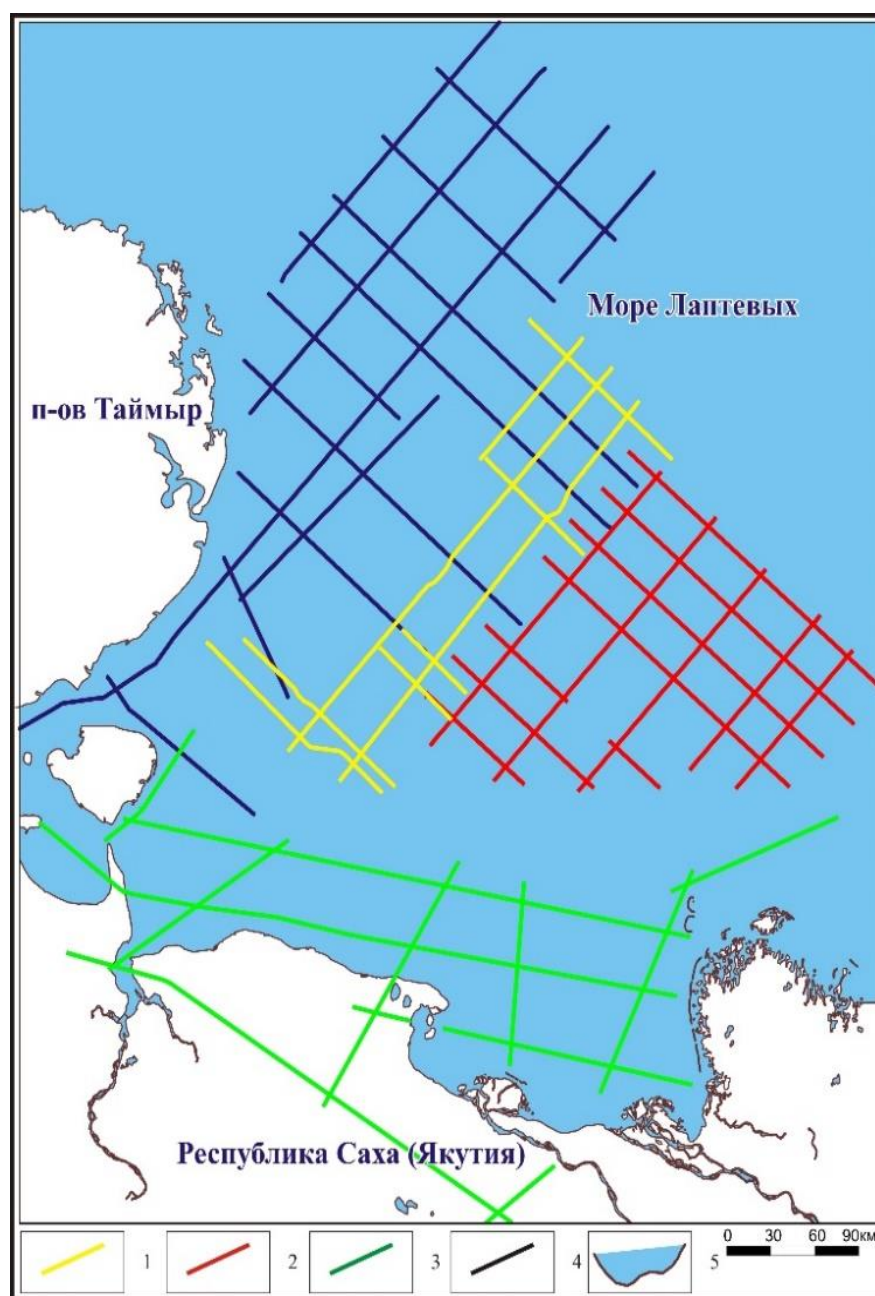


Рис. 1. Схема изученности моря Лаптевых сейсморазведкой МОГТ: 1 – профили L 2007 г., 2 – профили м. Лаптевых 2005 г., 3 – профили Южморгео 2012 г., 4 – профили РТ, 5 – береговая линия

Анализ сейсмических материалов позволяет констатировать, что они характеризуются разным, в ряде случаев невысоким качеством: сейсмические материалы проектов РТ и L характеризуются хорошим и удовлетворительным качеством, проект 2005 г. – удовлетворительным качеством, проект Южморгео 2012 г. (транзитная зона) – низким качеством (табл. 1).

Несмотря на разное качество сейсмических материалов, по имеющимся данным, в акватории моря Лаптевых удается достаточно надежно проследить серию опорных отражающих горизонтов и четко отделить фундамент, характеризующийся на временных разрезах хаотическим рисунком сейсмической записи, от платформенных отложений осадочного чехла, в пределах которого выделяется серия сейсмогеологических комплексов.

Таблица 1

Объем и качество сейсмического материала Лаптевоморской ПНГО

Проект	Кол-во проф	Длина проф	Качество материалов
пр L 2007	9	1113.45	Хорошее, удовлетворительное
пр Море Лаптевых 2005	16	1959.63	Удовлетворительное
пр Южморгео 2012	14	1832.19	Низкое
пр РТ	13	2248.41	Хорошее, удовлетворительное
Всего	52	7153.68	

Анализ временных разрезов однозначно свидетельствует о том, что в акватории моря Лаптевых получила развитие мощная толща осадочных платформенных отложений [Конторович и др., 2020]. В западной части акватории в депрессионных зонах значения времен приуроченного к кровле фундамента отражающего горизонта F достигают 8000 мс, максимальная мощность накопившихся осадков при средних скоростях распространения продольных сейсмических волн 4000–5000 км/с составляет 16–20 км.

При этом в разрезе осадочного чехла выделяются пять сейсмогеологических комплексов, контролируемых надежно прослеживаемыми отражающими сейсмическими горизонтами – сейсмическими реперами, условно проиндексированными S₁–S₅. В основании платформенных отложений выделен отражающий горизонт F, приуроченный к подошве платформенных отложений – кровле фундамента (рис. 2). На шельфе моря Лаптевых все платформенные сейсмокомплексы залегают квазипараллельно, а рельефы контролирующих комплексы отражающих горизонтов постепенно выполаживаются вверх по разрезу. В направлении Таймырской складчатой области мощности сейсмокомплексов постепенно сокращаются, и они последовательно (снизу-вверх) выклиниваются на складчатые сооружения Таймыра (рис. 3).

Выше было отмечено, что в настоящее время существуют две принципиально отличающиеся точки зрения на геологическое строение западной части моря Лаптевых:

1. Продолжение древней Сибирской платформы; фундамент – архейско-протерозойский; осадочный чехол – рифей-кайнозой.

2. Фундамент позднекайнозойский; осадочный чехол – верхнемеловые и кайнозойские отложения.

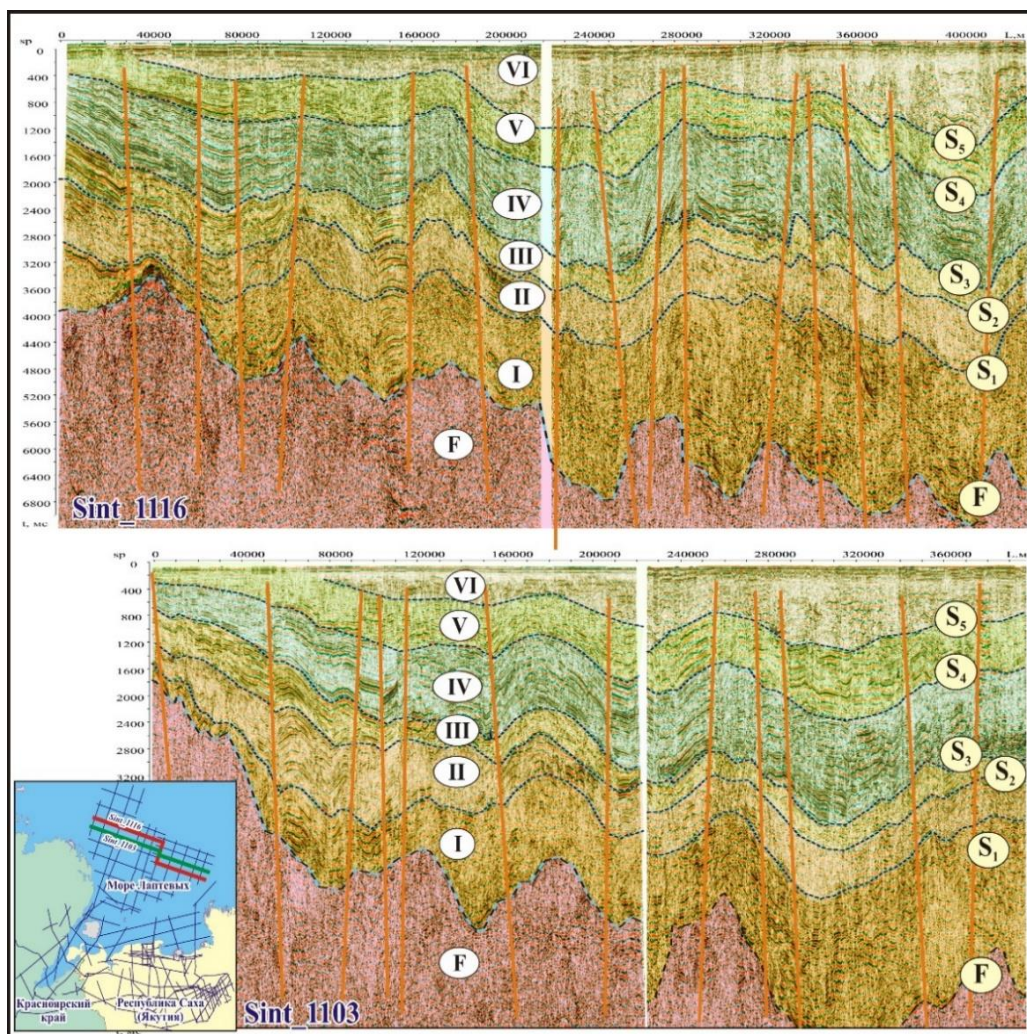


Рис. 2. Сейсмогеологическая характеристика шельфа моря Лаптевых

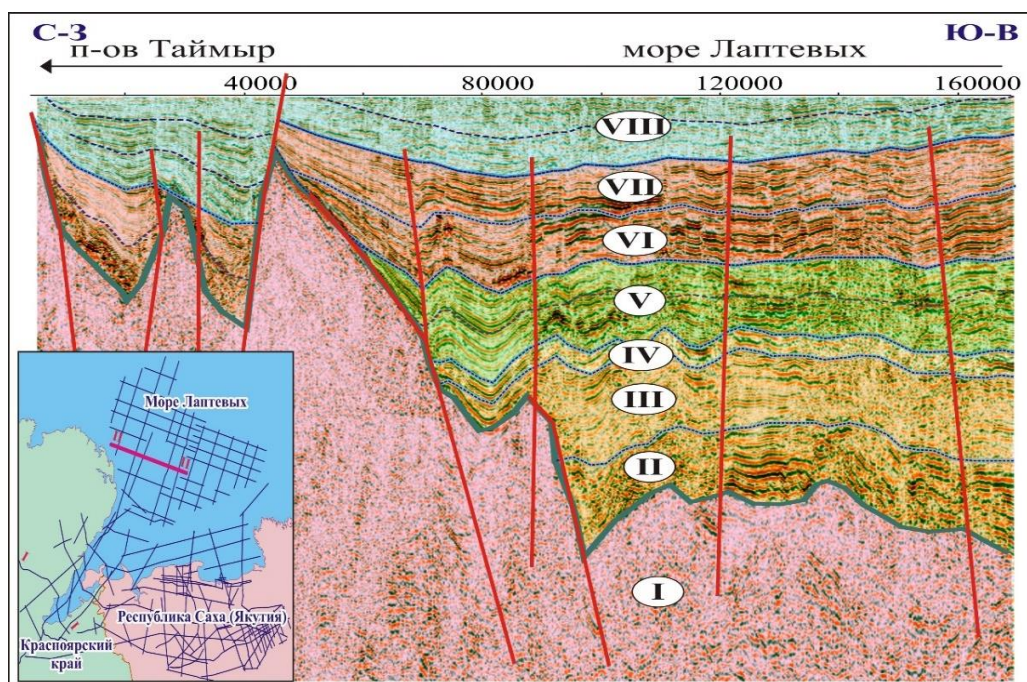


Рис. 3. Характер выклинивания сейсмокомплексов на складчатые сооружения Таймыра

Предварительный анализ имеющихся сейсмических материалов не позволяет однозначно ответить на вопрос, какая из этих точек зрения верна.

На континентальной окраине Сибирской платформы, где пробурено большое количество глубоких скважин, на временных сейсмических разрезах в осадочном чехле выделяется 5 регионально-развитых сейсмогеологических мегакомплексов: рифейский, вендский, палеозойский, пермский и мезозойский, которые в кровле и подошве контролируются сейсмическими реперами [Конторович и др., 2013, 2019a] (рис. 4).

В то же время характер сейсмической записи на временных разрезах позволяет сделать вывод о том, что Хатангско-Ленский (Северо-Сибирский) и Лаптевоморский бассейны разделены контрастным выступом фундамента, характеризующимся хаотическим характером волнового поля, который не позволяет однозначно стратифицировать сейсмокомплексы, выделяемые на морских разрезах. В тектоническом плане этот выступ выделен в качестве надпорядковой положительной структуры Береговой гряды, которая протягивается от восточной части полуострова Таймыр вдоль всего побережья до дельты р. Лена и Верхоянской складчатой области.

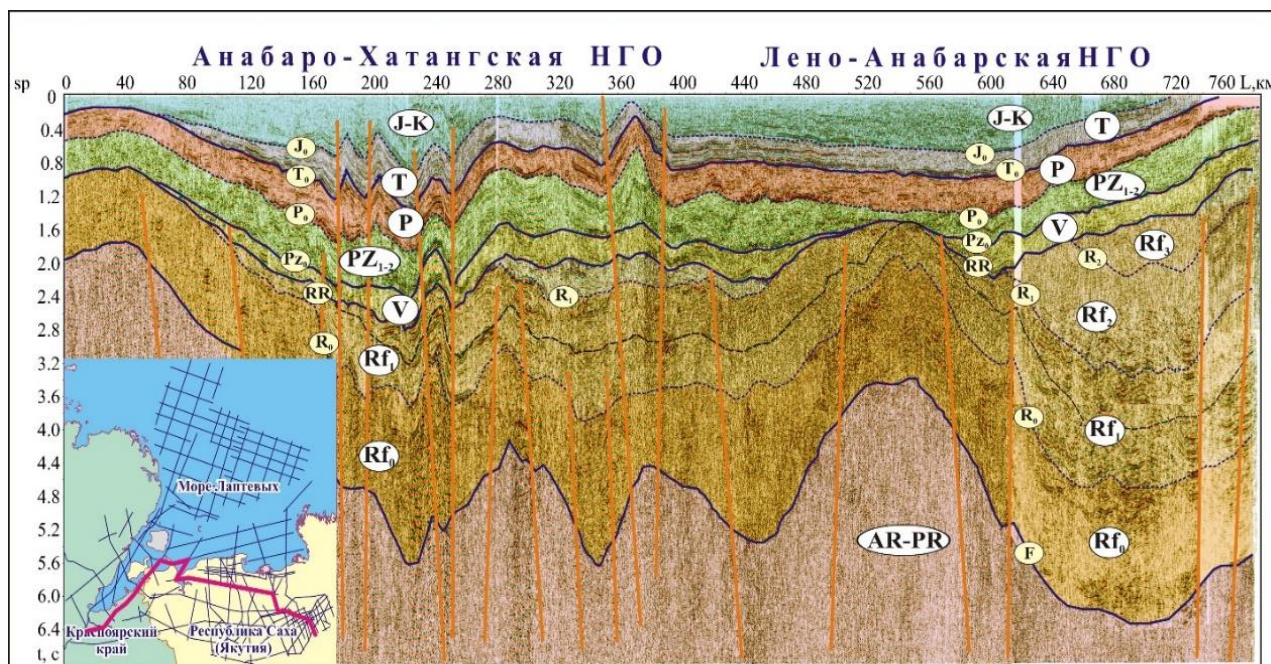


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по региональному композитному профилю Reg_3 (Анабаро-Хатангская, Лено-Анабарская НГО) [Конторович и др., 2019б]

На рис. 5 приведены два варианта интерпретации регионального композитного временного разреза по профилю, пересекающему Хатангский залив, который в геологическом плане расположен на севере Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, и уходящему в акваторию моря Лаптевых. Оба варианта интерпретации волновых полей, вероятно, имеют право на существование. Первый вариант предполагает продолжение Сибирской платформы в море, в рамках второго варианта прогнозируется развитие на шельфе моря Лаптевых независимого осадочного бассейна, в котором развиты принципиально иные осадочные комплексы с неясной, возможно, верхний мел-кайнозойской, датировкой.

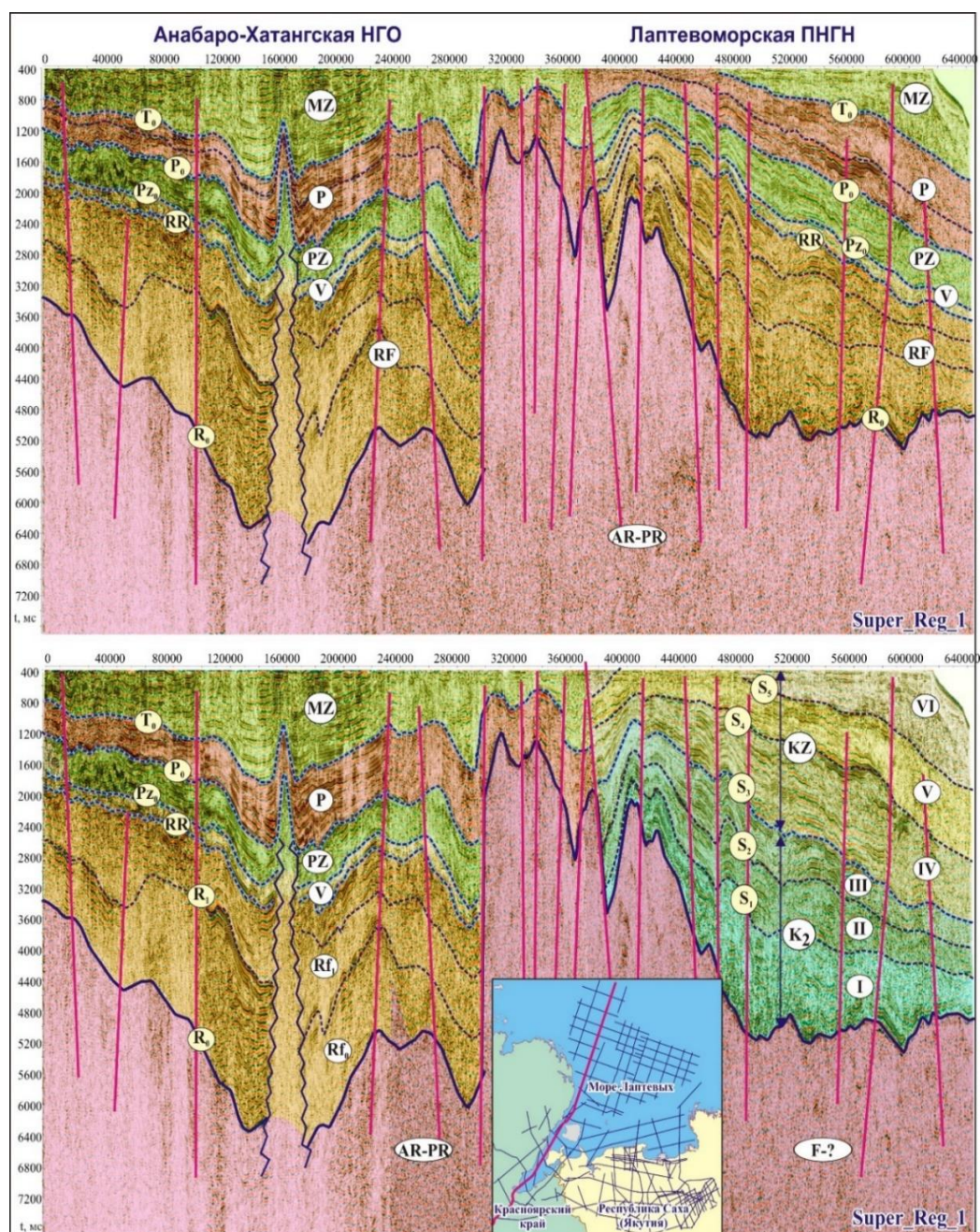


Рис. 5. Варианты интерпретации сейсмического разреза по профилю Sup_Reg_1 (Сибирская платформа-море Лаптевых)

К ВОПРОСУ СТРАТИФИКАЦИИ ОСАДЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Несмотря на приведенные выше данные, выполненный в ИНГГ СО РАН комплексный анализ геолого-геофизических материалов, позволяет с большой степенью вероятности утверждать, что на шельфе моря Лаптевых получило развитие продолжение Сибирской платформы.

В качестве обоснования этого тезиса приведем следующие аргументы:

1. Волновые поля, толщины сейсмокомплексов. Анализ сейсмических материалов по Хатангско-Ленскому междуречью и шельфу моря Лаптевых позволяет отметить их существенное подобие. На рис. 6 приведен сейсмогеологический разрез по профилю, пересекающему Сибирскую платформу, Береговой выступ фундамента и шельф моря Лаптевых. Анализ волновых полей на платформе и в море

позволяет отметить их практически полную идентичность. Ниже приведен сейсмогеологический разрез с вырезанной Береговой грядой, в который вошли фрагменты разреза по западной и восточной частям профиля. Здесь сейсмокомплексы на континенте и в море стыкуются практически идеально.

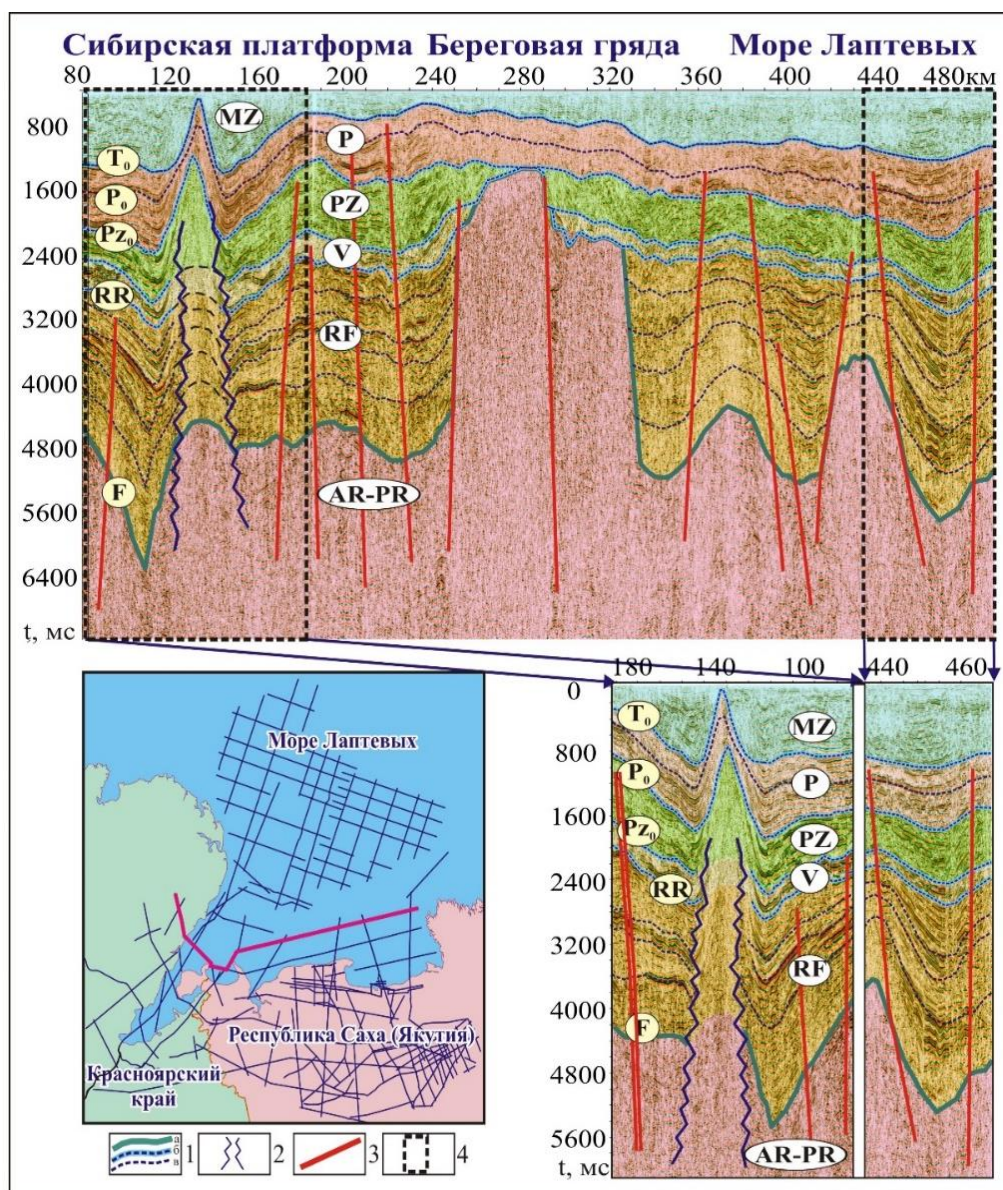


Рис. 6. Сопоставление волновых полей в Арктических регионах Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых: 1 – сейсмические горизонты: а – кровля фундамента, б – опорные, в – дополнительные, 2 – соляные купола, 3 – разломы, 4 – сшитые фрагменты сейсмических разрезов

В рамках проведенных исследований также была построена структурная карта по кровле фундамента, анализ которой показал, что к югу и северу от Береговой гряды временная мощность и толщина платформенных отложений практически одинаковы. В обоих бассейнах максимальная мощность платформенных отложений составляет 15–20 км. Очевидно, что волновые поля в разновозрастных бассейнах, имеющих разное геологическое строение, могут быть похожи. В то же время, практически одинаковые мощности платформенных отложений и сейсмокомплексов на континенте и на шельфе и подобие рисунков сейсмической записи сложно отнести к случайным.

2. Темпы осадконакопления. В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, которая погружалась на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, средняя мощность осадочного чехла, формировавшегося на протяжении 250 млн лет (триас-кайнозой), в среднем составляет 3500 м (темпы осадконакопления – 15 м/млн л); на севере бассейна, где толщина осадочного чехла в депрессионных зонах достигает 8000–8500 м, темпы осадконакопления составляют 30 м/млн л.

На севере Сибирской платформы толщина платформенных венд-мезозойских отложений, вскрытых скважинами не превышает 3000 м, по сейсмическим данным достигает 5000 м. Очевидно, что этот регион, в котором за историю формирования отложений осадочного чехла существовала серия размывов не является классическим для понимания скоростей формирования осадков. Тем не менее максимальные темпы осадконакопления здесь составляют 5–8 м/млн л.

В случае, если весь осадочный чехол моря Лаптевых сложен позднемеловыми и кайнозойскими осадками, то большие мощности платформенных отложений (15–20 км) предполагают не просто высокие, а чрезвычайно высокие темпы осадконакопления – 150–200 м/млн л. Сложно объяснить такие скорости осадконакопления (в 5 раз выше, чем на севере Западной Сибири; в 15 раз выше, чем на сопредельных территориях Сибирской платформы). При этом абсолютно неясно какие области могли служить источниками сноса для формирования столь мощной толщи осадков.

3. Потенциальные поля. В качестве основной причины формирования мощных толщ верхнемеловых и кайнозойских осадков в западной части моря Лаптевых чаще всего приводится кайнозойский рифтогенез. Формирование рифтовых систем, как правило, сопровождается образованием протяженных глубинных разломов, которые находят отражение в потенциальных полях в виде линейных аномалий повышенных значений гравитационного и, особенно, магнитного полей. В западной части моря Лаптевых такие аномалии не выделяются (рис. 7).

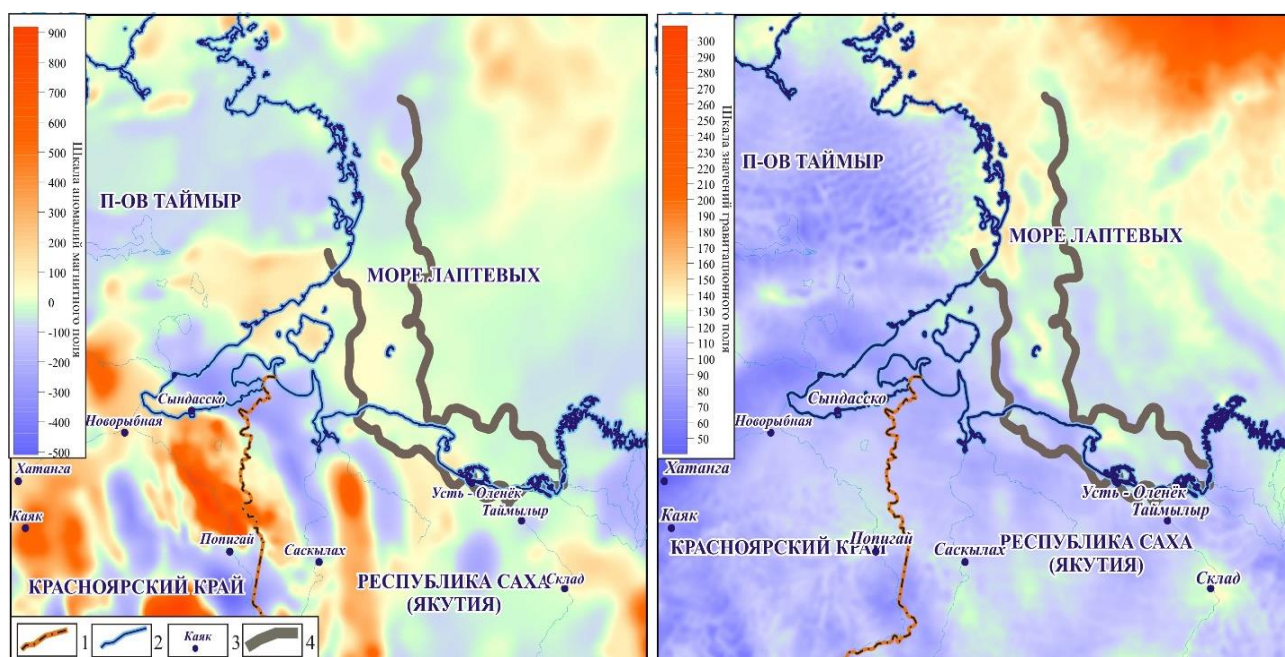


Рис. 7. Карты потенциальных полей (континентальная окраина Сибирской платформы, шельф моря Лаптевых): 1 – административные границы, 2 – береговая линия, 3 – населенные пункты, 4 – Береговая гряда

В акватории моря Лаптевых высокие значения гравитационного и магнитного полей выделяются только на северо-востоке, в зоне, где происходит резкое региональное погружения дна моря. Что касается обеспеченной сейсмикой западной части моря Лаптевых, то здесь фиксируются фоновые значения, такие же как на континентальной окраине Сибирской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа посвящена анализу геологического строения моря Лаптевых, которое является одной из наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности акваторий Арктической зоны России. В настоящее время не существует единой точки зрения на геологию этого региона и однозначное, окончательное решение этого вопроса может быть получено только после бурения первой глубокой скважины. В то же время результаты проведенных исследований позволяют с большой степенью вероятности утверждать, что западная часть моря Лаптевых в геологическом плане представляет собой северное продолжение Сибирской платформы, и в этой части акватории осадочный чехол, сложенный верхнепротерозойско-кайнозойскими отложениями, залегает на архейско-протерозойском фундаменте.

Анализ сейсмических материалов показал, что в северной части Хатангского залива получил развитие крупный выступ фундамента, который не позволяет проследить надежно стратифицированные на континенте сейсмогеологические комплексы в море Лаптевых.

В этой ситуации в рамках проведенных исследований была осуществлена попытка пройти в акваторию с востока из Лено-Анабарского прогиба от дельты р. Оленек (рис. 8).

Качество сейсмических материалов в транзитной зоне не позволяет говорить об однозначной корреляции отражающих горизонтов. Тем не менее, в рамках выполненной интерпретации, все рифей-мезозойские континентальные сейсмогеологические комплексы прослеживаются в акваторию моря Лаптевых, и вдоль линии профиля мощность платформенных отложений существенно возрастает.

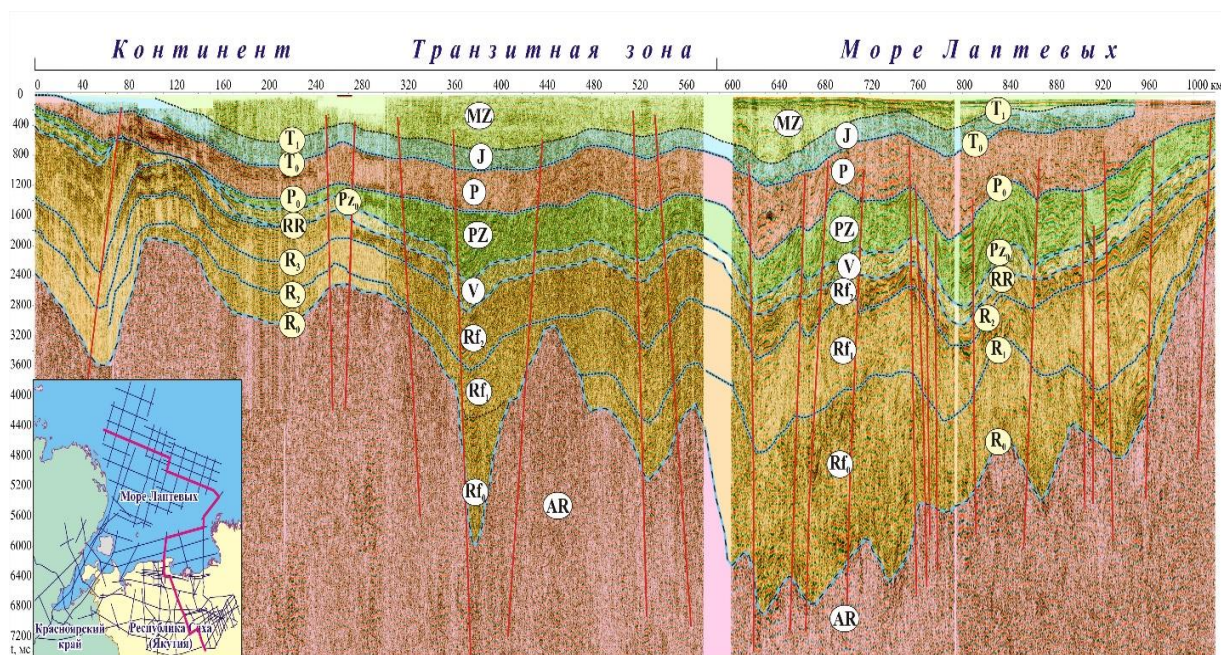


Рис. 8. Временной сейсмогеологический разрез по региональному композитному профилю Super_Reg_5

В рамках предложенной модели геологического строения шельфа моря Лаптевых перспективы нефтегазоносности акватории будут связаны с карбонатами рифея, венда, кембрия и среднего палеозоя, а также с терригенными комплексами перми и триаса.

Работа выполнена в рамках проектов НИР ИНГГ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ Ресурсы Арктики, проект 18-05-70105.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов В.А. Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики. –Л.: Недра, 1984. – С. 51–60.

Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н. Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Советская геология. – 1976. – № 9. – С. 23–38.

Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Рукавишникова Д.Д. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 41. – С. 5–16.

Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. – 1989. – Т. 29, Вып. 5. – С.789–795.

Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонов Л.Я. Осадочный чехол моря Лаптевых и его нефтегазовый потенциал // Геология нефти и газа. – 2011. – № 6. – С. 116–131.

Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Малышев Н.А., Прищепа О.М., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 7–17.

Конторович А.Э. Пути освоения ресурсов нефти и газа российского сектора Арктики // Вестник РАН. – 2015. – Т. 85, № 5–6. – С. 420–430.

Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Малышев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 1253-1274.

Конторович В.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Соловьев М.В. Сейсмогеологические модели и нефтегазоносность осадочных комплексов в арктических регионах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Анабаро-Хатангская, Лено-Анабарская НГО) // Геология нефти и газа. – 2019а. – № 5. – С. 39–50.

Конторович В.А., Калинина Л.М., Калинин А.Ю., Соловьев М.В. Структурно-тектоническая характеристика и перспективы нефтегазоносности Анабаро-Хатангской седловины (Хатангский залив моря Лаптевых и прилегающие территории) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019б. – Т. 14, № 3. – С. 1–18.

Конторович В.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Соловьев М.В. Геологическое строение и

сейсмогеологическая характеристика континентальной окраины Сибирской платформы и шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2020. – Т. 15, № 4, http://www.ngtp.ru/rub/2020/39_2020.html.

Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. – 1998. – Vol. 298. – P. 357.

Hinz K., Block M., Delisle G., Franke D., Kos'ko M.K., Neben S., Reichert C., Roeser H.A., Drachev S. Deformation of Continental Lithosphere on the Laptev Sea Shelf, Russian Arctic // Proceeding of III International Conference on Arctic Margins (ICAM III), 12–16 October, 1998. – Celle, 1998. – P. 85.

Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C. Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // Reports on Polar Research. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. – Vol. 176. – P. 367–377.

КОРОТКО ОБ АВТОРЕ

КОНТОРОВИЧ Владимир Алексеевич – доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН. Крупный специалист в области нефтегазоносности, тектоники и сейсмостратиграфии осадочных бассейнов Сибири. Область научных интересов: разработка методов прогнозирования геологического разреза, выявление и детальное картирование залежей углеводородов на базе комплексного анализа геолого-геофизических данных, разработка геолого-геофизических методов поиска месторождений нефти и газа в различных осадочных комплексах Сибири от венда до сеномана включительно.