
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОСНОВАН В 2004 г.
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

ЯНВАРЬ № 1 2022 МАРТ

УЧРЕДИТЕЛЬ 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. Баяк*, д-р физ.-мат. наук *М.Л. Владов*,
д-р геол.-мин. наук *А.Ф. Глебов*, чл.-к. РАН, 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 *Г.А. Шехтман*

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

Основан в 2004	Периодичность 4 раза в год	№ 1	Январь–Март 2022
----------------	-------------------------------	-----	---------------------

СОДЕРЖАНИЕ

Никитенко М.Н., Мосин А.П. Методы сжатия данных прибора каротажа в процессе бурения методом переходных процессов	4
Сухорукова К.В., Ананьев С.В., Петров А.М., Нечаев О.В. Сигналы многозондового индукционного и высокочастотного электромагнитного каротажа в пластах с окаймляющей зоной.....	17
Денисов М.С., Зыков А.А. Исследование особенностей реальных вибросейсмических сигналов, осложненных гармоническими помехами.....	30
Денисов М.С., Зыков А.А. Совершенствование алгоритма адаптивного разделения вибросейсмического сигнала и его гармоник с учетом наличия аддитивных помех повышенной интенсивности.....	49
Понасенко С.Н., Дергач П.А., Яскевич С.В., Дучков А.А. Результаты локального сейсмологического мониторинга в районе дельты реки Лена.....	76
Шумскайте М.Й., Ян П.А., Голиков Н.А. Релаксационные характеристики образцов керна на примере параметрической скважины: база данных фильтрационно-емкостных свойств по ЯМР-данным	88
Гадыльшина К.А., Лисица В.В., Вишневский Д.М., Гадыльшин К.Г. Искусственная нейронная сеть, уменьшающая численную дисперсию, для постобработки результатов сейсмического моделирования	99
Суворов В.Д., Павлов Е.В., Мельник Е.А. Сейсмоплотностные признаки мезозойской складчатости в земной коре восточной пассивной окраины Сибирского кратона (профиль ЗДВ).....	110
Лапковская А.А., Сухорукова К.В., Нечаев О.В., Петров А.М. Восстановление двумерной геоэлектрической модели численной инверсией сигналов гальванического и индукционного каротажа	118
Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Выявление дрейфа часов в сейсмических записях и определение временных сдвигов для сети станций.....	134

НОВОСИБИРСК
ИНГГ СО РАН
2022

ISSN 2619-1563 (Online)

RUSSIAN JOURNAL OF GEOPHYSICAL TECHNOLOGIES

Founded in 2004	Quarterly	No 1	January–March 2022
-----------------	-----------	------	-----------------------

CONTENTS

Nikitenko M.N., Mosin A.P. Methods of transient EM data compression	4
Sukhorukova K.V., Ananjev S.V., Petrov A.M., Nechaev O.V. Multi-probe low-frequency induction log and high-frequency induction log if the reservoir contains the low resistivity annulus zone.....	17
Denisov M.S., Zykov A.A. Study of properties of real vibroseis signals contaminated by harmonic noise	30
Denisov M. S., Zykov A.A. Improvement of the algorithm for adaptive separation of the vibroseis signal from its harmonics in case of strong additive noise	49
Ponassenko S.N., Dergach P.A., Yaskevich S.V., Duchkov A.A. Results of local seismological monitoring in the Lena delta region	76
Shumskayte M.Y., Yan P.A., Golikov N.A. Relaxation characteristics of core samples on the example of parametric well: database of formation properties by NMR-data	88
Gadylshina K.A., Lisitsa V.V., Vishnevsky D.M., Gadylshin K.G. Deep neural network reducing numerical dispersion for post-processing of seismic modeling results.....	99
Suvorov V.D., Pavlov E.V., Melnik E.A. Seismic and density signs of Mesozoic folding in the Earth's crust of the eastern passive margin of the Siberian craton (profile 3DV)	110
Lapkovskaya A.A., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V., Petrov A.M. Reconstruction of a 2D geoelectric model by numerical inversion of galvanic and induction logging signals	118
Belovezhets N.N., Berezhnev Y.M., Jakovlev A.V., Abramnikov S.S., Abkadyrov I.F. Detection of clock errors in seismic records and estimation of time shifts for a seismic network	134



МЕТОДЫ СЖАТИЯ ДАННЫХ ПРИБОРА КАРОТАЖА В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ МЕТОДОМ ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

М.Н. Никитенко¹, А.П. Мосин²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,

630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

²ROGII, 16000 Park Ten Place, Houston, TX 77084, USA,

e-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru

В приборе индукционного каротажа в процессе бурения методом переходных процессов кривая становления записывается на множестве времен. Передача данных для последующей интерпретации осуществляется по пульсатору гидроканала, причем количество передаваемой информации ограничено. Необходимым элементом обработки является сжатие данных. Важно установить, какие параметры и какое их количество необходимы для описания кривой э.д.с., и передавать на поверхность именно значимые параметры, которые позволяют восстановить записанную кривую с заданной точностью. В работе предложены простые и быстрые способы сжатия данных, основанные на сплайн-аппроксимации сигнала и использовании ортогонального базиса в пространстве измерений для описания каждого сигнала линейной комбинацией векторов из этого базиса. Проанализированы формы кривых становления, рассмотрены различные компоненты магнитного поля. Численными результатами установлено сколько параметров требуется для описания и восстановления сигнала глубинного электромагнитного зонда.

Каротаж в процессе бурения, метод переходных процессов, сжатие данных, метод сплайн-аппроксимации, метод собственных значений

METHODS OF TRANSIENT EM DATA COMPRESSION

M.N. Nikitenko¹, A.P. Mosin²

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

²ROGII, 16000 Park Ten Place, Houston, TX 77084, USA,

e-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru

A transient electromagnetic signal is recorded in an earth formation while drilling at multiple times. Data for subsequent interpretation is transmitted via a hydrochannel with a narrow bandwidth, for that reason the amount of transmitted information is limited. Therefore, data compression is an indispensable element of processing. It is important to determine what parameters and how many of them are necessary to describe the measured EMF curve. The idea is to transfer to the surface only significant parameters allowing to restore the recorded curve with a given accuracy. The paper proposes simple and fast data compression methods based on the spline approximation of the signal. Also, an orthogonal basis in the measurement space is used to describe each signal by a linear combination of vectors from this basis. We analyze transient curves and consider various magnetic field components. Numerical experiments show how many parameters are required to describe and reconstruct the signal of a deep-reading electromagnetic tool.

Logging while drilling, transient electromagnetic method, data compression, spline approximation method, eigenvalue method

ВВЕДЕНИЕ

Метод переходных процессов (МПП) широко используется в наземной электроразведке, но в каротажных зондированиях не получил распространения, несмотря на видимые преимущества по сравнению с традиционно используемыми частотными измерениями, такими как отсутствие в измеряемом сигнале прямого поля, возможность использования различных токовых импульсов в зависимости от решаемой задачи, регистрация э.д.с. на широком временном интервале, обеспечивающая зонду необходимую глубинность, представление сигнала в виде непрерывной кривой. Известны отечественные разработки инструмента индукционного каротажа МПП, выполненные в Институте геофизики УрО РАН [Ратушняк, Теплухин, 2017], а также зарубежные исследования по созданию прибора каротажа в процессе бурения, которые велись в компании Baker Hughes [Tabarovsky et al., 1996; Seydoux et al., 2003; Bespalov et al., 2006; Dutta et al., 2012; Itskovich, Nikitenko, 2017; Itskovich, 2018; Itskovich et al., 2018].

Важным вопросом при использовании прибора индукционного каротажа МПП в процессе бурения является сжатие данных для передачи по пульсатору гидроканала. Обычно кривая становления записывается на тысячах времен с арифметическим шагом, и такая детальность регистрации является избыточной. Необходимо установить, сколько каких параметров требуется для описания кривой э.д.с., и передавать на поверхность для интерпретации данных именно значимые параметры с последующей «распаковкой» для использования в инверсионной процедуре. Известно множество способов сжатия каротажных данных. Часть из них состоит в аппроксимации сигналов базисными функциями [Hamdan et al., 2010; Hsu, Pop, 2010], применении вейвлет-преобразования и нейронных сетей [Bernasconi et al., 1999; Guan, Du, 2004; Булаев, Мунасыпов, 2008]. Используются также оконное преобразование Фурье и дискретное косинус-преобразование [Li et al., 2002]. Разработаны методы сжатия данных, основанные на дифференциальной импульсной модуляции, в том числе для передачи данных во время бурения [Kisra, Valero, 2006; Zhang et al., 2010]. Однако некоторые из этих подходов обладают относительно высокой ресурсоемкостью вычислений. В настоящей работе предложены простые и быстрые способы решения указанной задачи, применимые к различным трансформациям сигнала, основанные на сплайн-аппроксимации сигнала и использовании ортогонального базиса в пространстве измерений для описания каждого сигнала линейной комбинацией векторов из этого базиса [Nikitenko et al., 2017]. Численные результаты показывают, что совершенно разные способы сжатия данных требуют примерно одинаковое количество параметров, чтобы описать и восстановить сигнал.

МЕТОД СПЛАЙН-АППРОКСИМАЦИИ

Пусть временной интервал и времена регистрации сигналов фиксированы. Это значит, что нет необходимости передавать временные отсчеты. Также считается, что выполнена предварительная обработка (фильтрация, сглаживание) и случайный шум в данных отсутствует.

Анализ поведения сигнала МПП в зависимости от времени показывает, что существуют различные типы сигналов: монотонные, немонотонные без смены знака, меняющие знак один, два или три раза. Общей особенностью сигналов является то, что, начиная с некоторого времени, они затухают как степенные функции. Все вышеперечисленное должно учитываться при выборе типа сплайна для аппроксимации сигнала, а также трансформации сигнала для улучшения качества аппроксимации.

Прежде всего, используется трансформация сигнала, которая сохраняет его знак и состоит в умножении на подходящую степень времени. Если бы трансформация меняла знак сигнала (например,

логарифм или степенная функция абсолютного значения), то в местах смены знака появилась бы сингулярность. Это привело бы к необходимости введения дополнительных условий в области сингулярности и увеличило бы количество параметров, описывающих функцию сигнала.

Учитывая вышесказанное, для аппроксимации сигналов были выбраны кубические сплайны [Loran, 1975]. Для построения сплайна необходимо знать значения сигналов в выбранных узлах сетки времен, а также оценку производных на краях временного интервала. Производные вычисляются численно по трем точкам. Интерполяционный кубический сплайн есть кубическая функция на отрезке между узлами и имеет непрерывную вторую производную в узлах. Чтобы избежать передачи значений узлов, тем самым сокращая число параметров, описывающих сигнал, узлы выбираются из времен записи сигнала и распределяются геометрически равномерно. В случае двух узлов имеется один интервал и четыре параметра для передачи на поверхность: значения трансформации сигнала и ее производные в первой и последней точке (в действительности, в этом случае производные совпадают). В случае трех узлов число передаваемых параметров равно пяти и так далее. Для всех наборов узлов их значения известны заранее, в зависимости от числа узлов.

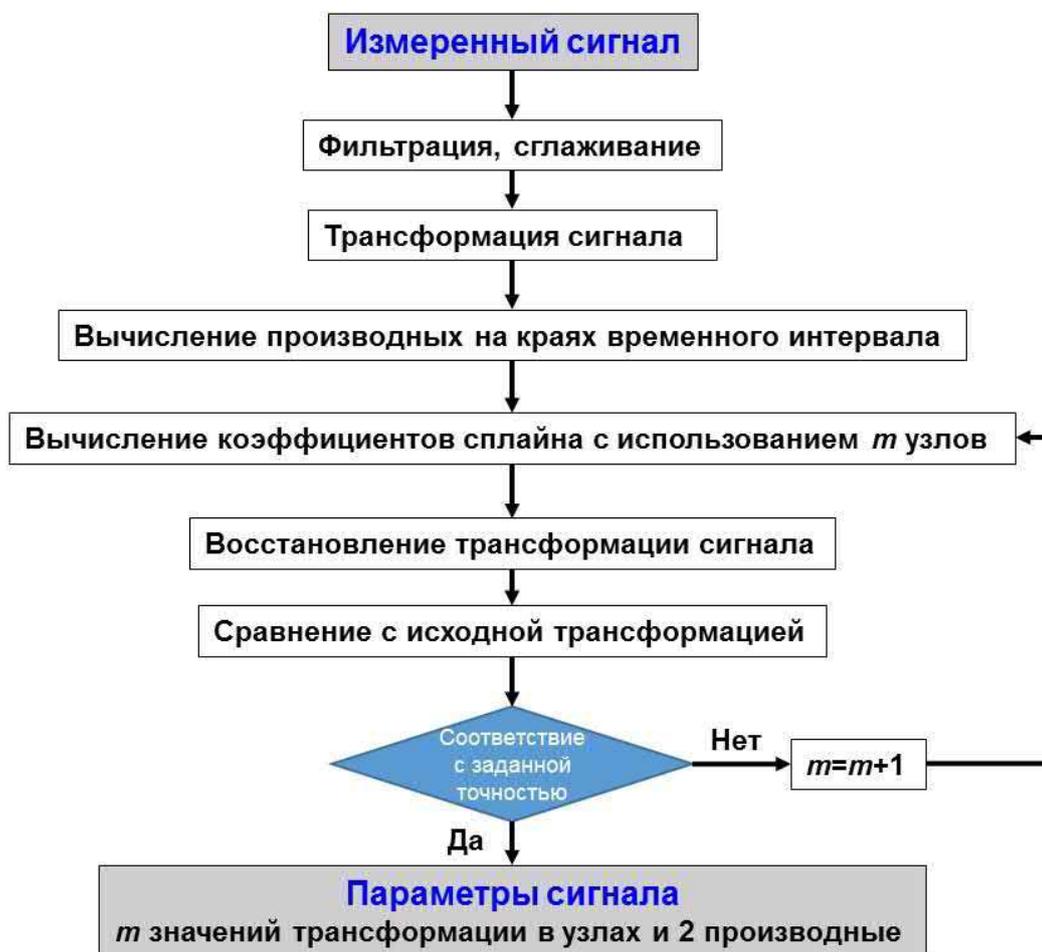


Рис. 1. Блок-схема метода сплайн-аппроксимации

Чтобы определить параметры для реконструкции сигнала с заданной точностью, используется следующая итерационная схема:

1. После препроцессинга вычисляется трансформация сигнала $F_j = F(t_j)$, $j = 1, n$, где n – число времен.

2. Численно по трем точкам вычисляются производные по времени $\frac{\partial F}{\partial t}(t_1), \frac{\partial F}{\partial t}(t_n)$.
3. Временной интервал $[t_1, t_n]$ делится на $m-1$ подынтервалов, $m = 1, M$, где M – пороговое значение для количества узлов ($M \leq n$). Если времена возрастают геометрически и $M \ll n$, узлы $u_i, i = 1, m$ определяются следующим образом: $u_i = t_j, j = \frac{n}{m-1} \cdot (i-1) + 1, i = 1, m-1; u_m = t_n$.
4. Для выбранных узлов $u_i, i = 1, m$ и вычисленных производных определяются коэффициенты сплайна.
5. С помощью коэффициентов сплайна восстанавливаются значения трансформации сигнала $R_j = R(t_j), j = 1, n$.
6. Вычисляется среднеквадратическое отклонение $\Delta = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left(\frac{F_j - R_j}{F_j \cdot w_j} \right)^2} \cdot 100 \%$, где w_j – веса.
7. Если Δ не превышает порогового значения, то параметры для реконструкции сигнала (значения трансформации сигнала в узлах и производные) считаются найденными. В противном случае число узлов увеличивается на 1 и пп. 3–6 повторяются.

Блок-схема метода изображена на рис. 1. После передачи параметров на поверхность исходный сигнал вычисляется с помощью пп. 4, 5 и обратной трансформации.

МЕТОД СОБСТВЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ

Прежде всего необходимо выбрать класс моделей для интерпретации сигналов. Могут рассматриваться одномерные цилиндрически-слоистые, горизонтально-слоистые или более сложные модели в зависимости от той задачи, которую предполагается решать, используя измерения каротажа МПП. После выбора класса моделей необходимо провести масштабные вычисления сигналов для представительной серии моделей, характеризующимися разнообразными наборами электрофизических параметров. В результате вычислений получается пространство данных (сигналов). По сути это пространство представляет собой n -мерное векторное пространство, где n – число времен. Далее делается предположение, что любой измеренный сигнал принадлежит этому пространству.

Для каждого векторного пространства может быть построен ортогональный базис, после чего каждый сигнал векторного пространства записывается в виде линейной комбинации базисных векторов. Число слагаемых в линейном представлении зависит от его требуемой точности. Параметры, которые описывают сигнал, – это коэффициенты линейной комбинации или собственные значения. Именно они и передаются на поверхность.

Чтобы определить параметры для реконструкции сигнала с заданной точностью, используется следующая итерационная схема:

1. Вычисляются синтетические сигналы $S_{ij} = S_i(t_j), i = 1, l; j = 1, n$ для представительного набора электрофизических параметров в выбранном классе геоэлектрических моделей (l – число моделей).
2. Строится ортогональный базис \hat{V} или базис собственных векторов для матрицы \hat{S} с помощью SVD-метода: $\hat{S}^T \hat{S} \cdot \hat{V} = \hat{V} \cdot \hat{\Lambda}$, где $\hat{\Lambda}$ – диагональная матрица базисных собственных значений. Если $\hat{\Lambda}$ содержит нулевые собственные значения, то ранг матрицы \hat{S} равен числу ненулевых собственных значений.
3. После преппроцессинга вычисляется трансформация сигнала $F_j = F(t_j), j = 1, n$.

4. Определяются коэффициенты \vec{X} для реконструкции \vec{F} с помощью формулы $\vec{X} = \hat{M}^{-1} \cdot \hat{V}^T \cdot F$, где $\hat{M}^2 = \hat{\Lambda}$. На первом шаге предполагается, что сигнал может быть восстановлен с помощью одного собственного вектора, соответствующего максимальному собственному значению.
5. Восстанавливается трансформация $R_j = R(t_j)$, $j = 1, n$ по формуле $\vec{F} = \hat{V} \cdot \hat{M} \cdot \vec{X}$.
6. Вычисляется среднеквадратическое отклонение $\Delta = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left(\frac{F_j - R_j}{F_j \cdot w_j} \right)^2} \cdot 100 \%$, где w_j – веса.
7. Если Δ не превышает порогового значения, то параметры для реконструкции сигнала (коэффициенты \vec{X}) считаются найденными. В противном случае размерность подпространства базисных собственных векторов увеличивается на 1 и пп. 4–6 повторяются.

Следует отметить, что пп. 1, 2 выполняются заранее и матрицы \hat{V} и \hat{M} хранятся в памяти.

Блок-схема метода изображена на рис. 2.

После передачи параметров на поверхность исходный сигнал вычисляется с помощью п. 5 и обратной трансформации.



Рис. 2. Блок-схема метода собственных значений

КОМБИНАЦИЯ МЕТОДОВ

Смысл комбинации методов состоит в выборе того метода, который дает меньше параметров для восстановления конкретного сигнала. Определяется число параметров для каждого метода и передается меньшее. Структура параметров позволяет определить, какой из методов был использован.

ЧИСЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Для иллюстрации возможностей методов сжатия данных рассматривается горизонтально-слоистая модель среды, изображенная на рис. 3. Выбор данной модели обусловлен решаемыми задачами: геонавигацией с оценкой сопротивлений пластов.

Параметры модели среды:

- Сопротивления Rt_1, Rt_2, Rt_3 – от 1 до 100 Ом·м. $Rt_i \neq Rt_{i+1}$.
- Мощность пласта H – от 1 до 30 м.

Система измерений:

- Двухкатушечный зонд; расстояние между источником Т и приемником R – 5 м.
- Импульс тока в генераторной катушке соответствует выключению, момент катушки $1 \text{ А} \cdot \text{м}^2$.
- В приемной катушке измеряется э.д.с., момент – 1 м^2 .
- Измеряются все компоненты поля (моменты генераторной и приемной катушек ориентированы вдоль координатных осей в системе координат прибора): $XX, XY, XZ, YX, YY, YZ, ZX, ZY$ и ZZ .
- Сигнал регистрируется на 200 временных отсчетах с геометрическим шагом от 5 мкс до 0.5 мс.
- Расстояние от источника до центра пласта $D2C$ – от 0 до 32 м.
- Углы наклона и вращения θ и ϕ – от 0 to 90° .

Множества сигналов, рассчитанные для указанных моделей, совпадают для:

- XX и YY компонент (число моделей – 78400);
- XY и YX компонент (число моделей – 57600);
- XZ и YZ компонент (число моделей – 67200);
- ZX и ZY компонент (число моделей – 67200).

Для ZZ компоненты число моделей – 11200.

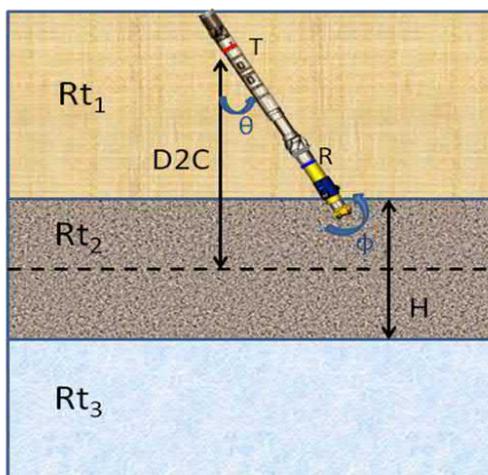


Рис. 3. Модель среды и расположение зонда

В среднем на выбранном временном интервале сигнал затухает как $1 / t^2$, поэтому использована следующая трансформация:

$F_j = G(t_j) \cdot t_j^2, j = 1, n, n = 200$, где $G(t_j)$ – измеренный и обработанный сигнал. Требуемая точность к восстановлению сигналов – 0.5 %: полученное соответствие исходной и восстановленной трансформации

сигнала считается хорошим, если $\Delta \leq 0.5\%$. Веса определяются следующим образом. Начальные значения $w_j = 1, j = 1, n$. Но вблизи перехода кривой через ноль веса возрастают по следующему закону.

$$\text{Если } F_{i-1} \cdot F_i < 0, \text{ то } w_{i-2} = \frac{F_{i-3}}{F_{i-2}}, w_{i-1} = \frac{F_{i-3}}{F_{i-1}}, w_i = \frac{F_{i+2}}{F_i}, w_{i+1} = \frac{F_{i+2}}{F_{i+1}}.$$

Были произведены расчеты трансформаций сигналов для указанных выше моделей и для этих кривых оценены возможности методов сжатия данных.

Для метода собственных значений также необходимо сконструировать ортогональный базис. Параметры модели для построения базиса выбираются так, чтобы они не совпадали с параметрами модели для построения тестируемых сигналов, кроме того число моделей будет меньше примерно в 10 раз. Таким образом, базис будет построен в том же классе моделей, но для других параметров.

Отмечается, что класс трехслойных моделей может быть достаточным для описания сигналов в среде с произвольным числом границ. Серия численных экспериментов показала, что сигналы, рассчитанные в четырех-, пяти- и шестислойных моделях были восстановлены с тем же количеством параметров, что и сигналы в трехслойных моделях.

Следующие гистограммы (рис. 4–8) показывают, как много сигналов в процентном отношении могут быть восстановлены с помощью k параметров с точностью 0.5 %. Максимальное количество параметров было равно 23, а минимальное – 3. Большинство сигналов восстанавливается посредством 6–11 параметров. Таким образом сигналы на 200 временных отсчетах – сильно избыточная информация (напомним, что в реальных измерениях их количество может быть на порядок больше).

Красные гистограммы соответствуют методу сплайн-аппроксимации, зеленые – методу собственных значений, а синие – комбинации методов. Среднее число параметров вычислялось по формуле $N = \frac{\sum_{i=1}^{23} i \cdot q_i}{\sum_{i=1}^{23} q_i}$, где q_i – число сигналов, которые были восстановлены с помощью i параметров.

В табл. 1 приведены значения N для различных методов и компонент.

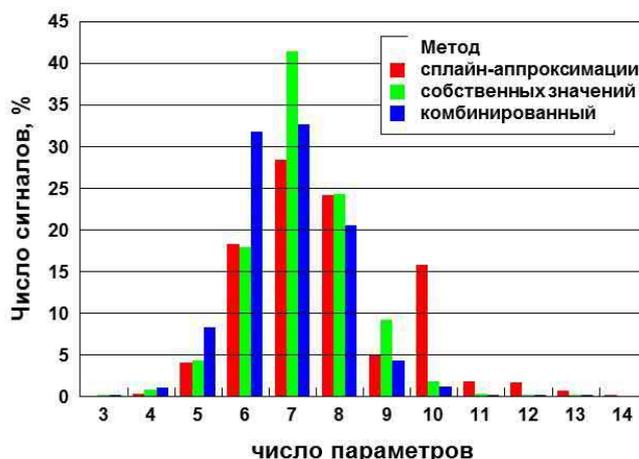


Рис. 4. Количество сигналов для XX и YY компонент поля, восстановленных с помощью 3–14 параметров

Метод сплайн-аппроксимации дает меньшее количество параметров для 26 % сигналов, метод собственных значений – для 52 % сигналов. Для 22 % сигналов оба метода дают одинаковое количество параметров.

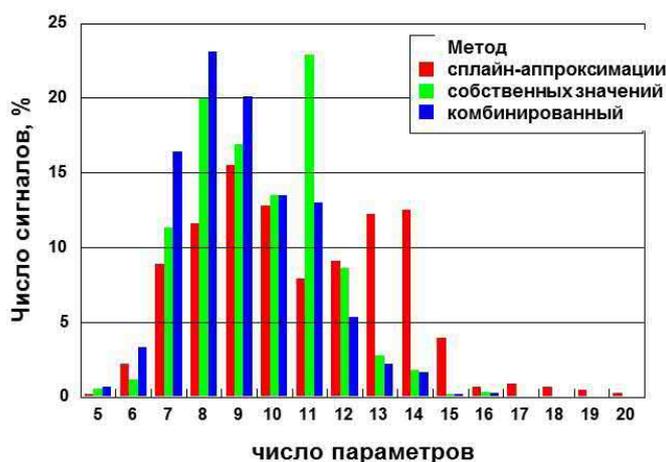


Рис. 5. Количество сигналов для XY и YX компонент поля, восстановленных с помощью 5–20 параметров

Метод сплайн-аппроксимации дает меньшее количество параметров для 26 % сигналов, метод собственных значений – для 61 % сигналов. Для 13 % сигналов оба метода дают одинаковое количество параметров.

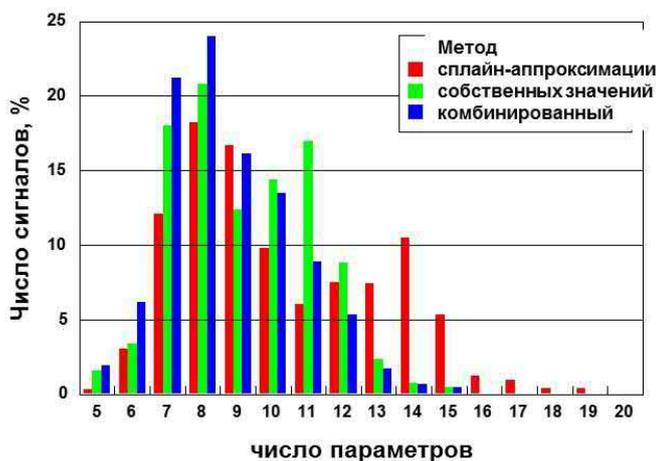


Рис. 6. Количество сигналов для XZ и YZ компонент поля, восстановленных с помощью 5–20 параметров

Метод сплайн-аппроксимации дает меньшее количество параметров для 25 % сигналов, метод собственных значений – для 59 % сигналов. Для 16 % сигналов оба метода дают одинаковое количество параметров.

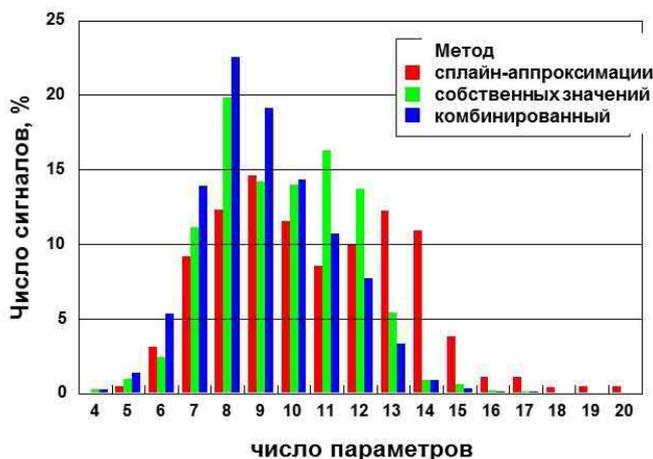


Рис. 7. Количество сигналов для ZX и ZY компонент поля, восстановленных с помощью 4–20 параметров

Метод сплайн-аппроксимации дает меньшее количество параметров для 30 % сигналов, метод собственных значений – для 58 % сигналов. Для 12 % сигналов оба метода дают одинаковое количество параметров.

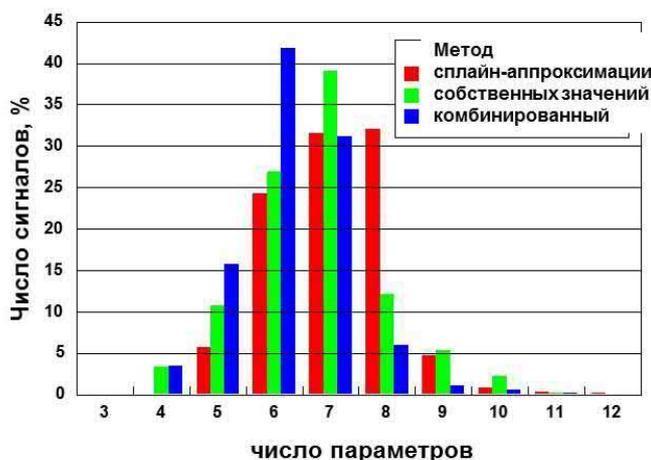


Рис. 8. Количество сигналов для ZZ компоненты поля, восстановленных с помощью 3–12 параметров

Метод сплайн-аппроксимации дает меньшее количество параметров для 30 % сигналов, метод собственных значений – для 48 % сигналов. Для 22 % сигналов оба метода дают одинаковое количество параметров.

Таблица 1

Среднее число параметров для восстановления сигналов

Компоненты \ Метод	XX и YY	XY и YX	XZ и YZ	ZX и ZY	ZZ
сплайн-аппроксимации	7.7	10.8	10.3	10.7	7.1
собственных значений	7.2	9.6	9.2	9.7	6.7
комбинированный	6.8	9.1	8.7	9.1	6.3

Можно заметить, что комбинирование методов не дает значительного сокращения параметров сжатия данных. Это указывает на то, что не существует особых типов кривых, где тот или иной метод является предпочтительным.

На рисунке 9 показаны простая (слева) и сложная с тремя переходами через ноль (справа) кривые э.д.с. Для простой кривой для сжатия необходимы четыре параметра по методу сплайн-аппроксимации или три по методу собственных значений; для сложной кривой – 14 параметров по методу сплайн-аппроксимации или 19 по методу собственных значений.

На рисунке 10 показано, как среднее число параметров для декомпрессии сигнала зависит от точности восстановления сигнала. Различные цвета соответствуют разным компонентам поля.

Так, если потребовать, чтобы ошибка восстановления была не 0.5, а 2 %, то число параметров уменьшится примерно на 2, а если точность составляет 0.1 %, то количество параметров возрастает на 2–3.

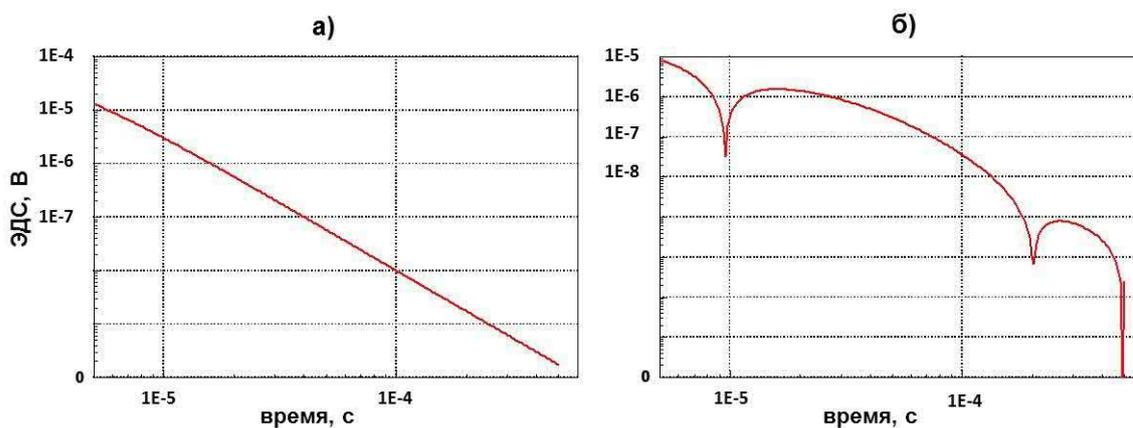


Рис. 9. Абсолютное значение э.д.с. в зависимости от времени. а – ZZ компонента поля, параметры модели: $Rt_1 = 3.16 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $Rt_2 = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $Rt_3 = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $H = 0.5 \text{ м}$, $D2C = 0 \text{ м}$, $\theta = 60^\circ$, $\phi = 0^\circ$; б – XZ компонента, параметры модели: $Rt_1 = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $Rt_2 = 31.6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $Rt_3 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $H = 15 \text{ м}$, $D2C = 24 \text{ м}$, $\theta = 45^\circ$, $\phi = 0^\circ$

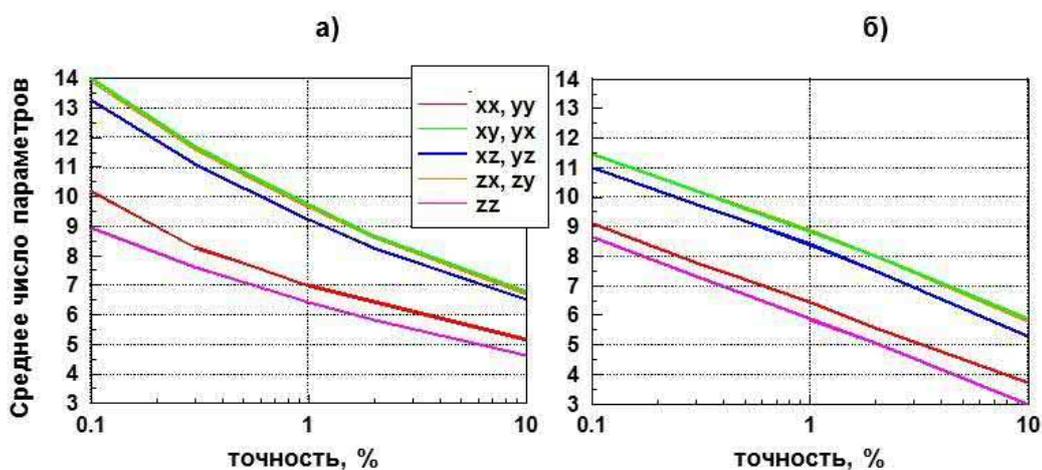


Рис. 10. Среднее число параметров для декомпрессии сигнала в зависимости от точности восстановления сигнала методом сплайн-аппроксимации (а) и методом собственных значений (б)

Информация об ошибках восстановления сигнала может быть полезна при последующей инверсии сигналов. На рисунке 11 представлены ошибки восстановления сигнала в зависимости от времени.

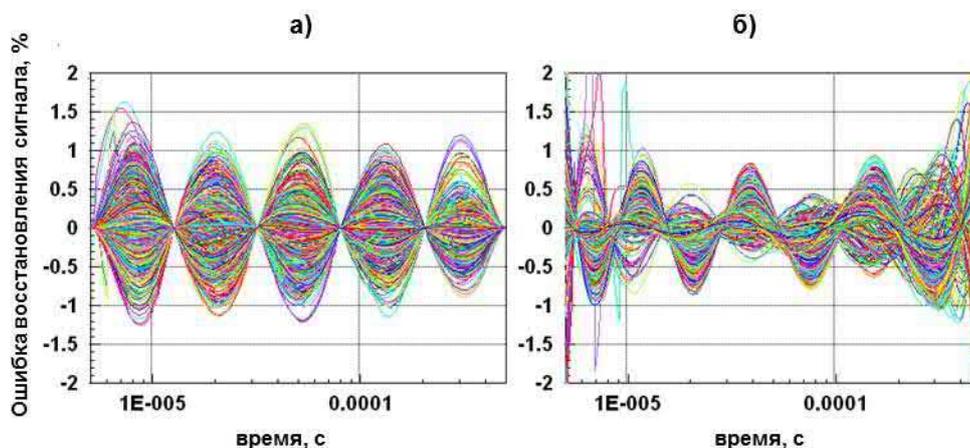


Рис. 11. Ошибки восстановления ZZ компоненты э.д.с. с помощью 8 параметров: 1000 кривых ошибок в зависимости от времени в методе сплайн-аппроксимации (а) и в методе собственных значений (б)

Можно видеть, что ошибка метода сплайн-аппроксимации выглядит как квази-синусоида. Она равна нулю в шести узлах и, как правило, имеет максимум в центре интервала между узлами. Ошибка метода собственных значений также демонстрирует некоторую регулярность и выглядит как квази-косинусоида. Число полупериодов (8) равно числу параметров сжатия. По сравнению с ошибкой метода сплайн-аппроксимации ошибка метода собственных значений меньше на большей части временного интервала, но больше вблизи концов отрезка. Если рассматривать ошибку на одном временном отсчете как случайную величину, то выясняется, что она не подчиняется ни нормальному, ни равномерному распределению. Однако более глубокое исследование характера распределения может быть проведено и будет полезно в инверсионной схеме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные методы сжатия данных позволяют существенно сократить число параметров, передаваемых на поверхность для последующей интерпретации и принятия решения о проводке скважины. Вместо тысяч реально записанных значений э.д.с. требуется 6–11 значимых параметров.

Представленные методы сжатия данных характеризуются следующими особенностями:

- простота реализации;
- высокая скорость;
- применимость к различным трансформациям сигнала.

Сравнение методов показывает, что

- метод собственных значений выглядит предпочтительнее, исходя из количества передаваемых параметров;
- преимущество метода сплайн-аппроксимации в том, что он работает с отдельной кривой и не требует расчета корректного базиса в пространстве данных.

Исследование выполнено в рамках проекта ФНИ № FWZZ-2022-0026 «Инновационные аспекты электродинамики в задачах разведочной и промысловой геофизики».

ЛИТЕРАТУРА

Булаев В.И., Мунасыпов Р.А. Сжатие геофизических данных с применением Вейвлет-преобразования и нейронных сетей // Вестник Уфимского государственного авиационного технического университета. – 2008. – № 11 (1). – С. 200–207.

Ратушняк А.Н., Теплухин В.К. Физико-теоретические и экспериментальные основы индуктивных методов исследований скважин. – Екатеринбург: УрО РАН, 2017. – 124 с.

Bernasconi G., Rampa V., Abramo F., Bertelli L. Compression of downhole data // SPE/IADC Drilling Conference (Amsterdam, Netherlands, March 9–11, 1999): Proceedings. – Amsterdam, 1999. – Paper SPE-52806-MS, doi: 10.2118/52806-MS.

Bespalov A., Rabinovich M., Tabarovsky L. Deep resistivity transient method for MWD application using asymptotic filtering // US Patent No. 7027922, publ. April 11, 2006.

Dutta S., Reiderman A., Schoonover L.G., Rabinovich M.B. New borehole transient electromagnetic system for reservoir monitoring // *Petrophysics*. – 2012. – Vol. 53 (3). – P. 222–232.

Guan L., Du Y. Review of the application of wavelet analysis in the petroleum industry // Canadian International Petroleum Conference (Calgary, Alberta, Canada, June 8–10, 2004): Proceedings. – Calgary, 2004. – Paper PETSOC-2004-190, doi: 10.2118/2004-190.

- Hamdan M., Thern H.F., Kruspe T., Rottengatter P.** NMR echo train compression using only NMR signal matrix multiplication to provide a lower transmission bit parametric representation from which estimate values of earth formation properties are obtained // US Patent No. 7821260, publ. October 26, 2010.
- Hsu K., Pop J.J.** Systems and methods for well data compression // US Patent No. 7805247, publ. September 28, 2010.
- Itskovich G.** Downhole transient resistivity measurements // US Patent No. 9857499, publ. January 2, 2018.
- Itskovich G., Nikitenko M.** Fast inversion of MWD transient EM data excited by a pulse of an arbitrary shape // US Patent No. 9562990, publ. February 7, 2017.
- Itskovich G., Lee F., Nikitenko M.** Hybrid image of earth formation based on transient electromagnetic measurements // US Patent No. 10139517, publ. November 27, 2018.
- Kisra S., Valero H.-P.** Data compression methods and systems. US Patent No. 7107153, publ. September 12, 2006.
- Li Q., Lowell J., Fredette M.** Data compression method for use in wellbore and formation characterization // US Patent No. 6405136, publ. June 11, 2002.
- Loran P.-J.** Approximation and optimization. – Mir, Moscow, 1975. – 496 p.
- Nikitenko M., Reiderman A., Rabinovich M., Mosin A.** Methods of transient EM data compression // US Patent No. 9617846, publ. April 11, 2017.
- Seydoux J., Tabanou J., Ortenzi L., Denichou J.M., De Laet Y., Omeragic D., Iversen M., Fejerskov M.** A deep-resistivity logging-while-drilling device for proactive geosteering // The Offshore Technology Conference (Houston, Texas, USA, May 5–8, 2003): Proceedings. – Houston, 2003. – OTC-15126-MS, doi: 10.4043/15126-MS.
- Tabarovsky L.A., Goldman M.M., Rabinovich M.B., Strack K.-M.** 2.5-D modeling in electromagnetic methods of geophysics // Journal of Applied Geophysics. – 1996. – Vol. 35 (4). – P. 261–284, doi: 10.1016/0926-9851(96)00025-0.
- Zhang Y., Wang S., Xiong K., Qiu Z., Sun D.** DPCM compression for real-time logging while drilling data // Journal of Software. – 2010. – Vol. 5 (3). – P. 280–287, doi: doi:10.4304/jsw.5.3.280-287.

REFERENCES

- Bernasconi G., Rampa V., Abramo F., Bertelli L.** Compression of downhole data // SPE/IADC Drilling Conference (Amsterdam, Netherlands, March 9–11, 1999): Proceedings. – Amsterdam, 1999. – Paper SPE-52806-MS, doi: 10.2118/52806-MS.
- Bespalov A., Rabinovich M., Tabarovsky L.** Deep resistivity transient method for MWD application using asymptotic filtering // US Patent No. 7027922, publ. April 11, 2006.
- Bulaev V.I., Munasyrov R.A.** Compression of the geophysical data with application of wavelet-transformation and neural networks // Ufa State Aviation Technical University Bulletin. – 2008. – Vol. 11 (1). – P. 200–207.
- Dutta S., Reiderman A., Schoonover L.G., Rabinovich M.B.** New borehole transient electromagnetic system for reservoir monitoring // Petrophysics. – 2012. – Vol. 53 (3). – P. 222–232.
- Guan L., Du Y.** Review of the application of wavelet analysis in the petroleum industry // Canadian International Petroleum Conference (Calgary, Alberta, Canada, June 8–10, 2004): Proceedings. – Calgary, 2004. – Paper PETSOC-2004-190, doi: 10.2118/2004-190.

- Hamdan M., Thern H.F., Kruspe T., Rottengatter P.** NMR echo train compression using only NMR signal matrix multiplication to provide a lower transmission bit parametric representation from which estimate values of earth formation properties are obtained // US Patent No. 7821260, publ. October 26, 2010.
- Hsu K., Pop J.J.** Systems and methods for well data compression // US Patent No. 7805247, publ. September 28, 2010.
- Itskovich G.** Downhole transient resistivity measurements // US Patent No. 9857499, publ. January 2, 2018.
- Itskovich G., Nikitenko M.** Fast inversion of MWD transient EM data excited by a pulse of an arbitrary shape // US Patent No. 9562990, publ. February 7, 2017.
- Itskovich G., Lee F., Nikitenko M.** Hybrid image of earth formation based on transient electromagnetic measurements // US Patent No. 10139517, publ. November 27, 2018.
- Kisra S., Valero H.-P.** Data compression methods and systems. US Patent No. 7107153, publ. September 12, 2006.
- Li Q., Lowell J., Fredette M.** Data compression method for use in wellbore and formation characterization // US Patent No. 6405136, publ. June 11, 2002.
- Loran P.-J.** Approximation and optimization. – Mir, Moscow, 1975. – 496 p.
- Nikitenko M., Reiderman A., Rabinovich M., Mosin A.** Methods of transient EM data compression // US Patent No. 9617846, publ. April 11, 2017.
- Ratushnyak A.N., Teplukhin V.K.** Physico-theoretical and experimental foundations of inductive well logging methods [in Russian]. – UB RAS, Yekaterinburg, 2017. – 124 p.
- Seydoux J., Tabanou J., Ortenzi L., Denichou J.M., De Laet Y., Omeragic D., Iversen M., Fejerskov M.** A deep-resistivity logging-while-drilling device for proactive geosteering // The Offshore Technology Conference (Houston, Texas, USA, May 5–8, 2003): Proceedings. – Houston, 2003. – OTC-15126-MS, doi: 10.4043/15126-MS.
- Tabarovsky L.A., Goldman M.M., Rabinovich M.B., Strack K.-M.** 2.5-D modeling in electromagnetic methods of geophysics // Journal of Applied Geophysics. – 1996. – Vol. 35 (4). – P. 261–284, doi: 10.1016/0926-9851(96)00025-0.
- Zhang Y., Wang S., Xiong K., Qiu Z., Sun D.** DPCM compression for real-time logging while drilling data // Journal of Software. – 2010. – Vol. 5 (3). – P. 280–287, doi: doi:10.4304/jsw.5.3.280-287.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

НИКИТЕНКО Марина Николаевна – доктор технических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: прямые и обратные задачи электромагнитных зондирований, обоснование новых методов исследования скважин, новые способы интерпретации, разработка программного обеспечения для моделирования и инверсии данных.

МОСИН Антон Павлович – магистр прикладной математики и информатики, специалист по прямым и обратным задачам электромагнитных каротажных зондирований, а также разработке программного обеспечения для задач геонавигации в реальном времени.

*Статья поступила в редакцию 21 марта 2022 г.,
принята к публикации 27 апреля 2022 г.*



СИГНАЛЫ МНОГОЗОНДОВОГО ИНДУКЦИОННОГО И ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА В ПЛАСТАХ С ОКАЙМЛЯЮЩЕЙ ЗОНОЙ

К.В. Сухорукова, С.В. Ананьев, А.М. Петров, О.В. Нечаев

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

Окаймляющая зона пониженного УЭС, возникающая вблизи скважины в связи с оттеснением пластовых флюидов фильтратом бурового раствора, является надежным признаком наличия в пласте-коллекторе подвижной нефти. При анализе практических данных электрокаротажа оценка параметров окаймляющей зоны возможна по данным высокочастотного индукционного каротажа. При интерпретации практических данных других методов ее влияние на сигналы обычно не учитывается. В работе рассматриваются результаты численного моделирования сигналов зондов аппаратуры 5ИК и ВИКИЗ, обосновывающие возможность выявления окаймляющей зоны по данным многозондового низкочастотного индукционного каротажа в условиях, характерных для меловых коллекторов смешанного насыщения Имилорского месторождения.

Терригенный коллектор, геоэлектрическая модель, окаймляющая зона, многозондовый индукционный каротаж, высокочастотный индукционный каротаж, двумерное моделирование, синтетические сигналы

MULTI-PROBE LOW-FREQUENCY INDUCTION LOG AND HIGH-FREQUENCY INDUCTION LOG IF THE RESERVOIR CONTAINS THE LOW RESISTIVITY ANNULUS ZONE

K.V. Sukhorukova, S.V. Ananjev, A.M. Petrov, O.V. Nechaev

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

A low resistivity annulus appearing near the well due to reservoir fluid displacement by mud filtrate is a reliable indicator of movable oil presence in the reservoir. In practical cases estimation of low resistivity annulus parameters is possible based on high-frequency induction logging data analysis. When interpreting practical data of other resistivity logging methods its influence on signals is usually not taken into account. The paper discusses the results of the 5IK and VIKIZ logs numerical simulation which substantiate the possibility of identifying low resistivity annulus according to multi-probe low-frequency induction logging in geoelectric conditions typical for the Cretaceous mixed-saturation reservoirs of the Imilorskoye oilfield.

Terrigenous formation, geoelectrical model, annulus zone, multi-probe induction logging, high-frequency induction logging, numerical simulation, simulated signals

ВВЕДЕНИЕ

Как известно по опыту применения высокочастотного электромагнитного каротажного зондирования (ВЭМКЗ или ВИКИЗ), данные этого метода чувствительны к наличию в коллекторах смешанного насыщения окаймляющей зоны или зоны скопления минерализованной пластовой воды

[Антонов и др., 2012]. Окаймляющая зона (ОЗ) формируется в результате фильтрации бурового раствора во время и после бурения между зоной проникновения (ЗП), насыщенной пресным фильтратом бурового раствора, и неизменной частью коллектора с исходным соотношением нефти и воды [Пирсон, 1966]. Эта цилиндрическая зона с повышенной по сравнению с неизменной частью и ЗП электропроводностью проявляется на кривой зондирования ВИКИЗ (зависимость кажущегося удельного электрического сопротивления от длины зонда) характерным прогибом в области зондов средней длины [Технология..., 2000; Эпов и др., 2010]. Однако следует ожидать, что вклад окаймляющей зоны может быть существенным и для других зондов, формирующих в окружающей скважину среде систему круговых токов. К таковым относится любой зонд индукционного каротажа с катушками, моменты которых соосны скважине. Особенную актуальность вопросу о возможном влиянии ОЗ на сигналы придает распространение приборов многозондового индукционного каротажа 5ИК и 4ИК.

Чаще всего зонд ИК содержит две генераторные катушки и одну приемную. В настоящее время широко применяются четырехзондовые и пятизондовые приборы индукционного каротажа (серии ИКЗ-2, 4ИК, 5ИК и др.). В пятизондовые приборы фирмы "Нефтегазгеофизика" (далее – 5ИК) добавлен короткий зонд ЗИО.3 с базой 30 см для повышения информативности аппаратуры в ближней зоне исследования [Рудяк и др., 2013]. Например, пятизондовый прибор 5ИК-Т-76 содержит пять трехкатушечных зондов разной длины (от 0.3 до 2.05 м), каждый из которых включает одну измерительную катушку и две генераторные (основную и компенсационную), работающие на одной частоте 100 кГц. За рубежом применяются приборы многозондового индукционного каротажа, например, приборы АИТ-В, АИТ-Н семейства АИТ (Array Induction Imager Tool), содержащие 8 трехкатушечных зондов, работающих на частотах 25, 50 или 100 кГц, с одной общей генераторной катушкой и двумя измерительными, расстояние между которыми варьируется от 6 дюймов до 6 футов (~0.15–1.83 м) [Anderson, 2001]. Индукционный каротаж, как низкочастотный, так и высокочастотный, широко применяется для изучения средней и удаленной зон прискважинной области коллекторов, и, при комплексировании с методами постоянного тока (боковое каротажное зондирование – БКЗ, боковой каротаж – БК), позволяет получить наилучшее представление о геологическом разрезе [Кнеллер, Потапов, 2010; Дворкин и др., 2012]. Основные цели использования индукционного каротажа – определение кажущейся удельной электрической проводимости неизменной части пласта и зоны проникновения, а также глубины зоны проникновения [Методическое руководство..., 2006; Рудяк и др., 2013].

Низкая частота зондов ИК определяет достаточно сильное сглаживание сигналов ввиду много большей области среды, формирующей измеряемый сигнал, чем в случае зондов ВЭМКЗ, частоты которых в 10–100 раз больше (от 0.875 до 14 МГц). Разрешающую способность сигналов ИК искусственно повышают специальными алгоритмами обработки, особенности которых не раскрываются авторами. Обычно при анализе сигналов ИК в виде кажущегося сопротивления, в том числе и после дополнительной обработки, влияние ОЗ практически не заметно, особенно если сравнивать с сигналами ВИКИЗ [Сухорукова и др., 2019; Eпов et al., 2020]. Однако при их совместной инверсии с данными БКЗ оказывается невозможно подобрать модель с одной измененной зоной для коллекторов смешанного насыщения. По этой причине следует рассмотреть более сложное строение измененной прискважинной области, и прежде всего исследовать влияние окаймляющей зоны на сигналы 5ИК.

Исследование основано на анализе синтетических сигналов, рассчитанных в модели коллектора, состоящей из зоны проникновения, окаймляющей зоны и неизменной части и типичной для пористых меловых песчаных отложений Широтного Приобья со смешанным насыщением нефтью и пластовой водой.

Для расчета сигналов ВИКИЗ и 5ИК в исследуемых моделях использовался комплекс численного моделирования и инверсии данных электрокаротажа AlondraWL (ИНГГ СО РАН). Основой комплекса являются представленные в работах [Эпов и др., 2007; Нечаев, Глинских, 2017; Петров и др., 2019а, б] конечно-элементные алгоритмы для моделирования сигналов ВИКИЗ, БКЗ, БК и ИК в вертикальных скважинах в классе двумерных (2D) геоэлектрических моделей. В модели можно задать произвольное количество слоев и радиальных зон и их электрических параметров в очень широких пределах, анизотропию УЭС (влияющую на сигналы БКЗ) и диэлектрическую проницаемость (влияющую на сигналы ВИКИЗ). При моделировании сигналов учитываются корпус прибора и неровности стенки скважины.

Алгоритмы моделирования верифицированы сравнением с другими известными алгоритмами и апробированы при обработке практических данных. В состав пакета входят модули для моделирования и инверсии сигналов БКЗ, ВИКИЗ, ИК и БК, однако в рамках данного исследования проводилось моделирование только данных ВИКИЗ и многозондового ИК.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СИГНАЛОВ 5ИК И ВЭМКЗ В МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРА СМЕШАННОГО НАСЫЩЕНИЯ

Для оценки влияния низкоомной окаймляющей зоны на сигналы зондов ВИКИЗ и 5ИК в ходе исследования проведено их численное моделирование в программном комплексе Alondra WL в типичных геоэлектрических моделях меловых коллекторов Имилорского месторождения Западной Сибири.

Пример данных ВИКИЗ, БКЗ и 5ИК (четыре зонда из пяти), измеренных в вертикальной скважине Имилорского месторождения (Широтное Приобье) на интервале коллектора со смешанным насыщением, приведен на рис. 1. Здесь же показаны данные других методов ГИС: гамма-каротажа (ГК), нейтронного каротажа (НКТ), потенциала самополяризации (ПС), микробокового (МБК), микроградиент (МГЗ) и микропотенциал (МПЗ) зондов и бокового каротажа (БК). На интервале глубин $\times\times 87.2\text{--}\times\times 90.1$ м по результатам совместной двумерной инверсии данных БКЗ и ВИКИЗ (зонды DF05–DF20) определено характерное для смешанного насыщения радиальное распределение УЭС – высокое–низкое–высокое, соответствующее зоне проникновения, окаймляющей зоне и неизменной части пласта. В среднем для меловых и юрских отложений Широтного Приобья для коллекторов со смешанным насыщением характерны УЭС от 5 до 30 Ом·м, толщины зон (ЗП и ОЗ) от 0.2 до 0.6 м, УЭС ЗП от 10 до 40 Ом·м, УЭС ОЗ от 3–4 до 6–7 Ом·м, УЭС глинистых отложений – перекрывающих и подстилающих коллектор пород – от 4 до 8–10 Ом·м.

Для численного анализа выбраны следующие параметры модели (рис. 2). УЭС перекрывающих и подстилающих коллектор пластов 8 Ом·м, толщины ЗП и ОЗ 0.3 м, УЭС блоков в коллекторе 20 (ЗП), 4 (ОЗ) и 12 (пласт) Ом·м, радиус скважины 0.108 м, УЭС бурового раствора 1 Ом·м. Толщина коллектора меняется от 0.5 до 3.0 м. Для сравнения рассчитываются также сигналы в модели без ОЗ, с теми же параметрами ЗП и неизменной части пласта. Зонды ВИКИЗ и 5ИК генерируют токи только в горизонтальной плоскости, поэтому для расчета сигналов не задается вертикальное УЭС, хотя для глинистых отложений и характерна электрическая анизотропия.

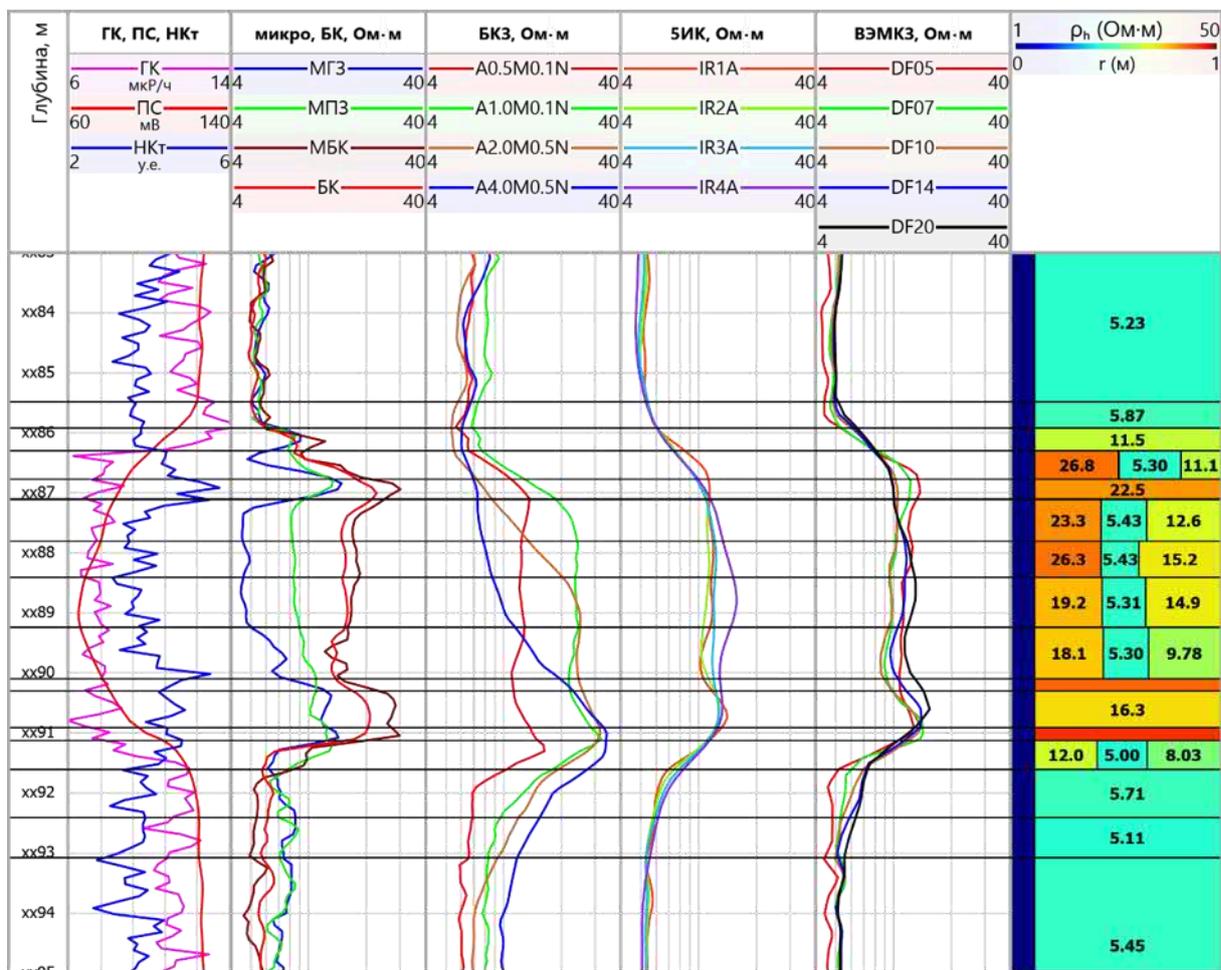


Рис. 1. Практические данные ГИС, полученные на Имилорском месторождении. Справа – цветное изображение геоэлектрической модели, полученной при совместной 2D инверсии данных БКЗ и ВИКИЗ: горизонтальное УЭС пластов и измененных фильтрацией бурового раствора зон (значения УЭС подписаны на блоках модели)

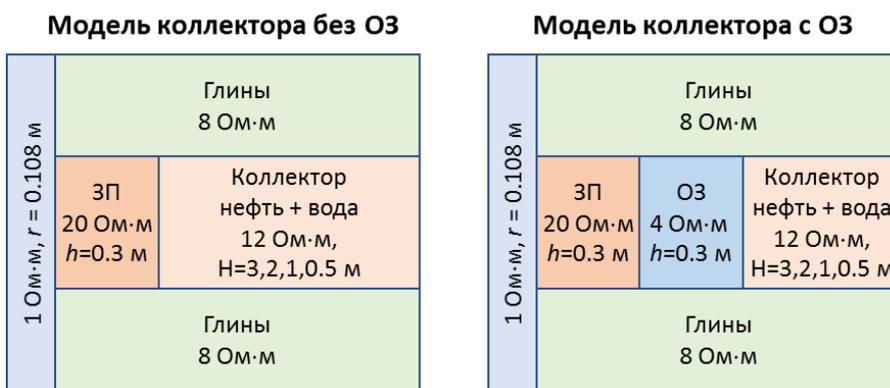


Рис. 2. Модели, используемые при численном моделировании сигналов зондов ВИКИЗ

СИГНАЛЫ ЗОНДОВ ВИКИЗ В МОДЕЛЯХ КОЛЛЕКТОРОВ С ОЗ И БЕЗ НЕЕ

На рисунке 3 представлены диаграммы кажущегося УЭС (ρ_k) для зондов ВИКИЗ в моделях коллекторов без ОЗ и с ОЗ с различной мощностью пронизаемого пласта.

Рассчитанные значения ρ_k уменьшаются по мере увеличения длины зонда, что обусловлено как радиальным распределением УЭС, так и влиянием вмещающих пластов более низкого УЭС. В интервале

пласта значение ρ_k для каждого зонда начинает снижаться под влиянием вмещающих пластов только при толщине коллектора, близкой к длине зонда. Сигнал короткого зонда DF05 не выходит на значение УЭС ЗП вследствие небольшой ее толщины. Значения ρ_k , определяемые наиболее длинным зондом DF20, при всех рассматриваемых значениях толщины проницаемого пласта наиболее близки к значению УЭС его неизменной части (12 Ом·м), выходят на него в нижней трети пласта при толщине 3 м и уменьшаются до 10 Ом·м в полуметровом пласте. То есть при всех значениях толщины пласта с повышающей зоной проникновения значения ρ_k с увеличением длины зондов уменьшаются. Исключение – зона под пластом, где монотонность расположения сигналов меняется из-за приближения к проницаемому пласту; характерный интервал изменений – длина зонда.

В модели с окаймляющей зоной на диаграммах ρ_k наблюдается заметное расхождение сигналов зондов разной длины (рис. 3). Наиболее длинному и короткому зондам ВИКИЗ, как и в модели без ОЗ, соответствуют повышенные значения кажущегося УЭС, относительно уровня во вмещающих породах. В случае короткого зонда это обусловлено большим вкладом в его показания повышающей зоны проникновения, чем для более длинных зондов, а в случае длинного зонда – большим вкладом неизменной части пласта. При этом значения ρ_k для короткого зонда ниже, чем в модели без ОЗ, примерно на 3 Ом·м, а для длинного зонда – не превышают 10 Ом·м, т. е. не выходят на УЭС неизменной части ни в одной точке измерения. Зондам средней длины (DF07, DF10 и DF14) соответствуют пониженные значения ρ_k в проницаемом пласте, что является результатом вклада в сигналы низкоомной окаймляющей зоны.

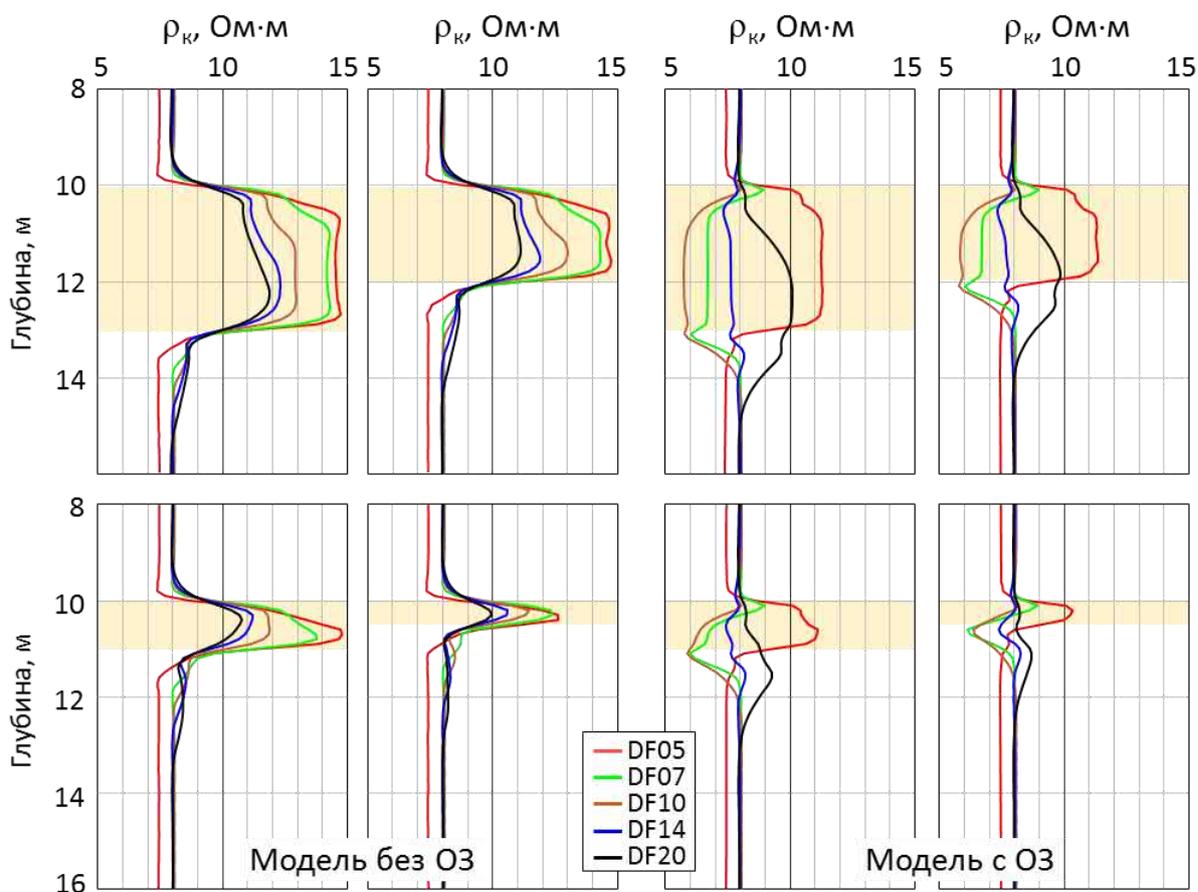


Рис. 3. Кажущееся УЭС для зондов ВИКИЗ (DF05, ..., DF20, число в мнемонике – длина зонда в дм) в моделях коллектора без окаймляющей зоны (слева) и с ней (справа). Толщина проницаемого пласта: 3, 2, 1, 0.5 м. Интервал проницаемого пласта выделен прямоугольной заливкой

Следует отметить достаточно сложные формы полученных в модели с ОЗ сигналов по сравнению с сигналами в модели без ОЗ. В модели без ОЗ границы пласта четко локализируются по точкам пересечения диаграмм, а изменение сигналов при подходе к пласту начинается на расстоянии длины зонда под его подошвой и в одинаковую сторону (повышения для ρ_k). В модели с ОЗ выделение границ оказывается возможным только по диаграмме короткого зонда, а изменение при подходе к подошве пласта происходит как в сторону увеличения ρ_k (наиболее выраженного для длинного зонда), так и в сторону уменьшения (зонды длиной 0.7 и 1.0 м).

При толщине пласта больше 0.5 м на диаграммах можно выделить границы по сигналу короткого зонда, а пластовые отсчеты сигналов образуют вогнутую кривую зондирования, характерную для ВИКИЗ в пласте с окаймляющей зоной. В случае пласта толщиной 0.5 м выделение такого интервала, в котором можно уверенно снять пластовые отсчеты, затруднено вследствие резких изменений сигналов: форму кривой зондирования сложно предсказать, даже если выделить пласт по диаграмме короткого зонда.

Как видно на диаграммах приращения значений кажущегося УЭС ($\Delta\rho_k$) и разности фаз ($\Delta(\Delta\phi)$), в результате добавления окаймляющей зоны наибольшим образом изменяются сигналы средних зондов (рис. 4). Именно в области формирования сигнала зондов длиной 0.7 и 1.0 м окаймляющая зона занимает наибольшую долю по сравнению с остальными: сигнал зонда длиной 0.5 м формируется в зоне проникновения и частично в окаймляющей зоне, а области формирования сигналов зондов длиной 1.4 и 2.0 м уже захватывают неизмененную часть пласта.

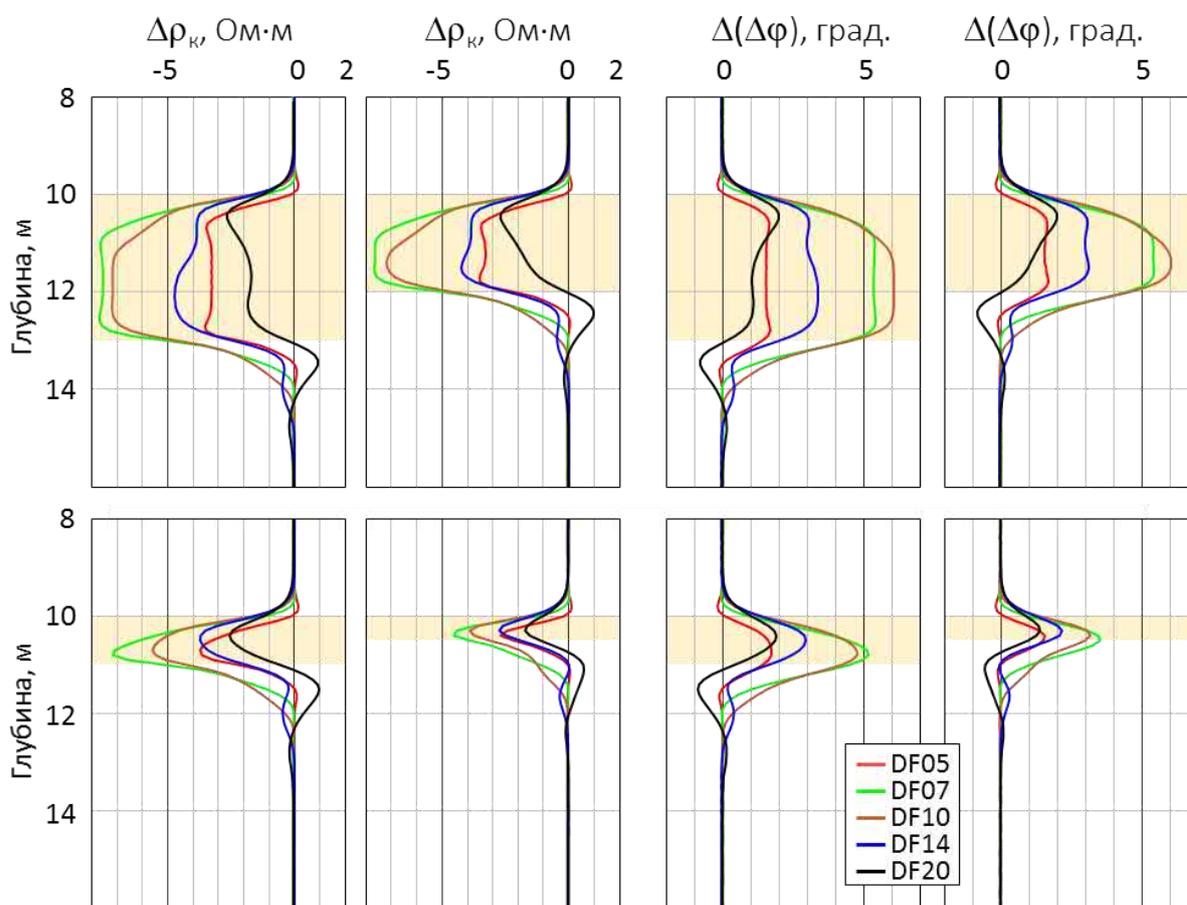


Рис. 4. Диаграммы приращений кажущегося УЭС $\Delta\rho_k$ и разности фаз $\Delta(\Delta\phi)$ для зондов ВИКИЗ (из значений в модели с ОЗ вычтены значения в модели без ОЗ). Толщина проникаемого пласта: 3, 2, 1, 0.5 м. Интервал проникаемого пласта выделен прямоугольной заливкой

Приращения разности фаз целесообразно сравнивать с абсолютной погрешностью измерения, обычно не превышающей в рассматриваемом диапазоне сигналов 0.5° . Из приведенных на рис. 4 диаграмм приращений следует вывод о возможности даже в тонком пласте выявить наличие ОЗ по соотношению сигналов зондов ВИКИЗ разной длины, тем более при их инверсии в классе 2D моделей.

СИГНАЛЫ ЗОНДОВ 5ИК В МОДЕЛЯХ КОЛЛЕКТОРОВ С ОЗ И БЕЗ НЕЕ

В модели коллектора без окаймляющей зоны для прибора 5ИК на диаграммах кажущейся удельной электрической проводимости σ_k наблюдается сильное расхождение сигналов зондов разной длины во вмещающих породах, представляющих собой однородную среду (рис. 5). Это связано с тем, что в отличие от зондов ВЭМКЗ зонды ИК при разной длине работают на одной и той же частоте и для них не выполняется условие изопараметричности.

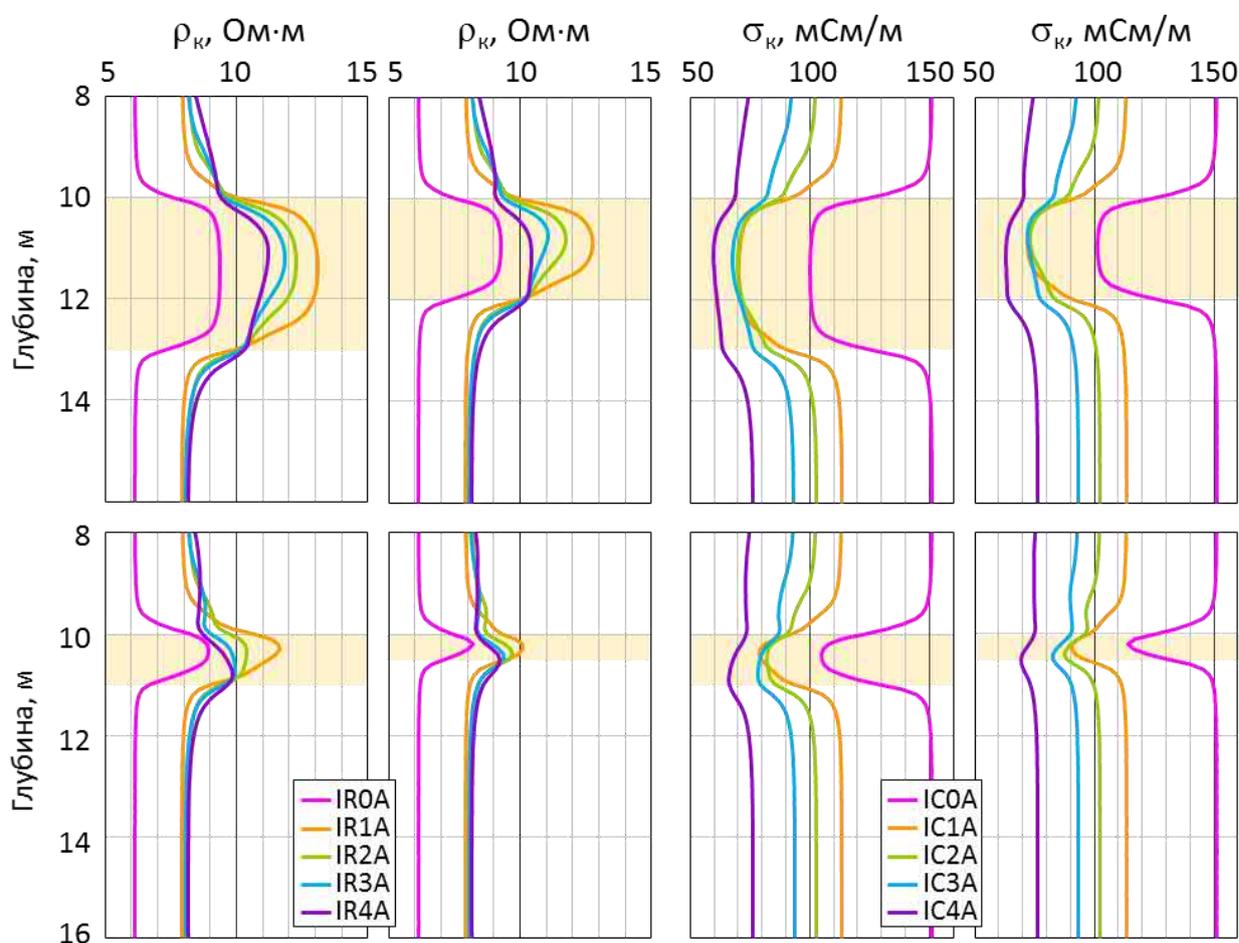


Рис. 5. Кажущееся УЭС (IR0A, ..., IR4A) и кажущаяся электропроводность (IC0A, ..., IC4A) для зондов 5ИК в модели коллектора без окаймляющей зоны. Толщина проницаемого пласта: 3, 2, 1, 0.5 м. Интервал проницаемого пласта выделен прямоугольной заливкой

В проницаемом пласте неглубокая зона проникновения снижает значения σ_k для средних зондов (IC1A, IC2A, IC3A) таким образом, что становится практически одинаковой – около 70 мСм/м. Большие значения, около 100 мСм/м, показывает короткий зонд IC0A, и меньшие, около 60 мСм/м – длинный зонд IC4A.

Изменение значений электропроводности в диапазоне от 60 до 150 мСм/м означает и разную абсолютную погрешность измерения, оцениваемую как $\pm (0.03 \cdot \sigma_k + 1)$ мСм/м [Рудяк и др., 2013]. Для $\sigma_k = 50$ мСм/м абсолютная погрешность составит ± 2.5 мСм/м, для $\sigma_k = 150$ мСм/м – ± 5.5 мСм/м. Следовательно, сигнал короткого зонда измеряется с наибольшей погрешностью, длинного – с наименьшей.

При переводе в кажущееся сопротивление с коррекцией скин-эффекта значения для всех зондов кроме короткого практически совпадают в непроницаемых пластах. Значения ρ_k короткого зонда занижены влиянием скважины с раствором. В проницаемом пласте для зондов IC1A, IC2A, IC3A, IC4A влияние ЗП на значения ρ_k тем больше, чем короче зонд, то есть, за исключением зонда IC0A, распределены в проницаемом пласте таким же образом, что и для ВЭМКЗ. Значения, определяемые длинным зондом IC4A, являются наименьшими, зондом IC1A – наибольшими. Диаграммы ρ_k зондов 5ИК изменяются более плавно, чем сигналы зондов ВИКИЗ, и достигают меньших экстремальных значений. Значения ρ_k для короткого зонда IC0A – наименьшие, как в проницаемом, так и в непроницаемых пластах модели, что является следствием значительного вклада в сигнал скважины с проводящим раствором. По-видимому, по этой причине данные короткого зонда часто совсем не приводят на планшетах.

Значения ρ_k в проницаемом пласте, рассчитанные для зонда IC0A, снижаются с уменьшением толщины пласта от 9.2 до 8.1 Ом·м. Сигнал зонда IC4A выходит на значение 11.1 Ом·м в верхней трети пласта толщиной 3 м и на около 9.2 Ом·м – при толщине пласта 0.5 м. Значения ρ_k максимальны для зонда IC1A при всех значениях толщины пласта, но на УЭС ЗП не выходят (13.1 Ом·м при толщине 3.0 м, 10.1 Ом·м при толщине 0.5 м).

Добавление в модель низкоомной окаймляющей зоны приводит к заметному изменению рассчитанных сигналов 5ИК при всех значениях толщины проницаемого пласта, что видно на соответствующих диаграммах σ_k и ρ_k (рис. 6). Кажущаяся проводимость для всех зондов в интервале проницаемого пласта повышена по сравнению с сигналами, рассчитанными для модели без окаймляющей зоны. Сигналы зондов IC1A и IC2A в проницаемом пласте практически такие же, как и во вмещающих породах. Относительно значения в модели без ОЗ изменение уровня сигнала длинного зонда в минимуме оказывается минимальным: не более 3 мСм/м, т. е. не превышает погрешности измерения. При этом уровни сигналов трех средних зондов заметно расходятся между собой, в отличие от сигналов в модели без ОЗ.

На диаграммах ρ_k наблюдается обратное, по сравнению с моделью без ОЗ, расположение сигналов всех зондов, кроме самого короткого – наибольшие значения ρ_k соответствуют зонду IC4A, наименее подверженному влиянию ОЗ и ЗП; наименьшие – средним зондам. Значения ρ_k в проницаемом пласте для зонда IC0A снизились на ~2 Ом·м по сравнению со значениями в модели без ОЗ. Сигнал зонда IC4A выходит на значение 10.6 Ом·м только в самом мощном пласте и снижается до 8.8 Ом·м в пласте толщиной 0.5 м. Однако даже в модели с самым тонким пластом значение ρ_k на его интервале максимально именно для длинного зонда, а расположение значений для зондов разной длины обратно расположению в модели без ОЗ: ρ_k снижается с уменьшением длины зонда, а не возрастает. На диаграммах ρ_k четырех зондов прибора 5ИК, приведенных на рис. 1, можно заметить похожее соотношение сигналов: максимальное значение показывает самый длинный зонд, и его сигнал далеко отстоит от сигналов средних зондов.

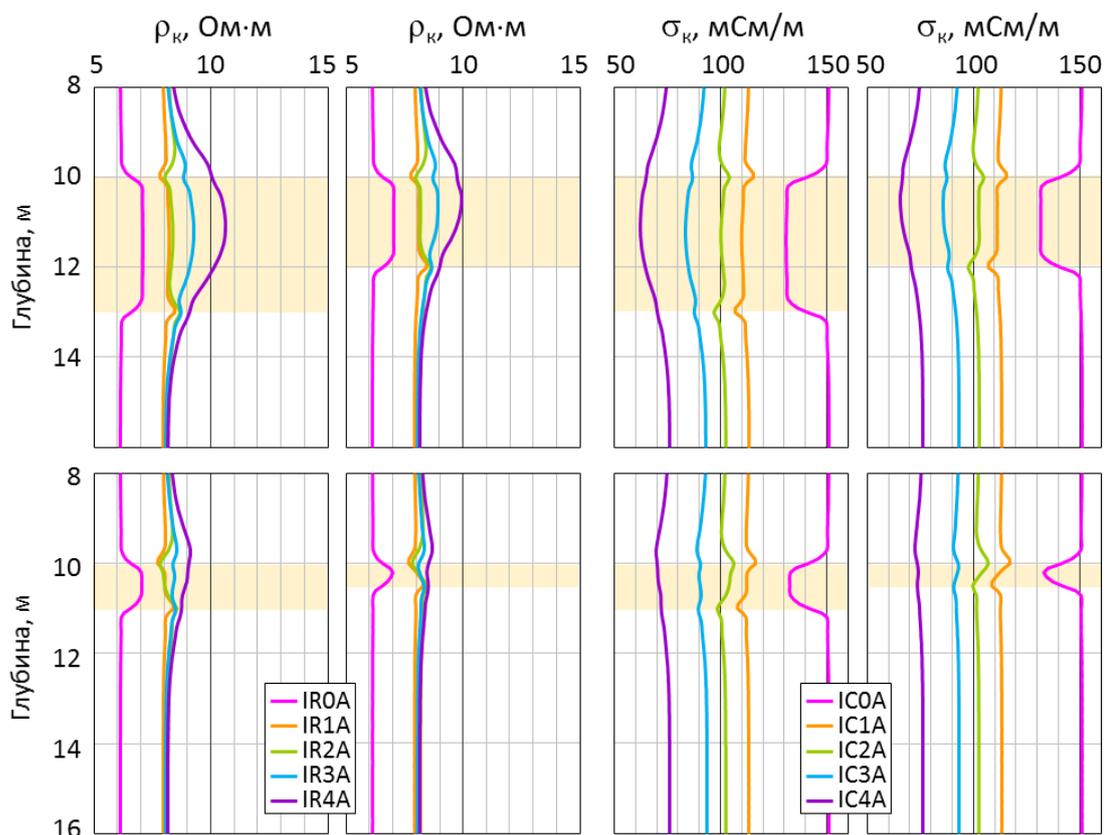


Рис. 6. Кажущееся УЭС (IR0A, ..., IR4A) и кажущаяся электропроводность (IC0A, ..., IC4A) для зондов 5ИК в модели коллектора с окаймляющей зоной. Толщина проницаемого пласта: 3, 2, 1, 0.5 м. Интервал проницаемого пласта выделен прямоугольной заливкой

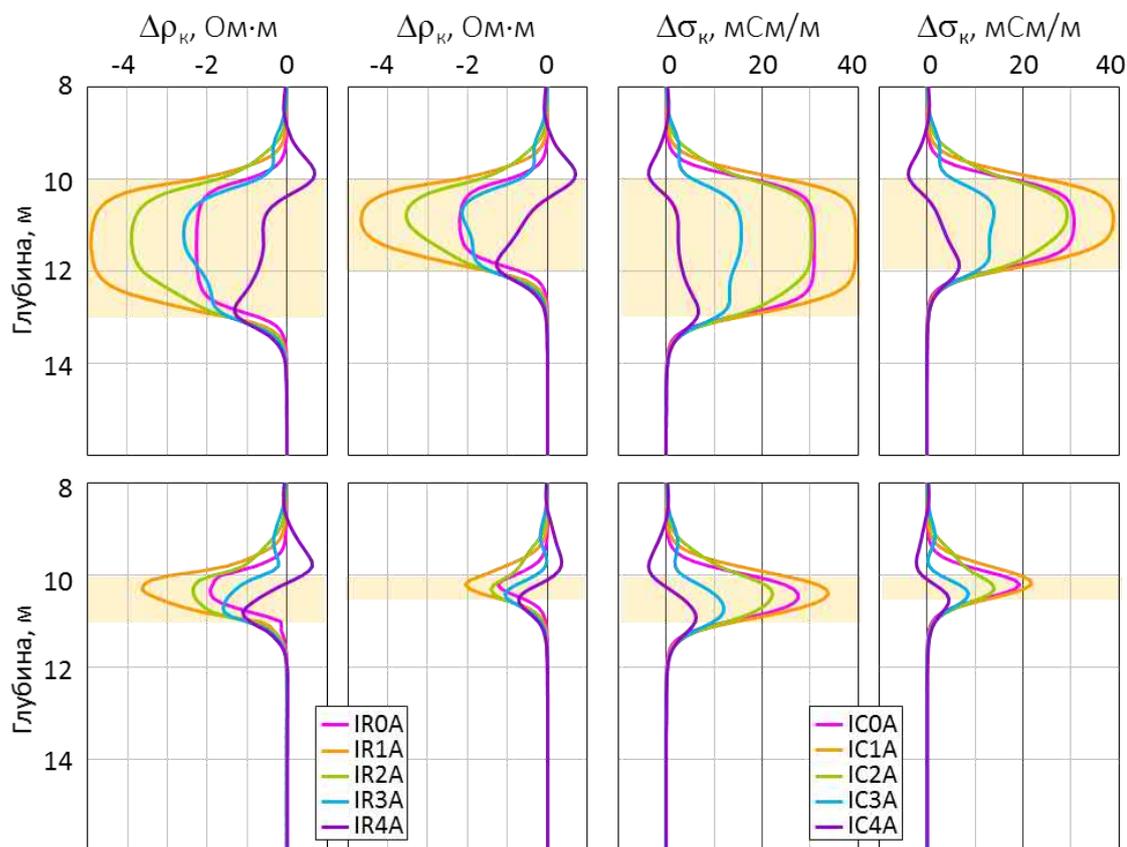


Рис. 7. Диаграммы приращений $\Delta\rho_{кр}$ и $\Delta\sigma_{кр}$ для зондов 5ИК (из значений в модели с ОЗ вычтены значения в модели без ОЗ). Толщина проницаемого пласта: 3, 2, 1, 0.5 м. Интервал проницаемого пласта выделен прямоугольной заливкой

Влияние окаймляющей зоны на сигналы зондов 5ИК особенно заметно на диаграммах приращений $\Delta\sigma_k$ (рис. 7). Как и в методе ВИКИЗ, наличие окаймляющей зоны меньше всего влияет на показания длинного зонда, и значительно более сильному влиянию ОЗ подвержены сигналы средних зондов IC1A, IC2A, IC3A, при этом даже для длинного зонда приращение кажущейся проводимости в полтора-два раза превышает погрешность измерения.

На диаграммах $\Delta\rho_k$ видно, что сигналы зондов IC1A и IC2A подвержены существенно большему влиянию ОЗ, чем сигналы других зондов. Максимальные значения $\Delta\rho_k$ для зондов 5ИК (5.0 Ом·м для зонда IC1A) меньше максимальных значений $\Delta\rho_k$ для зондов ВЭМКЗ (7.5 Ом·м для зонда DF07), что указывает на меньшую чувствительность сигналов зондов 5ИК к окаймляющей зоне. Стоит отметить, что изменение ρ_k для зонда IC1A, обусловленное наличием ОЗ, примерно такое же, что и для зонда IC3A, то есть, при инверсии сигнал короткого зонда повысит достоверность определяемых параметров модели.

Следует отметить, что выявление тонкого коллектора с ОЗ по данным только зондов 5ИК может оказаться проблематичным: при толщине пласта менее метра его можно вообще пропустить, особенно если не брать в рассмотрение самый короткий зонд, хоть как-то отражающий повышающую зону проникновения. Поэтому при поиске коллекторов небольшой толщины обязательно рассматривать весь доступный комплекс ГИС и комплексировать данные всех электрокаротажных зондов. Напротив, при наличии только повышающей ЗП коллекторы небольшой толщины выявляются по данным 5ИК вполне надежно.

ВЫВОДЫ

По результатам проведенного численного моделирования сигналов многозондовых приборов низкочастотного (5ИК) и высокочастотного (ВИКИЗ) индукционного каротажа в двумерных моделях коллектора с окаймляющей зоной и без нее можно сделать следующие выводы.

Сигналы зондов и ВИКИЗ, и 5ИК значительно отличаются в моделях с окаймляющей зоной и без нее, и по среднему уровню, и по соотношению для зондов разной длины. Сигналы обоих методов чувствительны к окаймляющей зоне, при этом наибольшему ее влиянию подвержены сигналы зондов средней длины.

Изменение значений кажущегося сопротивления для зондов 5ИК при добавлении в модель окаймляющей зоны меньше, чем для зондов ВИКИЗ, что указывает на меньшую, по сравнению с ВИКИЗ, чувствительность метода 5ИК к окаймляющей зоне.

При выявлении коллекторов толщиной около метра и менее при наличии окаймляющей зоны обязательно рассматривать весь доступный комплекс ГИС и комплексировать данные всех электрокаротажных зондов, потому что сигналов только 5ИК не будет достаточно из-за их слабого изменения по сравнению с сигналами во вмещающих отложениях.

Таким образом, анализ рассчитанных в типичной модели коллектора сигналов показал, что метод 5ИК чувствителен к окаймляющей зоне (в наибольшей степени – зонды средней длины); сигналы 5ИК различны в моделях с окаймляющей зоной и без нее по уровню и соотношению для зондов разной длины. Надежность выявления ОЗ и оценки ее толщины и УЭС будет выше при комплексировании с методами постоянного тока.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2022-0026 «Инновационные аспекты электродинамики в задачах разведочной и промысловой геофизики».

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Ю.Н., Сметанина Л.В., Михайлов И.В.** Окаймляющая зона как признак подвижной нефти в терригенных коллекторах // Каротажник. – 2012. – № 6. – С. 16–40.
- Дворкин В.И., Морозова Е.А., Лаздин А.Р.** Определение удельного сопротивления коллекторов по данным пятизондового индукционного каротажа // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». – 2012. – № 1. – С. 279–282, <http://ngdelo.ru/article/view/10595/0>.
- Кнеллер Л.Е., Потапов А.П.** Определение удельного электрического сопротивления пластов при радиальной и вертикальной неоднородности разреза скважин // Геофизика. – 2010. – № 1. – С. 52–64.
- Методическое** руководство по проведению индукционного каротажа аппаратурой 4ИК и первичной обработке данных. – Тверь: Нефтегазгеофизика, 2006. – 38 с.
- Нечаев О.В., Глинских В.Н.** Быстрый прямой метод решения обратной задачи электрического каротажа в нефтегазовых скважинах // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. – 2017. – № 15 (4). – С. 53–63, doi: 10.25205/1818-7900-2017-15-4-53-63.
- Петров А.М., Нечаев О.В., Сухорукова К.В.** Двумерная инверсия сигналов российского электрокаротажа, измеренных на интервалах сложнопостроенных отложений [Электронный ресурс] // Геомодель–2019: 21-я конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа (г. Геленджик, 9–13 сентября 2019 г.): Тезисы докладов. – Геленджик, 2019а. – С. 1–5, doi: 10.3997/2214-4609.201950044.
- Петров А.М., Сухорукова К.В., Нечаев О.В.** Совместная двумерная инверсия данных электрического и электромагнитного каротажных зондирований в анизотропных моделях песчано-глинистых отложений // Каротажник. – 2019б. – № 3 (297). – С. 85–103.
- Пирсон С. Дж.** Справочник по интерпретации данных каротажа / под ред. С.Г. Комарова. – Москва: Недра, 1966. – 413 с.
- Рудяк Б.В., Снежко О.М., Шеин Ю.Л.** Технология индукционного каротажного зондирования высокого разрешения // Каротажник. – 2013. – № 3 (225). – С. 70–83.
- Сухорукова К.В., Петров А.М., Москаев И.А., Нечаев О.В., Никитенко М.Н.** Геоэлектрические модели меловых коллекторов Западной Сибири и сигналы электрокаротажа // Интерэкспо ГЕО-Сибирь–2019. XIV Междунар. науч. конгр. (24–26 апреля 2019 г., Новосибирск): Сб. материалов в 9 т. Т. 2. – Новосибирск: СГУГиТ, 2019. – С. 79–86.
- Технология** исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ: Методическое руководство // под ред. М.И. Эпова, Ю.Н. Антонова. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000. – 121 с.
- Эпов М.И., Каюров К.Н., Ельцов И.Н., Петров А.Н., Сухорукова К.В., Соболев А.Ю., Власов А.А.** Новый аппаратный комплекс геофизического каротажа СКЛ и программно-методические средства интерпретации EMF PRO // Бурение и нефть. – 2010. – № 2. – С. 16–19.
- Эпов М.И., Шурина Э.П., Нечаев О.В.** Прямое трехмерное моделирование векторного поля для задач электромагнитного каротажа // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 4. – С. 989–995.
- Anderson B.** Modeling and inversion methods for the interpretation of resistivity logging tool response. – Delft University Press, Delft, The Netherlands. – 2001. – 378 p.
- Епов М.И., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V., Petrov A.M., Rabinovich M., Weston H., Tyurin E., Wang G.L., Abubakar A., Claverie M.** Comparison of the Russian and western resistivity logs in typical Western Siberian reservoir environments: A numerical study // Petrophysics. – 2020. – Vol. 61 (1). – P. 38–71, doi: 10.30632/PJV61N1-2020a1.

REFERENCES

- Anderson B.** Modeling and inversion methods for the interpretation of resistivity logging tool response. – Delft University Press, Delft, The Netherlands. – 2001. – 378 p.
- Antonov Yu.N., Smetanina L.V., Mikhailov I.V.** A low-resistivity zone as an indication of mobile oil in terrigenous // *Karotazhnik*. – 2012. – Vol. 6. – P. 16–40.
- Dvorkin V.I., Morozova E.A., Lazdin A.R.** Formation resistivity evaluation according to the five-sonde induction logging data // *The electronic scientific journal Oil and Gas Business*. – 2012. – Vol. 1. – P. 279–282.
- Eпов M.I., Antonov Yu.N., Yeltsov I.N., Zhmaev S.S., Petrov A.N., Ulyanov V.N., Glinskikh V.N., Eremin V.N., Kayurov K.N., Kiselev V.V., Lavrukhov V.T., Martakov S.V., Nikitenko M.N., Revva M.Yu., Sobolev A.Yu., Sukhorukova K.V., Cheryauka A.B.** VIKIZ Method for Logging Oil and Gas Boreholes. – Geo, Novosibirsk, 2002. – 112 p.
- Eпов M.I., Shurina E.P., Nechaev O.V.** 3D forward modeling of vector field for induction logging problems // *Russian Geology and Geophysics*. – 2007. – Vol. 48 (9). – P. 770–774.
- Eпов M., Kayurov K., Yeltsov I., Petrov A., Sukhorukova K., Sobolev A., Vlasov A.** New SKL geophysical-logging system and EMF Pro software for induction log interpretation // *Burenie i Neft'*. – 2010. – No. 2. – P. 16–19.
- Eпов M.I., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V., Petrov A.M., Rabinovich M., Weston H., Tyurin E., Wang G.L., Abubakar A., Claverie M.** Comparison of the Russian and western resistivity logs in typical Western Siberian reservoir environments: A numerical study // *Petrophysics*. – 2020. – Vol. 61 (1). – P. 38–71, doi: 10.30632/PJV61N1-2020a1.
- Kneller L.E., Potapov A.P.** Reservoir rock resistivity studies while lateral and vertical heterogeneity // *Geofizika*. – 2010. – Vol. 1. – P. 52–64.
- Methodological** guide for induction logging with 4IK equipment and primary data processing. *Neftegazgeofizika*, Tver, 2006. – 38 p.
- Nechaev O.V., Glinskikh V.N.** Fast direct method for solving inverse problems of electrical logging in oil and gas wells // *Vestnik NSU. Series: Information Technologies*. – 2017. – Vol. 15 (4). – P. 53–63, doi: 10.25205/1818-7900-2017-15-4-53-63.
- Petrov A.M., Nechaev O.V., Sukhorukova K.V.** Two-dimensional inversion of Russian electric logging signals measured at intervals of complex sediments // *Geomodel 2019: 21st Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development*. – EAGE, Gelendzhik, 2019a, – Vol. 2019. – P. 1–5, doi: 10.3997/2214-4609.201950044.
- Petrov A.M., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V.** A combined two-dimension inversion of electric and electromagnetic sounding logs in models of anisotropic sand-and-clay sediments // *Karotazhnik*. – 2019b. – Vol. 3 (297). – P. 85–103.
- Pearson S.D.** Log data interpretation handbook. – Nedra, Moscow, 1966. – 416 p.
- Rudyak B.V., Snezhko O.M., Shein Yu.L.** High-resolution induction logging sounding technology // *Karotazhnik*. – 2013. – Vol. 3 (225). – P. 70–83.
- Sukhorukova K.V., Petrov A.M., Moskaev I.A., Nechaev O.V.** Galvanic and electromagnetic logs in realistic models of West-Siberian cretaceous formations // *Proceedings of XIII International congress GEO-Sibir-2019 (24–26 April 2019, Novosibirsk)*. – Novosibirsk: SGUGiT, 2019. – Vol. 2. – P. 79–86.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

СУХОРУКОВА Карина Владимировна – доктор технических наук, главный научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: количественная интерпретация комплекса данных скважинной электротометрии в вертикальных и субгоризонтальных скважинах.

АНАНЬЕВ Станислав Вячеславович – студент кафедры геофизики геолого-геофизического факультета НГУ. Основные научные интересы: исследование поведения сигналов низкочастотного и высокочастотного индукционного каротажа в вертикальных и субгоризонтальных скважинах.

ПЕТРОВ Алексей Михайлович – кандидат технических наук, старший научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: методическое и программное обеспечение количественной интерпретации данных зондирующих методов скважинной электротометрии.

НЕЧАЕВ Олег Валентинович – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: численное моделирование и инверсия данных разведочной и скважинной электротометрии.

*Статья поступила в редакцию 27 июля 2022 г.,
принята к публикации 7 октября 2022 г.*



Памяти Михаила Борисовича Шнеерсона посвящается

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕАЛЬНЫХ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ, ОСЛОЖНЕННЫХ ГАРМОНИЧЕСКИМИ ПОМЕХАМИ

М.С. Денисов, А.А. Зыков

ООО «ГЕОЛАБ», 119071, Москва, ул. Орджоникидзе, 12/4, Россия,

e-mail: denisovms@gmail.com

Исследуются особенности сигнала толкающего усилия, осложненного гармониками. Показано, что фильтры адаптации, позволяющие в соответствующем диапазоне частот привести к единой форме амплитудно- и фазочастотные характеристики гармоник, имеют простую форму. Обсуждается проблема фокусировки сигнала, содержащего гармоники, при помощи корреляции и деконволюции. Показан пример использования гармоник для расширения спектра сигнала.

Вибросейс, гармоники, фильтрация, адаптация

STUDY OF PROPERTIES OF REAL VIBROSEIS SIGNALS CONTAMINATED BY HARMONIC NOISE

M.S. Denisov, A.A. Zykov

GEOLAB Ltd, Ordzhonikidze Str., 12/4, Moscow, 119071, Russia,

e-mail: denisovms@gmail.com

Properties of the ground force signal complicated by harmonics are studied. It is shown that the adaptation filters, that enable matching the amplitude- and phase- frequency characteristics of harmonics in the corresponding frequency range, have a simple form. The problem of focusing a signal containing harmonics using correlation and deconvolution is discussed. An example of using harmonics to expand the signal spectrum is given.

Vibroseis, harmonics, filtering, adaptation

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа продолжает цикл статей, посвященных вопросам, связанным с гармоническими искажениями сигналов в методе Вибросейс. Исследования были инициированы известным специалистом по невзрывной сейсморазведке доктором технических наук М.Б. Шнеерсоном. Михаила Борисовича всегда интересовала возможность не просто удаления гармоник с целью устранения так называемых «нелинейных» искажений сигнала, а их использования для расширения спектра импульса и, как следствие, повышения разрешенности сейсмических трасс. Поэтому в качестве цели намечено не вычитание из реального искаженного сигнала его гармоник, а их разделение с дальнейшим использованием последних. Первый наш (т. е. полученный при участии одного из соавторов настоящей

работы) опыт решения такой задачи описан в статьях [Денисов, Шнеерсон, 2017, 2018], а более совершенная методика, успешно опробованная на полевых сейсмограммах и основанная на построении оптимальных фильтров адаптации, изложена в публикациях [Денисов и др., 2019; Denisov et al., 2019, 2021]. Алгоритм получил название *оптимизационной рекурсивной фильтрации* (ОРФ). Он представляет собой двухэтапную процедуру, на первом шаге которой реализуется прогнозирование поля помех. На втором шаге это поле адаптивно вычитается из коррелограммы.

В процессе тестирования алгоритма выяснилось, что используемый в нем функционал требует совершенствования. На это мы обращали внимание читателей публикации [Денисов, Егоров, 2019б], обещая продолжение работ в этом направлении. Как оказалось, возможность улучшения статистических свойств функционала зависит от некоторых особенностей гармоник. В настоящем исследовании изучаются эти особенности, а наша следующая работа, посвященная совершенствованию функционала, будет опираться на полученные здесь результаты.

Также мы изучим вопросы, связанные с переходом от виброграммы к коррелограмме в ситуации наличия гармонических искажений. Известно, что фокусировку вибросейсмического сигнала можно производить как при помощи корреляционного преобразования, так и при помощи обратной фильтрации. Если для этого используется теоретический свип-сигнал, то способы оказываются тождественными. При наличии интенсивных гармонических помех они приводят к неудовлетворительному результату. Если сигнал толкающего усилия (в англоязычной литературе – ground force) тем или иным способом регистрируется в процессе проведения полевых работ, то можно пытаться достичь лучшего качества фокусировки. Тем не менее, и в этом случае артефакты оказываются весьма значительными, что вынуждает нас использовать альтернативные методики перехода от виброграммы к коррелограмме.

Наконец, нам предстоит продолжить изучение возможности расширения спектра сигнала за счет привлечения информации, содержащейся в гармониках. Разделив сигнал и гармоники при помощи алгоритма ОРФ, мы получаем несколько сейсмических трасс, отличающихся друг от друга формой импульса. Точнее говоря, импульсы будут иметь различные частотные диапазоны. Отдельно решается задача построения оптимальных фильтров, позволяющих наилучшим образом объединить эти трассы в одну.

МОДЕЛЬ

В работе [Денисов, Егоров, 2019а] предложена модель вибросейсмического сигнала $q(t)$ в виде:

$$q(t) = \sum_{m=1}^M a_m(t) * q_m(t), \quad (1)$$

где $q_m(t)$ – m -я гармоника, $a_m(t)$ – фильтры, M – общее число гармоник, t – индекс дискретного времени. Звездочка обозначает свертку. Мы условились, что первая гармоника $q_1(t)$ является основным свипом (или сигналом основного тона), и $a_1(t) = \delta(t)$ – «дискретная дельта-функция» [Корн, Корн, 1974]. Свип-сигнал, так же как и его гармоники, является линейно-частотно-модулированным (ЛЧМ) сигналом. Определив безразмерную переменную t как индекс дискретного времени, будем также рассуждать о ее размерном эквиваленте, измеряемом в миллисекундах, который мы для простоты тоже обозначим через t , не оговаривая всякий раз то, что они связаны умножением на шаг дискретизации Δt .

Сигнал проходит верхнюю часть разреза (ВЧР), в которой претерпевает искажения, зависящие от особенностей ее геологического строения. Поэтому в глубь среды распространяется уже не $q(t)$, а импульс

$$s(t) = p(t) * q(t), \quad (2)$$

где оператор $p(t)$ описывает влияние ВЧР, которое очень часто сводится к эффекту неупругого поглощения, т. е. к тому, что высокочастотные компоненты затухают сильнее низкочастотных. Здесь мы также условимся включать в форму фильтра $p(t)$ искажения, связанные с отклонением основного тона вибрационного импульса от желаемого теоретического ЛЧМ-сигнала. Как правило, современные вибрационные установки отличаются невысоким уровнем таких искажений, по крайней мере, в достаточно широком частотном диапазоне, что мы проиллюстрируем ниже. Поэтому вклад этого фактора в фильтр $p(t)$ обычно оказывается малым по сравнению с вкладом, обусловленным влиянием ВЧР, и добавка к фильтру описывается простой функцией.

Сигнал толкающего усилия, записываемый в полевых условиях, обычно регистрируется при помощи датчика, расположенного на плите вибрационной установки. Это означает, что его форма не зависит от сейсмогеологических условий в ВЧР, а в глубь среды распространяется другой импульс. Поэтому при изучении полевой записи сигнала толкающего усилия оператор $p(t)$, фигурирующий в (2), будет описывать только отличия формы реального основного тона колебаний от ЛЧМ-сигнала и не будет содержать информации о влиянии ВЧР.

СВОЙСТВА ФИЛЬТРОВ АДАПТАЦИИ

Нам требуется, в первую очередь, изучить свойства функций $a_m(t)$, что важно для понимания особенностей алгоритма ОРФ, где оптимальные оценки этих функций являются фильтрами адаптивного вычитания спрогнозированных полей гармоник из коррелограммы. С этой целью мы опишем алгоритм разделения сигнала и гармоник, который в дальнейшем применим к импульсу толкающего усилия, записанному в процессе проведения полевого сейсмического эксперимента. Известно, что ЛЧМ-сигнал имеет мгновенную частоту, изменение которой по временной координате подчиняется линейному закону [Гоноровский, 1986]. В каждый фиксированный момент времени гармоники, интерферирующие с сигналом, имеют мгновенные частоты, кратные частоте основного свипа. Иначе говоря, если в некоторый момент времени свип основного тона характеризуется мгновенной циклической частотой $\hat{\omega}$, то гармоника второго порядка имеет частоту $2\hat{\omega}$, а гармоника третьего порядка – $3\hat{\omega}$. (В дальнейшем, там, где это будет удобно, будем параллельно использовать как циклическую частоту ω , измеряемую в радианах, так и линейную частоту f , измеряемую в герцах, при этом каждый раз не оговаривая такой переход, т. к. он будет ясен из контекста.) Поэтому для свободного от интерференции изолированного импульса толкающего усилия можно добиться разделения основного тона колебаний и каждой гармоники путем применения нестационарной полосовой фильтрации. Частоты среза такого фильтра принимают свои значения для каждого отсчета: полоса пропускания центрируется на текущем значении мгновенной частоты функции, которую требуется пропустить, а его действие соответствует процедуре свертки сигнала

с нестационарным по временной координате оператором. В результате такого преобразования имеем набор сигналов $s_m(t)$, которые, на основании равенств (1) и (2), описываются выражениями

$$s_m(t) = a_m(t) * q_m(t) * p(t).$$

Отличия полученных сигналов друг от друга заключаются не только в том, что в них фигурируют различные функции $a_m(t)$ (а именно к этому мы стремились, и этим свойством мы планируем воспользоваться), но и в том, что они отличаются сверточными компонентами $q_m(t)$. Последняя особенность затрудняет извлечение информации об интересующих нас операторах $a_m(t)$.

Мы, однако, можем учесть свойство ЛЧМ-сигналов, согласно которому их амплитудный спектр равен константе в соответствующем диапазоне частот. Для нашей задачи величина этой константы не существенна, т. к. она является лишь масштабирующим коэффициентом функции $a_m(t)$ и не влияет на форму этой функции. Поэтому в дальнейшем для простоты будем полагать все такие константы равными условной единице.

Если основной свип-сигнал возбуждается в диапазоне частот $\omega \in (\omega_1, \omega_2)$, то m -я гармоника имеет частотный диапазон $\omega \in (m\omega_1, m\omega_2)$, в пределах которого ее амплитудный спектр равен постоянной величине. Как следует из (1), каждая функция $a_m(t)$ также однозначно определена только в пределах этого диапазона. Нас интересует разделение сигнала и гармоник, поэтому решать эту задачу имеет смысл в пределах частотного диапазона, где сигнал перекрывается с гармониками. Так, например, если иметь в виду разделение сигнала и второй гармоники, то это диапазон $\omega \in (2\omega_1, \omega_2)$.

Обозначим процедуру так называемой ретросвертки или вычисления функции взаимной корреляции (ФВК), определенной для детерминированных сигналов $q_m(t)$ и $q_l(t)$, через $q_m(t) * q_l(-t)$. Аналогичную процедуру вычисления функции автокорреляции (АКФ), определенной для детерминированного сигнала, обозначим через $q_m(t) * q_m(-t)$.

Очевидно, что АКФ m -й гармоники должна представлять собой полосовой фильтр с частотами среза $(m\omega_1, m\omega_2)$, для которого введем обозначение $\Pi^{(m\omega_1, m\omega_2)}(t)$. Применим к $s_1(t)$ ретросвертку с $q_1(t)$:

$$\tilde{s}_1(t) = s_1(t) * q_1(-t),$$

а к $s_2(t)$ ретросвертку с $q_2(t)$:

$$\tilde{s}_2(t) = s_2(t) * q_2(-t).$$

Тогда получим соответственно

$$\tilde{s}_1(t) = \Pi^{(\omega_1, \omega_2)}(t) * p(t) \quad \text{и} \quad \tilde{s}_2(t) = a_2(t) * \Pi^{(2\omega_1, 2\omega_2)}(t) * p(t).$$

Спектральные характеристики функций $\tilde{s}_1(t)$ и $\tilde{s}_2(t)$ перекрываются только при $\omega \in (2\omega_1, \omega_2)$. Поэтому для получения оценок фильтров адаптации предварительно ограничим функции этим диапазоном частот, применив к ним полосовую фильтрацию:

$$\tilde{\tilde{s}}_1(t) = \Pi^{(\omega_1, \omega_2)}(t) * \Pi^{(2\omega_1, \omega_2)}(t) * p(t).$$

Очевидно, что $\Pi^{(\omega_1, \omega_2)}(t) * \Pi^{(2\omega_1, \omega_2)}(t) = \Pi^{(2\omega_1, \omega_2)}(t)$. Поэтому

$$\tilde{s}_1(t) = \Pi^{(2\omega_1, \omega_2)}(t) * p(t). \quad (3)$$

Аналогично

$$\tilde{s}_2(t) = a_2(t) * \Pi^{(2\omega_1, \omega_2)}(t) * p(t). \quad (4)$$

Преобразованные таким образом сигналы отличаются только сверточной компонентой $a_2(t)$, которая и является искомой. Точнее говоря, в ОРФ изучению подлежит не сама функция $a_2(t)$, а фильтр адаптации $\hat{a}_2(t)$, являющийся решением оптимизационной задачи метода наименьших квадратов:

$$\hat{a}_2(t) = \arg \min_{\tilde{a}_2(t)} \sum_t (\tilde{s}_2(t) - \tilde{a}_2(t) * \tilde{s}_1(t))^2. \quad (5)$$

Минимизация функционала сводится к решению хорошо известной системы линейных алгебраических уравнений, также называемой системой нормальных уравнений [Кондратьев, 1976].

В диапазоне частот $(2\omega_1, \omega_2)$ амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) функций $a_2(t)$ и $\hat{a}_2(t)$ совпадают. В принципе, нам этого достаточно для дальнейшего анализа особенностей методики ОРФ. Но можно также ставить задачу получения функции в полном диапазоне ее частот, т. е. для $\omega \in (2\omega_1, 2\omega_2)$. Такая оценка получается с привлечением гармоник старшего порядка подобно тому, как мы это сделали, придя к выражениям (3) и (4) и сформировав функционал (5). Аналогичные рассуждения и вычисления можно провести для получения $a_m(t)$ и $\hat{a}_m(t)$, $m > 2$.

Применим описанную процедуру к сигналу толкающего усилия, зарегистрированному при проведении полевых наблюдений, который любезно предоставил нам известный специалист по невзрывной сейсморазведке Zhouhong Wei (США) в личном сообщении. Мы не показываем исходный сигнал, т. к. подобная иллюстрация оказалась бы неинформативной. Нам пришлось бы столкнуться либо с непреодолимыми проблемами, связанными с визуализацией протяженных быстроосциллирующих функций, либо демонстрировать лишь небольшой фрагмент. Кроме того, гармоники всегда наблюдаются в интерференции как с сигналом основного тона, так и друг с другом, что крайне затрудняет интерпретацию волновой картины. Поэтому традиционным способом иллюстрирования эффектов, связанных с гармониками, является показ колонок спектрально-временного анализа (СВАН) [Боганик, Гурвич, 2006], где, как известно, гармоники приобретают вид прямых линий, что является следствием применения линейной частотной модуляции. Наклон линий и диапазон частот вдоль линии зависят от номера гармоники. Они не пересекаются (точнее говоря, имеют точку пересечения на нулевой частоте, что ситуацию не меняет, т. к. столь низкие частоты не возбуждаются и в полевых виброграммах не регистрируются), поэтому эффект интерференции разрешается.

На рисунке 1, а показана СВАН-колонка исходного толкающего усилия. Выделяются линии, которые соответствуют сигналу основного тона и нескольким гармоникам. Рисунок 1, б повторяет рис. 1, а, но для удобства интерпретации основной свип и гармоники второго и третьего порядков выделены путем наложения на них линий разного цвета. Параметры использованного свип-сигнала: нижняя частота 10 Гц, верхняя частота 120 Гц, длительность записи 18000 мс, возбуждение сигнала проводилось во временном интервале 9000–18000 мс. На СВАН-колонке заметны значительные отклонения реальных фазовых характеристик от теоретических значений для частот выше 80 Гц: траектории перестают быть линейными

и приобретают заметную кривизну. На рисунке 1, б зеленая линия в области низких и средних частот выбрана так, что она проходит почти точно по середине красной полосы. Однако в области высоких частот она смещается к нижнему краю полосы, после чего вообще выходит за ее пределы. Это свидетельствует о том, что сигнал основного тона отличается от желаемого ЛЧМ-сигнала. Этот эффект обусловлен некорректной работой вибратора на высоких частотах.

В результате применения нестационарной полосовой фильтрации из интерференционной записи выделены: сигнал основного тона (рис. 1, в), вторая гармоника (рис. 1, г) и третья гармоника (рис. 1, д). Нестационарная полосовая фильтрация успешно справилась с поставленной перед ней задачей.

Как следует из рисунков, амплитуда каждой гармоники является функцией частоты (что лишний раз подтверждает высказанное нами в предыдущих публикациях утверждение о том, что гармоники отличаются от свип-сигнала основного тона не коэффициентом, а фильтром). Относительная интенсивность гармоники в зависимости от частоты колебаний определяется амплитудой соответствующей спектральной компоненты, находящейся на линейной траектории СВАН-колонки. Иначе говоря, амплитудный спектр m -й гармоники «размазан» вдоль своей наклонной линии на СВАН. Заметим, что спектры гармоник имеют характерные разрастания и затухания энергии (такие разрастания наблюдаются в виде локальных увеличений и уменьшений амплитудных спектров вдоль наклонных линий на СВАН – см. рис. 1, г, д), что хорошо согласуется с многочисленными экспериментальными данными, демонстрируемыми в работе [Ведерников и др., 2001].

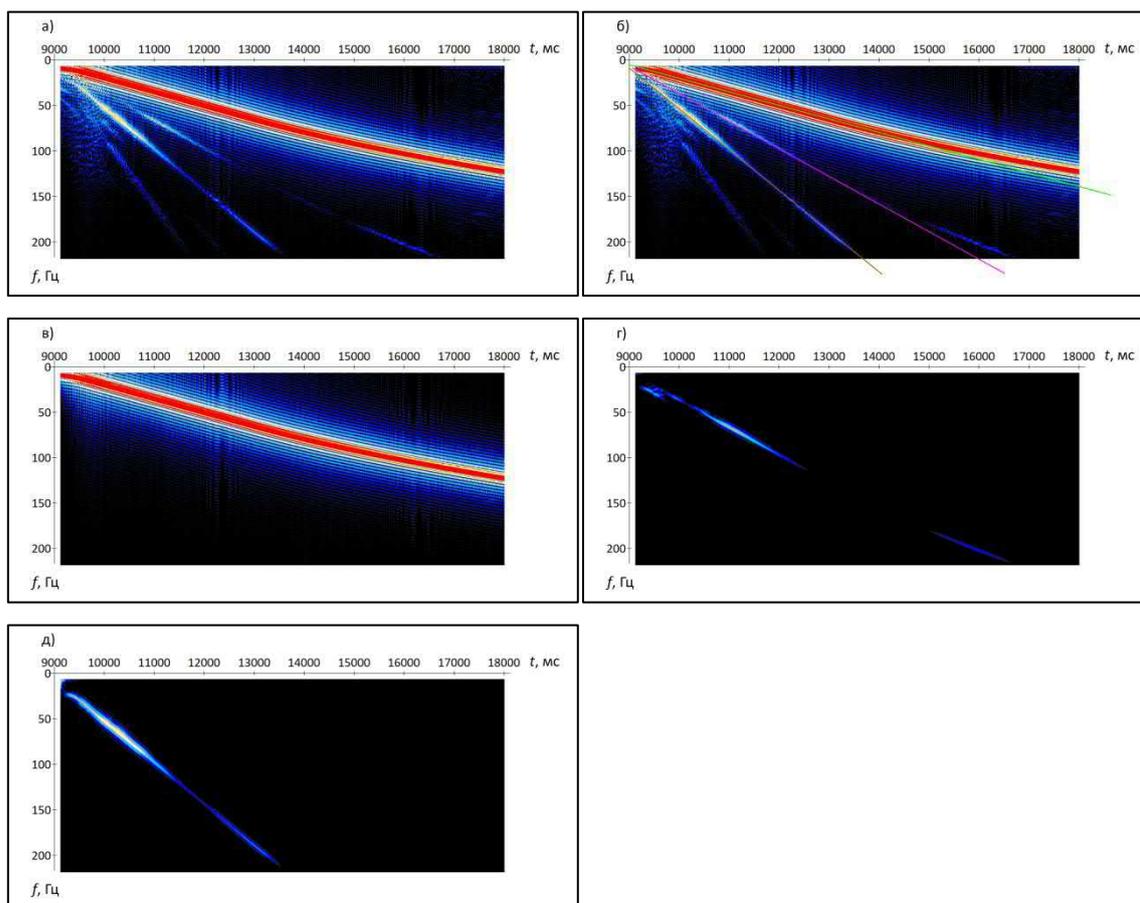


Рис. 1. СВАН-колонки: а – исходный сигнал толкающего усилия; б – исходный сигнал с наложенными на него цветными линиями, соответствующими основному тону (зеленая), второй гармонике (фиолетовая), третьей гармонике (коричневая); в – первая гармоника, выделенная из исходного сигнала; г – вторая гармоника, выделенная из исходного сигнала; д – третья гармоника, выделенная из исходного сигнала. По вертикальной оси отложены значения линейной частоты в герцах, по горизонтали – время в миллисекундах.

В результате применения ретросвертки и полосовой фильтрации получим импульсы $\tilde{s}_1(t)$, $\tilde{s}_2(t)$ и $\tilde{s}_3(t)$. Они уже не являются ЛЧМ-сигналами, поэтому могут быть изображены на рисунке (рис. 2). Масштабирующие коэффициенты не влияют на форму импульсов (а именно она нас будет интересовать) и выбраны так, чтобы обеспечить оптимальное качество визуализации в смысле удобства сопоставления графиков. АЧХ этих импульсов представлены на рис. 3. Перед применением процедур обработки мы подвергли все сигналы полосовой фильтрации в диапазоне 10–70 Гц, чтобы избежать влияния частотной области, где фазовые искажения оказывают существенное влияние на форму импульсов.

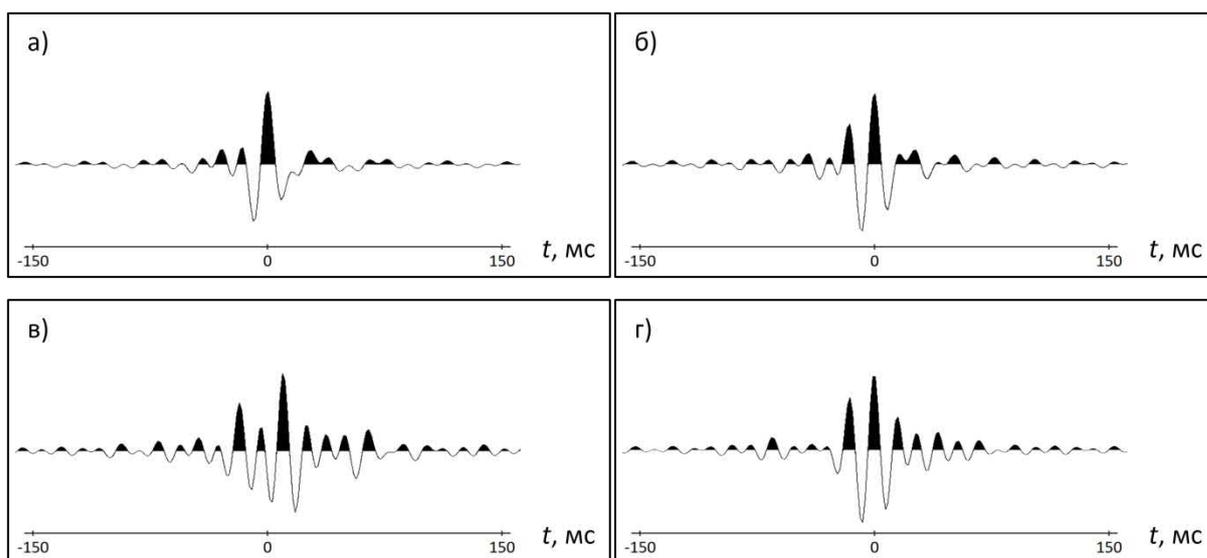


Рис. 2. Результаты применения ретросвертки: а – по сигналу основного тона после полосовой фильтрации в диапазоне частот 20–70 Гц; б – по сигналу основного тона после полосовой фильтрации в диапазоне частот 30–70 Гц; в – по второй гармонике в диапазоне частот 20–70 Гц; г – по третьей гармонике в диапазоне частот 30–70 Гц. Масштабирующие коэффициенты графиков выбраны так, чтобы обеспечить оптимальное качество визуализации.

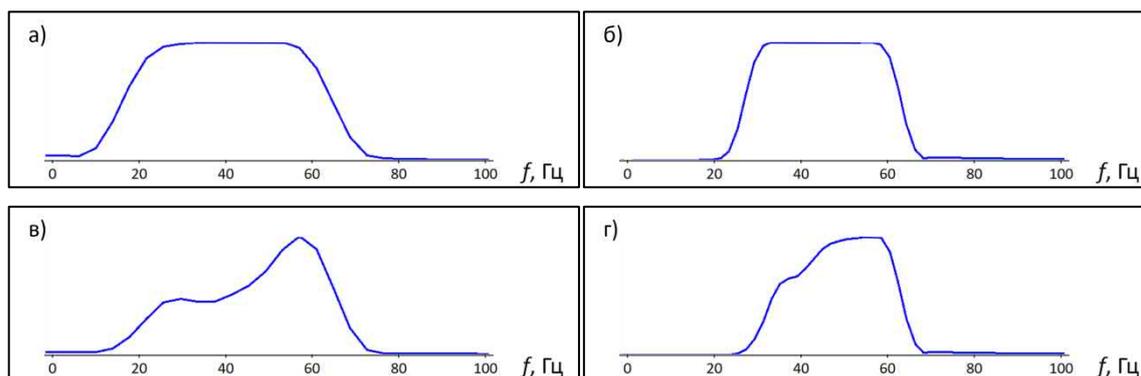


Рис. 3. АЧХ сигналов, показанных на рис. 2: а – сигнала основного тона после полосовой фильтрации в диапазоне частот 20–70 Гц; б – сигнала основного тона после полосовой фильтрации в диапазоне частот 30–70 Гц; в – второй гармоники в диапазоне частот 20–70 Гц; г – третьей гармоники в диапазоне частот 30–70 Гц. По вертикали отложены относительные амплитуды. По горизонтальной оси отложены значения линейной частоты в герцах.

Тем не менее, из рис. 2, а видно, что полученный сигнал слегка несимметричен, при этом его амплитудный спектр можно считать почти идеально плоским (см. рис. 3, а). На рисунке 4 показан фазовый спектр этого сигнала (он же – фазово-частотная характеристика, ФЧХ), и на нем заметно отличие фазы от

нуля в высокочастотной области, что обуславливает необходимость применения на последующих этапах обработки процедур коррекции фазового спектра.

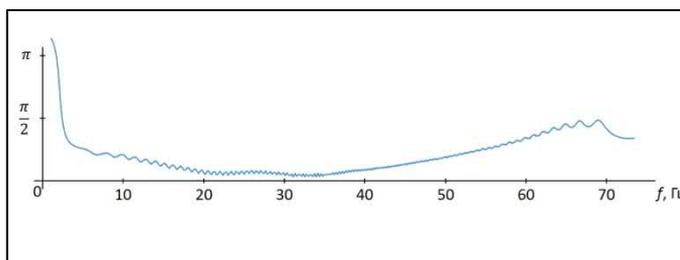


Рис. 4. Фазовый спектр сигнала, показанного на рис. 2, а. По горизонтальной оси отложены значения линейной частоты в герцах

Отмеченные искажения включаются в оператор $p(t)$, а в полевых сейсмограммах в этот же оператор войдут и эффекты, связанные с распространением волн через ВЧР (двукратное прохождение: со стороны источника и со стороны приемника), что вызовет необходимость коррекции не только фазового, но и амплитудного спектров. И здесь оказывается недостаточным использование простой деконволюции сжатия, т. к. потребуются применение неминимально-фазового оператора (в то время как оператор деконволюции сжатия по построению минимально-фазовый [Сильвия, Робинсон, 1983]). Даже если принять гипотезу о том, что искажения за счет влияния ВЧР имеют минимально-фазовую характеристику, после свертки с импульсом на рис. 2, а, общий результат $p(t)$ станет смешанно-фазовым. В самом деле, полночастотный цифровой минимально-фазовый сигнал с постоянным амплитудным спектром совпадает с нуль-фазовым сигналом и является дискретной дельта-функцией. Полученный нами в результате корреляции сигнал имеет постоянный амплитудный спектр, но форма этого сигнала оказывается несимметричной. Поэтому в своем частотном диапазоне он не совпадает с минимально-фазовой функцией, и результат его свертки с минимально-фазовым фильтром окажется смешанно-фазовым.

В результате минимизации функционала (5) для функций, показанных на рис. 2, а и в, и аналогичного ему, записанного для функций, показанных на рис. 2, б и г, получим искомые фильтры адаптации $\hat{a}_2(t)$ и $\hat{a}_3(t)$. Они показаны на рис. 5, а их АЧХ и ФЧХ – соответственно на рис. 6 и 7. Изначально, т. е. при формировании функционала, мы выбрали заведомо завышенную длину фильтров (1000 мс и более), после чего, убедившись в том, что их временная характеристика затухает с ростом $|t|$, произвели усечение до длины, показанной на рисунке.

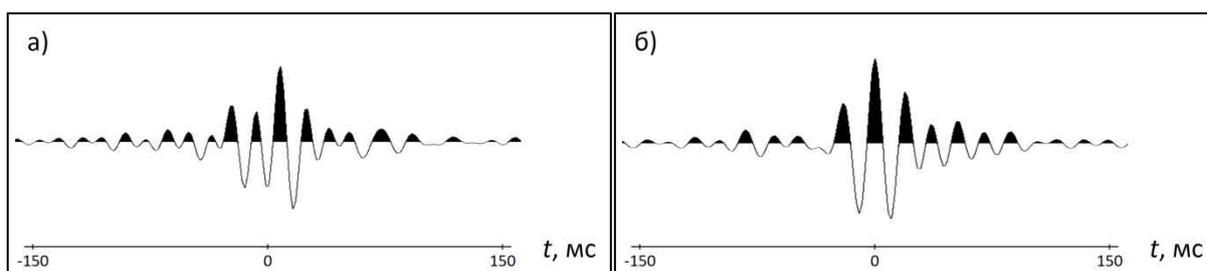


Рис. 5. Фильтры адаптации: а – $\hat{a}_2(t)$; б – $\hat{a}_3(t)$

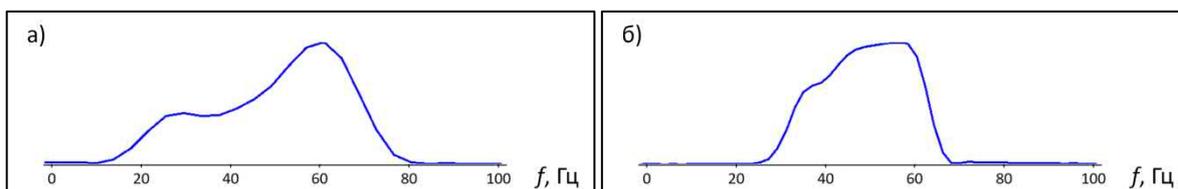


Рис. 6. АЧХ фильтров адаптации: *а* – $\hat{a}_2(t)$; *б* – $\hat{a}_3(t)$. По вертикали отложены относительные амплитуды. По горизонтальной оси отложены значения линейной частоты в герцах.

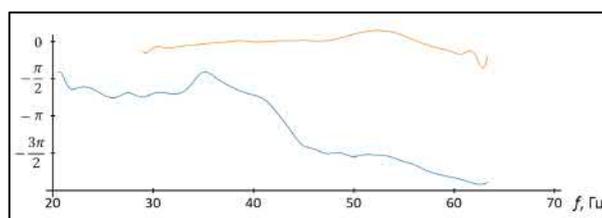


Рис. 7. ФЧХ фильтров адаптации: синяя кривая – ФЧХ $\hat{a}_2(t)$; красная кривая – ФЧХ $\hat{a}_3(t)$.

При использовании алгоритма ОРФ производится прогнозирование каждой m -й гармоники, для чего применяется свертка коррелограммы с ФВК 1-й и m -й гармоник. В результате, наряду с реальной гармоникой, наблюдаемой на коррелограмме, имеем ее модель, и они отличаются фильтром $a_m(t)$. Ранее нами высказывалось предположение о том, что такие фильтры имеют короткие импульсные характеристики. К этому выводу нас привел анализ реальных волновых полей, а также их спектральных эквивалентов, приведенных, например, в работах [Seriff, Kim, 1970; Ведерников и др., 2001] (иллюстрации из статьи Ведерникова и др. также воспроизведены в нашей работе [Денисов, Егоров, 2019а]). Из иллюстраций следовало, что каждая спектральная компонента гармоник отличается от аналогичной спектральной компоненты основного тона своим множителем. Иначе говоря, необходимо применить фильтр с соответствующим амплитудным спектром, чтобы преобразовать сигнал основного тона (или, что в данном случае то же самое, спрогнозированную модель гармоник) в реально зарегистрированную гармонику старшего порядка. Было сделано заключение, что такой амплитудный спектр описывается гладкой функцией, и этот вывод подтверждается результатами оценивания АЧХ, показанными на рис. 6. Что же касается их фазовых отличий (они тождественны фазовым спектрам фильтров адаптации), то из известных нам источников почерпнуть соответствующих сведений не удалось. Связано это, по-видимому, с тем, что анализ отличий фазовых характеристик сигналов представляет собой намного более сложную задачу.

Когда мы опробовали алгоритм адаптации на полевых коррелограммах [Денисов и др., 2019; Denisov et al., 2021], то оказалось, что требуются достаточно протяженные фильтры, чтобы обеспечить удовлетворительное качество вычитания гармоник. И тогда такое поведение фильтров нельзя было объяснить на основании проведенного нами исследования. Известно, что сложность формы сигнала (она же – эффективная длительность сигнала) определяется, в первую очередь, его фазовым спектром. А именно, максимальным значением модуля второй производной фазового спектра в сигнальном диапазоне частот [Варакин, 1970]. Иными словами, если характер амплитудных спектров нами был изучен вполне адекватно и выводы относительно амплитудных спектров, содержащиеся в упомянутых выше работах,

были нами подтверждены экспериментально при настройке фильтров адаптации по полевым коррелограммам, то сделанное заключение о крайней простоте фазовых спектров, очевидно, оказалось необоснованным. Напомним, что в статье [Денисов, Егоров, 2019а] мы предположили, что фазовые спектры фильтров с четными порядковыми номерами почти равны нулю, а фильтров с нечетными номерами приблизительно равны $\pm\pi/2$. В самом деле, удовлетворительно аппроксимировать модельный сигнал реальным удалось в результате замены нечетных гармоник с синусов на косинусы. Однако такое заключение было сделано нами на основании анализа лишь небольшого фрагмента реального сигнала, который мы оцифровали по рисунку, приведенному в публикации [Ведерников и др., 2001]. Учитывая специфику ЛЧМ-сигнала, можно было утверждать, что для некоторого узкого диапазона частот, который соответствовал показанному на рисунке фрагменту, фазовый спектр фильтра $\hat{a}_3(t)$ был приблизительно равен $\pm\pi/2$. На основании этого мы выдвинули гипотезу, что фильтр $\hat{a}_3(t)$ имеет ФЧХ, равную постоянной величине $\pm\pi/2$ всюду, т. е. в широком диапазоне частот. Справедливости ради отметим, что аналогичные выводы сделаны в научном отчете CREWES [Lamougeux, 2014].

Здесь мы имеем возможность анализа реальных сигналов на их полной длине, т. е. в широком диапазоне частот. Построив ФЧХ адаптивных фильтров и изучив их, приходим к заключению, что сделанное нами ранее предположение относительно фазовых спектров было верным в доступном для нас тогда диапазоне частот. В самом деле, как видно из рис. 7, ФЧХ фильтра $\hat{a}_3(t)$ в достаточно широком частотном интервале 20–40 Гц почти равна $-\pi/2$. Однако, если проанализировать общий вид фазовой характеристики фильтра нечетной гармоники, то она описывается более сложной, чем константа, функцией. При этом ФЧХ фильтра $\hat{a}_2(t)$ почти равна нулю во всем диапазоне частот, где она определена, что совпадает со сделанным нами ранее предположением о характере фазового спектра фильтров с четными порядковыми номерами.

Характер ФЧХ фильтров оказывается важным для нас по следующей причине. Методика совершенствования алгоритма ОРФ опирается на свойство малой длительности операторов адаптации (понятие малой длительности нам еще предстоит определить). Выше мы уже отметили, что эффективная длительность сигнала определяется, в первую очередь, сложностью его фазовой характеристики, и мы предполагали, что фильтры имеют минимальную длину, т. к. вторая производная фазового спектра фильтра с ФЧХ, равной нулю или константе $\pm\pi/2$, равна нулю. Теперь же, хотя мы и пришли к заключению, что ФЧХ описываются более сложными функциями, очевидно, что эти функции достаточно гладкие в том смысле, что имеют малое максимальное значение модуля второй производной. По крайней мере, их ФЧХ гладкие настолько, что эффективная длина фильтров не превосходит 300 мс (см. рис. 5), и этого окажется заведомо достаточно для наших дальнейших построений.

ПРОБЛЕМЫ ФОКУСИРОВКИ РЕАЛЬНОГО ВИБРОСИГНАЛА

Вторым предметом, который нам предстоит изучить, является возможность фокусировки реального искаженного вибросейсмического сигнала в процессе перехода от виброграммы к коррелограмме. Если сигнал отраженной волны на виброграмме осложнен гармониками, и если для корреляции применить теоретический свип-сигнал $q_1(t)$, то на результате будут заметны так называемые

корреляционные шумы, являющиеся ФВК гармоник старшего порядка и теоретического свип-сигнала. В самом деле, из выражения (1) следует

$$q_1(-t) * q(t) = \sum_{m=1}^M a_m(t) * q_m(t) * q_1(-t)$$

или

$$q_1(-t) * q(t) = \sum_{m=1}^M a_m(t) * c_{m1}(t), \quad (6)$$

где $c_{m1}(t)$ – ФВК m -й и 1-й гармоник. При этом желаемым результатом корреляции является АКФ первой гармоники $c_{11}(t)$. Если переписать (6) с учетом того, что $a_1(t) = \delta(t)$, то получим

$$q_1(-t) * q(t) = c_{11}(t) + \sum_{m=2}^M a_m(t) * c_{m1}(t).$$

Сумма в правой части последнего равенства представляет собой помеху, которая проявляется на коррелограмме в виде интерференции ЛЧМ-сигналов, предшествующих по временной координате сфокусированному импульсу $c_{11}(t)$ (подробный анализ свойств корреляционных шумов такой природы приведен в работе [Денисов, Егоров, 2019б]).

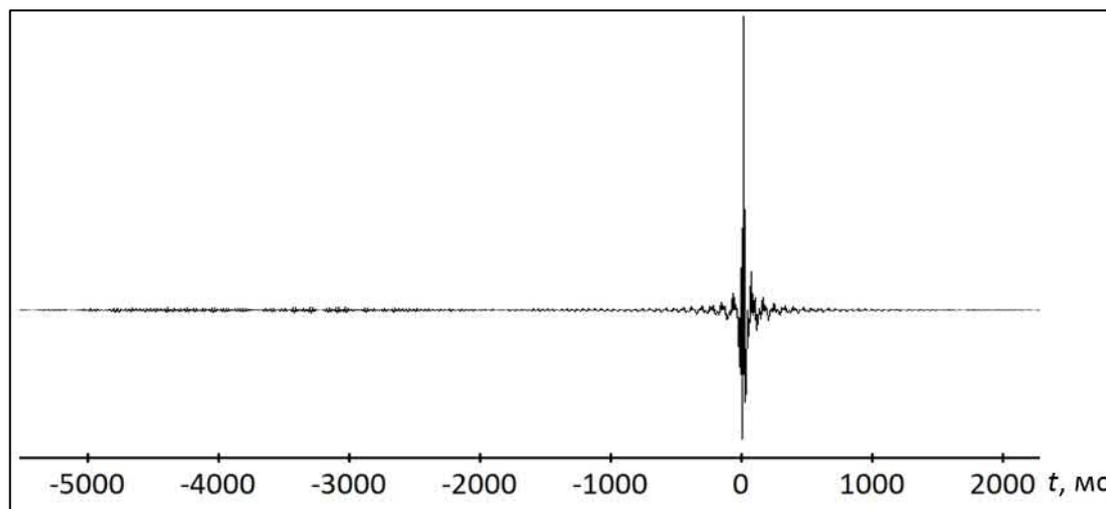


Рис. 8. Корреляция реального сигнала толкающего усилия с теоретическим свипом основного тона. По вертикали отложены относительные амплитуды

На рисунке 8 показан результат корреляции реального импульса толкающего усилия с теоретическим свип-сигналом. Уровень корреляционных шумов оказывается достаточно низким. Мы связываем это с тем, что в полевых условиях сигнал записывается при помощи датчика, расположенного на плите, поэтому он отличается (как правило, весьма значительно), от того сигнала, который проходит в глубь среды и взаимодействует с глубинными границами и который приходится фокусировать с целью получения коррелограммы. Регистрируемый сигнал толкающего усилия не распространяется через ВЧР и не наследует связанных с ней искажений. Наблюдаемый на практике уровень гармоник на сейсмограммах значительно превосходит тот, с которым мы имеем дело, изучая сигналы, записанные на

плите. В первую очередь, это относится к четным гармоникам, проявление которых обычно связывают с эффектами взаимодействия плиты с грунтом и нелинейными волновыми эффектами в верхнем слое почвы, в то время как нечетные гармоники обусловлены самой конструкцией вибрационной установки [Ollivrin, Tellier, 2019]. Как известно, в полевых условиях общий уровень гармоник достигает 30 % и выше от уровня свип-сигнала основного тона колебаний (см., например, [Ведерников и др., 2001]), что значительно превосходит уровень помех коррелограммы на рис. 8.

Мы также считаем важным отметить, что сам факт наличия измеренного импульса толкающего усилия не означает, что он может быть успешно применен для решения задачи сжатия вибросейсмического сигнала. И дело здесь не только в том, что, как мы это видели на показанных выше примерах (рис. 2, а и др.), не происходит точной фокусировки сигнала, а остаются сверточные компоненты, которые предстоит скорректировать на последующих этапах обработки. Основная проблема связана с тем, что реальный сигнал, который распространяется в глубь среды и взаимодействует с глубинными границами, неизвестен.

Но даже если предположить, что в полевых условиях удалось зарегистрировать именно тот сигнал, который взаимодействует с глубинными границами, то ни корреляция, ни деконволюция не способны решить задачу фокусировки сигнала. В самом деле, если применить корреляцию, то получим АКФ сигнала $q(t)$, которая в соответствии с (1) записывается как

$$q(t) * q(-t) = \sum_{n=1}^M \sum_{m=1}^M c_{nm}(t) * a_n(t) * a_m(-t).$$

Хотя полученная функция по построению является нуль-фазовой, она обладает значительной протяженностью. Наряду с желаемым результатом корреляции $c_{11}(t)$, функция также содержит набор ФВК $c_{nm}(t)$, располагающихся симметрично слева и справа от отсчета нулевого времени, и отстоящих на значительные временные интервалы от этого отсчета. Ситуацию усугубляет тот факт, что шумы корреляции, связанные с отражениями на малых временах регистрации (имеющими повышенную интенсивность за счет того, что на них мало сказывается эффект геометрического расхождения) накладываются на слабые (т. е. ослабленные за счет геометрического расхождения) отражения на больших временах регистрации. Тем самым эффект интерференции маскирует полезные сигналы в целевой зоне.

Если попытаться использовать записанный сигнал толкающего усилия для построения оператора деконволюции $q^{(-1)}(t)$, т. е. такого оператора, что $q(t) * q^{(-1)}(t) = \Pi^{(\omega_1, \omega_2)}(t)$, то возникнут непреодолимые сложности. Дело в том, что он имеет импульсную характеристику бесконечной протяженности. Оценить его, решая оптимизационную задачу с функционалом типа (5) для ограниченного по временной координате оператора, можно лишь приблизительно, а точность аппроксимации будет зависеть от амплитуды гармоник. В работе [Денисов, Егоров, 2019б] мы подробно изучили этот вопрос и показали, что идеальная обратная фильтрация реализуется при помощи рекурсивной процедуры, которая соответствует фильтру деконволюции с бесконечной импульсной характеристикой (так называемый БИХ-фильтр [Рабинер, Гоулд, 1978]). Именно такая рекурсивная схема не только использована при разработке алгоритма ОРФ, но и заложена в его название.

Если для записанного на плите сигнала толкающего усилия можно добиться удовлетворительной фокусировки с минимальным уровнем корреляционных помех (см. рис. 8), то при обработке полевых сейсмограмм, когда общий уровень гармоник сравним по величине с основным сигналом, алгоритмы корреляции и деконволюции не приведут к получению желаемого результата. Более того, в этих ситуациях вообще нельзя использовать сигнал толкающего усилия для построения операторов корреляции или деконволюции, т. к. он по форме может значительно отличаться от истинного импульса отраженной волны. При решении практических задач обработки наиболее перспективным является алгоритм ОРФ, который основан на использовании статистических критериев оценивания реальной формы импульса непосредственно по коррелограмме.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГАРМОНИК ДЛЯ РАСШИРЕНИЯ СПЕКТРА СИГНАЛА

Наконец, мы подошли к последней теме исследования, где нам предстоит изучить возможность использования гармоник для расширения спектра на примере обработки сигнала толкающего усилия при его фокусировке. О том, что имеется потенциал расширения спектра за пределы диапазона возбуждения свип-сигнала основного тона, можно судить по рис. 1, *з* и *д*, на которых представлены СВАН-колонки по каждой гармонике. Очевидно, что спектры гармоник содержат высокочастотные компоненты, отсутствующие в сигнале основного тона. Так как на рис. 1 амплитудный спектр каждого импульса «размазан» по линейной траектории своей СВАН-колонки, это затрудняет количественную интерпретацию его формы. Поэтому мы провели спектральный анализ по трассам гармоник и показываем его результаты на рис. 9. В связи с тем, что нижняя частота возбуждения колебаний равна 10 Гц, спектры второй и третьей гармоник быстро затухают ниже 20 Гц и 30 Гц соответственно. Верхняя частота возбуждения основного свипа составляет 120 Гц, поэтому потенциально расширение спектра возможно до 240 Гц, если использовать вторую гармонику, и до 360 Гц, если использовать третью гармонику. Однако при проведении цифровой регистрации колебаний применялась антиалясинговая фильтрация, верхняя частота среза которой выбрана меньшей частоты Найквиста, в данном случае 200 Гц при частоте Найквиста 250 Гц. Поэтому на графиках амплитудных спектров гармоник мы почти не видим частот выше 200 Гц, и расширение спектра импульса возможно только до этой частоты.

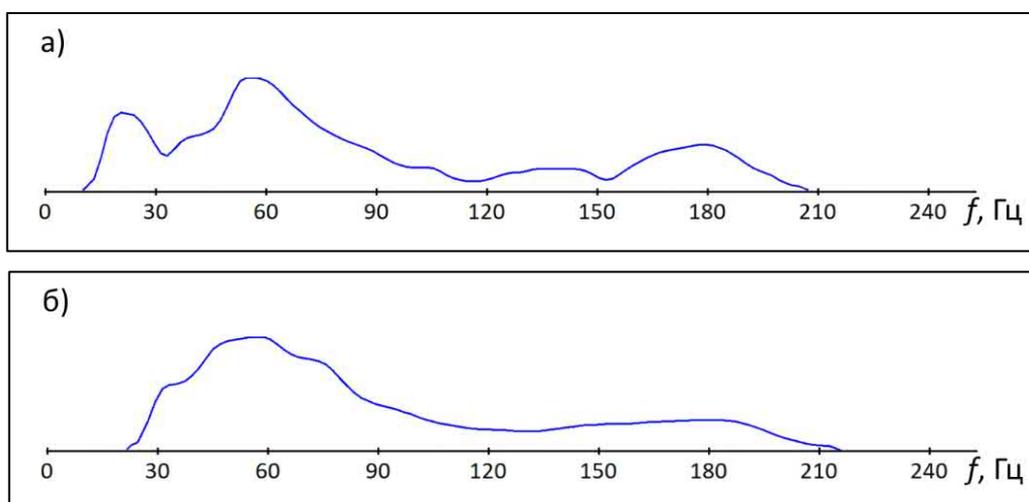


Рис. 9. Амплитудные спектры гармоник, выделенных из исходного сигнала толкающего усилия при помощи нестационарной полосовой фильтрации. *а* – вторая гармоника; *б* – третья гармоника. По вертикали отложены относительные амплитуды. Масштабирующие коэффициенты выбраны произвольно, с целью удобства визуализации.

Имеют место эффекты резонанса, а именно разрастания энергии гармоник в окрестности некоторых частот. Это явление хорошо известно и часто наблюдается при изучении полевых сейсмограмм [Ведерников и др., 2001].

Чтобы прийти к желаемому сигналу с расширенным спектром, которым является полосовой фильтр с частотами среза 10–200 Гц, и который мы обозначим через $\Pi^{(10,200)}(t)$ (т. е. заменив для простоты обозначений в Π циклическую частоту на линейную), требуется вначале разделить сигнал и каждую его гармонику, которую мы планируем использовать. Имитируя ситуацию, с которой приходится иметь дело при обработке полевых сейсмограмм, вместо нестационарной полосовой фильтрации для такого разделения применяем алгоритм ОРФ. На первом шаге получим коррелограмму из виброграммы, в качестве которой здесь выступает сигнал толкающего усилия. Прогнозируем гармоники при помощи свертки коррелограммы с ФВК $c_{m1}(t)$, после чего производим адаптивное вычитание спрогнозированных моделей помехи. В результате имеем коррелограмму, очищенную от гармоник. Смоделируем сигнал основного тона, присутствующий в интерференции с гармониками в сигнале толкающего усилия, при помощи свертки очищенной коррелограммы с теоретическим свипом первой гармоники. После этого вычтем этот сигнал из виброграммы. В результате имеем интерференцию гармоник порядка от второго и выше, и в такой виброграмме вторая гармоника стала младшей. Если она, к тому же, оказывается наиболее интенсивной, то теперь алгоритм ОРФ может быть применен для решения задачи отделения этой гармоники от остальных. (Если это не так, то ОРФ применяется для отделения наиболее интенсивной гармоники.) Повторяя процедуру, получим отдельные записи по каждой гармонике, начиная с первого до M -го порядка, которые, как и прежде, обозначим через $s_m(t)$, $m = 1, \dots, M$. Количество выделенных гармоник выбирается произвольно (обычно контролируется отношение сигнал/шум, которое, как правило, убывает с увеличением порядка гармоники). Более подробно последовательность действий изложена в цитированных выше публикациях.

Применим к каждой $s_m(t)$ ретросвертку с $q_m(t)$ и получим сфокусированный сигнал m -й гармоники $\tilde{s}_m(t)$. Для того, чтобы из набора таких записей получить одну с расширенным спектром импульса и максимальным отношением сигнал/шум, сформируем функционал

$$\hat{g}_m(t) = \arg \min_{\tilde{g}_m(t)} \sum_t \left(\Pi^{(10,200)}(t) - \sum_{m=1}^M \tilde{g}_m(t) * \tilde{s}_m(t) \right)^2, \quad (7)$$

где $\hat{g}_m(t)$ – искомый M -канальный оператор.

Решение оптимизационной задачи (7) хорошо известно. Если пренебречь краевыми эффектами, то в результате дифференцирования функционала, фигурирующего в правой части этого выражения, приходим к системе линейных уравнений с блочно-теплицевой матрицей. Для ее решения разработан многоканальный аналог алгоритма Левинсона [Робинсон, Трейтел, 1980]. В результате получаем оптимальный многоканальный фильтр $\hat{g}_m(t)$ (в нашем случае было выбрано $M = 3$), после применения которого к трассам выделенных гармоник и суммирования результатов, приходим к искомому сигналу с расширенным спектром.

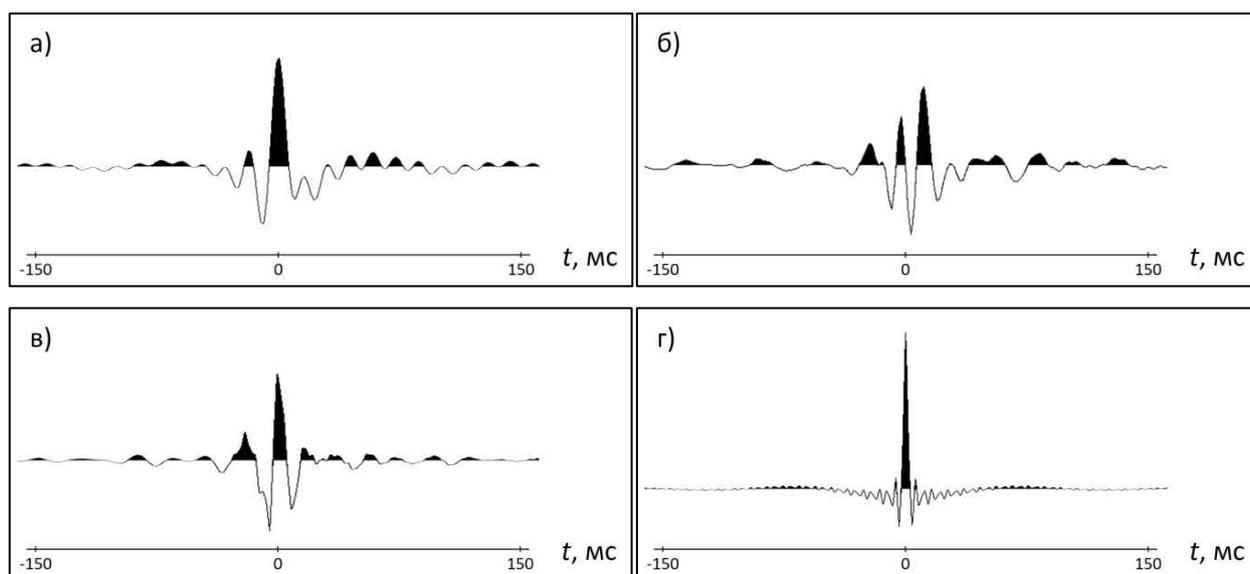


Рис. 10. Сфокусированные импульсы гармоник, выделенных из сигнала толкающего усилия при помощи алгоритма ОРФ: *а* – гармоника первого порядка; *б* – гармоника второго порядка; *в* – гармоника третьего порядка. Полученный импульс с расширенным спектром (*г*). По вертикали отложены относительные амплитуды.

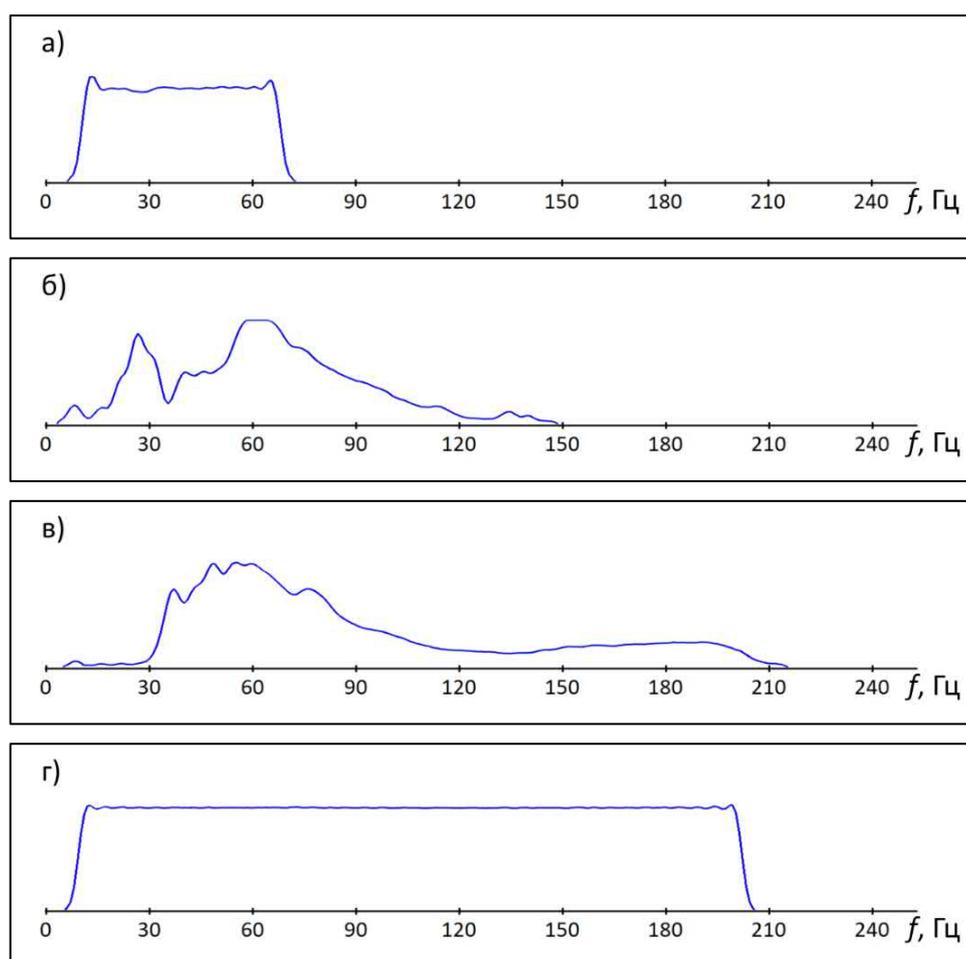


Рис. 11. Амплитудные спектры сигналов, показанных на рис. 10: *а* – гармоника первого порядка; *б* – гармоника второго порядка; *в* – гармоника третьего порядка, *г* – амплитудный спектр импульса с расширенным спектром. По вертикали отложены относительные амплитуды.

На рисунке 10 показаны сфокусированные гармоники, а также полученный импульс. На рисунке 11 представлены их спектральные характеристики. Так как мы условились ограничить анализ первой гармоники частотой 70 Гц, то выделенная вторая гармоника содержит частоты до 140 Гц. Спектральная характеристика третьей гармоники могла бы быть насыщена частотами до 210 Гц, однако в результате антиалаясинговой фильтрации она ограничена частотой 200 Гц. Полученный импульс имеет симметричную форму, а также почти равномерную АЧХ в расширенном частотном диапазоне.

Понятно, что при решении практических задач мы не будем иметь дело со столь идеализированной ситуацией, когда доступен изолированный сигнал. Сейсмическая трасса всегда представляет собой сложную интерференционную картину. Тем не менее, алгоритм ОРФ рассчитан именно на обработку виброграмм и коррелограмм, поэтому он сохранит свою работоспособность, и это мы ранее демонстрировали на полевых примерах. Другое дело, что трассы выделенных гармоник будут характеризоваться не только различным спектральным составом, но также и различным отношением сигнал/шум. Это необходимо учитывать при построении оптимальных многоканальных фильтров, тем более, что наземные вибросейсмические данные всегда осложнены весьма интенсивными помехами. Также важно иметь в виду, что шум на трассах, полученных по гармоникам разных порядков, не является независимым (это следует учесть при записи функционала и, как следствие, при формировании блочной матрицы системы уравнений). В самом деле, если имеется одна трасса виброграммы, то присутствующая на ней помеха преобразуется в помеху на коррелограммах, полученных из этой виброграммы для гармоник различного порядка, как результат фильтрации операторами с различными импульсными характеристиками. Коррелограммы участвуют в формировании функционала типа (7), записанного для расширения спектра суммарной трассы, однако содержащиеся в них помехи оказываются статистически зависимыми. Построенный многоканальный адаптивный фильтр позволит оптимальным образом просуммировать полученный набор коррелограмм, учитывая отношение сигнал/шум каждой трассы для каждой частоты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках настоящего исследования были изучены три основных темы, и по результатам изучения сделаны следующие выводы. Во-первых, адаптивные фильтры, которые применяются в задаче вычитания спрогнозированных гармоник из коррелограмм, имеют короткие импульсные характеристики, заведомо не превосходящие по длительности 300 мс. Здесь справедливость этого утверждения была проверена при анализе одного полевого сигнала толкающего усилия. Однако наш опыт исследования таких сигналов (а также опыт непосредственного статистического оценивания фильтров по полевым виброграммам) свидетельствует о том, что оно не теряет корректности и в прочих ситуациях. Во-вторых, при наличии гармонических искажений сигнала ни корреляция, ни деконволюция не являются оптимальным способом перехода от виброграммы к коррелограмме. Корректным способом работы в такой ситуации является предварительное разделение сигнала и гармоник. С этой целью мы использовали алгоритм ОРФ. В-третьих, выделенные при помощи ОРФ (или иного алгоритма) гармоники могут быть использованы для расширения спектра сигнала.

Наша следующая работа, продолжающая исследования в области гармонических искажений вибросигналов и использующая полученные здесь выводы, будет посвящена вопросам, связанным с повышением статистической надежности способов адаптивного разделения сигнала и гармоник по исходным виброграммам и коррелограммам.

После отделения сигнала основного тона от гармоник к полученной виброграмме основного тона применяется корреляция со свипом первой гармоники, в результате чего получим коррелограмму, свободную от гармонических искажений. Если ставить задачу расширения спектра сигнала, то следует из виброграммы гармоник, полученной на предыдущем этапе, последовательно выделить вторую, третью и т. д. гармоники, используя алгоритм ОРФ для их разделения. Коррелируя каждую такую виброграмму с соответствующей ей функцией гармоники, получим набор коррелограмм, который затем нужно оптимальным образом осреднить. За критерий оптимальности следует принять требование наибольшего расширения спектра при сохранении максимального отношения сигнал/шум на каждой частоте. Иначе говоря, речь идет о построении многоканального оптимального фильтра.

Авторы благодарят Zhouhong Wei за предоставленные полевые записи толкающих усилий вибрационных установок и за разрешение на демонстрацию результатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И.** Сейсморазведка. – Тверь: АИС, 2006. – 744 с.
- Варакин Л.Е.** Теория сложных сигналов. – М.: Советское радио, 1970. – 376 с.
- Ведерников Г.В., Максимов Л.А., Жарков А.В.** Исследование кратных гармоник вибросигналов // Геофизика. – 2001. – Спецвыпуск к 30-летию «Сибнефтегеофизики». – С. 33–38.
- Гоноровский И.С.** Радиотехнические цепи и сигналы. – М.: Радио и связь, 1986. – 512 с.
- Денисов М.С., Шнеерсон М.Б.** Использование гармоник для расширения спектрального состава волн в вибрационной сейсморазведке. Часть 2 // Технологии сейсморазведки. – 2017. – № 3. – С. 36–54.
- Денисов М.С., Шнеерсон М.Б.** О природе гармоник в виброразведке и возможности их использования для расширения спектра сигнала // Геофизика. – 2018. – № 3. – С. 24–27.
- Денисов М.С., Егоров А.А.** Построение модели виброразведочного сигнала, осложненного гармониками // Геофизические технологии. – 2019а. – № 1. – С. 72–83, doi: 10.18303/2619-1563-2019-1-72.
- Денисов М.С., Егоров А.А.** Оптимизационная рекурсивная фильтрация как способ подавления гармоник в методе виброразведки // Геофизические технологии. – 2019б. – № 2. – С. 23–53, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-23.
- Денисов М.С., Егоров А.А., Шнеерсон М.Б.** Опробование алгоритма оптимизационной рекурсивной фильтрации для подавления гармоник на модельных и полевых коррелограммах // Геофизические технологии. – 2019. – № 2. – С. 54–66, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-54.
- Кондратьев И.К.** Линейные обрабатывающие системы в сейсморазведке. – М.: Недра, 1976. – 175 с.
- Корн Г., Корн Т.** Справочник по математике. – М.: Наука, 1974. – 832 с.
- Рабинер Л., Гоулд Б.** Теория и применение цифровой обработки сигналов. – М.: Мир, 1978. – 848 с.
- Робинсон Е., Трейтел С.** Цифровая обработка сигналов в геофизике / В кн. Применение цифровой обработки сигналов. Под ред. Э. Оппенгейма. – М.: Мир, 1980. – С. 486–544.
- Сильвия М.Т., Робинсон Э.А.** Обратная фильтрация геофизических временных рядов при разведке на нефть и газ. – М.: Недра, 1983. – 447 с.
- Denisov M.S., Egorov A.A., Kurin E.A., Shneerson M.B.** Vibroseis harmonic noise elimination based on optimized recursive filtering // 81st EAGE Conference and Exhibition: Extended Abstracts (3–6 June 2019, London, UK). – EAGE, London, 2019. – P. 1–5, doi: 10.3997/2214-4609.201900843.

Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B. Optimization-based recursive filtering for separation of signal from harmonics in vibroseis // *Geophysical Prospecting*. – 2021. – Vol. 69 (4). – P. 779–798, doi: 10.1111/1365-2478.13084.

Lamoureux M.P. Non-linear Vibroseis models for generating harmonics // *CREWES Research Report* – 2014. – Vol. 26. – P. 1–11.

Ollivrin G., Tellier N. SmartLF for robust and straightforward reduction of low-frequency distortion // 89th SEG Annual Meeting and Exposition: Expanded Abstracts. – 2019. – P. 17–20.

Seriff A.J., Kim W.H. The effect of harmonic distortion in the use of vibratory surface sources // *Geophysics*. – 1970. – Vol. 35 (2). – P. 234–246, doi: 10.1190/1.1440087.

REFERENCES

Boganik G.N., Gurvich I.I. *Seismic Exploration* [in Russian]. – AIS, Tver, 2006. – 744 p.

Denisov M.S., Shneerson M.B. Utilization of harmonics to broaden the bandwidth in Vibroseismic. Part 2. // *Seismic Technologies*. – 2017. – Vol. 3. – P. 36–54.

Denisov M.S., Shneerson M.B. Nature of harmonics in the Vibroseis method and the possibility of their utilization to broaden the signal frequency band // *Geofizika*. – 2018. – Vol. 3. – P. 24–27.

Denisov M.S., Egorov A.A. Constructing a model of vibroseis signal complicated by harmonics // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019a. – Vol. 1. – P. 72–83, doi: 10.18303/2619-1563-2019-1-72.

Denisov M.S., Egorov A.A. Optimization-based recursive filtering for vibroseis harmonic noise elimination // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019b. – Vol. 2. – P. 23–53, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-23.

Denisov M.S., Egorov A.A., Kurin E.A., Shneerson M.B. Vibroseis harmonic noise elimination based on optimized recursive filtering // 81st EAGE Conference and Exhibition: Extended Abstracts (3–6 June 2019, London, UK). – EAGE, London, 2019. – P. 1–5, doi: 10.3997/2214-4609.201900843.

Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B. Testing the optimization-based recursive filtering algorithm to suppress harmonics on model and field correlograms // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019. – Vol. 2. – P. 54–66, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-54.

Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B. Optimization-based recursive filtering for separation of signal from harmonics in vibroseis // *Geophysical Prospecting*. – 2021. – Vol. 69 (4). – P. 779–798, doi: 10.1111/1365-2478.13084.

Gonorovsky I.S. *Radio engineering circuits and signals* [in Russian]. – Radio and communication, Moscow, 1986. – 512 p.

Kondratiev I.K. *Linear processing systems in seismic exploration* [in Russian]. – Nedra, Moscow, 1976. – 175 p.

Korn G., Korn T. *Handbook of mathematics* [in Russian]. – Nauka, Moscow, 1974. – 832 p.

Lamoureux M.P. Non-linear Vibroseis models for generating harmonics // *CREWES Research Report* – 2014. – Vol. 26. – P. 1–11.

Ollivrin G., Tellier N. SmartLF for robust and straightforward reduction of low-frequency distortion // 89th SEG Annual Meeting and Exposition: Expanded Abstracts. – 2019. – P. 17–20.

Rabiner L., Gould B. *Theory and application of digital signal processing* [in Russian]. – Mir, Moscow, 1978. – 848 p.

Robinson E., Treitel S. Digital signal processing in geophysics, in: Oppenheim E. (Ed.), Application of digital signal processing [in Russian]. – Mir, Moscow, 1980. – P. 486–544.

Seriff A.J., Kim W.H. The effect of harmonic distortion in the use of vibratory surface sources // Geophysics. – 1970. – Vol. 35 (2). – P. 234–246, doi: 10.1190/1.1440087.

Sylvia M.T., Robinson E.A. Inverse filtering of geophysical time series in oil and gas exploration [in Russian]. – Nedra, Moscow, 1983. – 447 p.

Varakin L.E. Theory of complex signals [in Russian]. – Soviet Radio, Moscow, 1970. – 376 p.

Vedernikov G.V., Maksimov L.A., Zharkov A.V. Study of multiple harmonics of vibroseis signals // Geofizika. – 2001. – Special Issue to 30th Anniversary of “Sibneftegeophysica”. – P. 33–38.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ДЕНИСОВ Михаил Сергеевич – доктор физико-математических наук, директор по науке ООО «ГЕОЛАБ». Основные научные интересы: разработка алгоритмов обработки данных сейсморазведки.

ЗЫКОВ Андрей Александрович – геофизик ООО «ГЕОЛАБ», аспирант ИФЗ РАН. Основные научные интересы: обработка данных сейсморазведки, инженерная геофизика, e-mail: zyrokin@yandex.ru.

*Статья поступила в редакцию 5 мая 2022 г.,
принята к публикации 27 июня 2022 г.*



**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ АЛГОРИТМА АДАПТИВНОГО РАЗДЕЛЕНИЯ
ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА И ЕГО ГАРМОНИК С УЧЕТОМ НАЛИЧИЯ
АДДИТИВНЫХ ПОМЕХ ПОВЫШЕННОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ**

М.С. Денисов, А.А. Зыков

ООО «ГЕОЛАБ», 119071, Москва, ул. Орджоникидзе, 12/4, Россия,

e-mail: denisovms@gmail.com

Алгоритм разделения вибросейсмического сигнала и его гармоник подразумевает предварительное прогнозирование гармоник с последующим их адаптивным вычитанием из коррелограммы. Для получения оценок фильтров адаптации используется статистический критерий, обеспечивающий минимум энергии результата вычитания. Амплитуды сигналов на трассе затухают за счет эффекта геометрического расхождения, что приводит к статистической неоднородности при формировании функционала. Следовательно, повышение надежности оценивания должно быть связано с увеличением амплитуд сигналов на больших временах регистрации. С другой стороны, на виброграммах всегда присутствует аддитивная помеха, и отношение сигнал/шум на больших временах понижается. С целью обеспечения компромисса между ростом амплитуд сигналов и сохранением удовлетворительного отношения сигнал/шум в окне настройки оператора в функционал включаются самонастраивающиеся весовые функции. Предлагается способ модификации функционала, позволяющий сохранить повышенное быстродействие алгоритма.

Вибросейс, гармоники, фильтрация, адаптация

**IMPROVEMENT OF THE ALGORITHM FOR ADAPTIVE SEPARATION OF THE VIBROSEIS SIGNAL
FROM ITS HARMONICS IN CASE OF STRONG ADDITIVE NOISE**

M.S. Denisov, A.A. Zykov

GEOLAB Ltd, Ordzhonikidze Str., 12/4, Moscow, 119071, Russia,

e-mail: denisovms@gmail.com

An algorithm for separating a vibroseis signal from its harmonics implies preliminary prediction of harmonics with their subsequent adaptive subtraction from the correlogram. To obtain the adaptation filter estimates, a statistical criterion is used that minimizes the energy of the subtraction result. The amplitudes of the signals in a seismic trace decay due to geometrical spreading, which leads to statistical inhomogeneity in the objective formed. Therefore, an increase in the statistical reliability of estimation should be associated with an increase in signal amplitudes at large recording times. On the other hand, the source records always contain additive noise, and the signal-to-noise ratio decreases at longer times. In order to provide a compromise between the growth of signal amplitudes and maintaining a satisfactory signal-to-noise ratio in the operator adjusting gate, self-tuning weighting functions are included into the objective. A method for modifying the objective is proposed, which enables increased performance of the algorithm.

Vibroseis, harmonics, filtering, adaptation

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы, связанные с гармоническими искажениями вибросейсмических сигналов, продолжают привлекать самое пристальное внимание геофизиков. Как показали результаты многочисленных экспериментов, в глубь среды распространяется не просто сигнал, по форме отличающийся от теоретического свипа, а сигнал с наложенными на него гармониками.

Проблема становится особенно актуальной при обработке сейсмограмм, полученных по методике slip-sweep, когда замешиваются волновые поля от нескольких соседних пунктов возбуждения [Rozmond, 1996]. В этом случае интенсивные артефакты, связанные с сигналами, возбужденными текущим источником и отраженными от горизонтов в верхней части разреза, накладываются на слабые сигналы на записи предыдущего источника, отраженные от глубинных целевых горизонтов, маскируя их. После этого разделение протяженной записи от нескольких пунктов возбуждения на отдельные сейсмограммы становится крайне затруднительным.

В свое время эти соображения привели нас к необходимости разработки методики разделения сигнала и гармоник. Настоящее исследование продолжает и развивает ранние работы, начатые по инициативе М.Б. Шнеерсона, в которых он принимал самое активное участие (см., например, [Денисов, Шнеерсон, 2017, 2018; Денисов и др., 2019]). После отделения сигнала от гармоник переход от виброграммы к коррелограмме путем корреляции с теоретическим свипом становится корректным. При этом выделенные гармоники могут интерпретироваться не как помеха, а как дополнительная полезная информация, позволяющая расширять спектр сигнала и получать сейсмические записи с повышенной разрешающей способностью.

Для решения поставленной задачи нами ранее был предложен алгоритм оптимальной рекурсивной фильтрации (ОРФ) [Денисов, Егоров, 2019б], который представляет собой двухэтапную процедуру, на первом шаге которой реализуется прогнозирование поля помех. На втором шаге это поле адаптивно вычитается из коррелограммы. В процессе тестирования алгоритма выяснилось, что используемый в нем способ статистического оценивания операторов вычитания требует совершенствования с целью повышения устойчивости, и на это мы указывали в упомянутой работе. Здесь мы предложим методику, позволяющую достичь желаемой устойчивости, а также опробуем ее на модельных трассах и полевых сейсмограммах.

МОДЕЛЬ ТРАССЫ, СОДЕРЖАЩЕЙ ИСКАЖЕННЫЙ ГАРМОНИКАМИ ВИБРОСИГНАЛ

Нами используется традиционная сверточная модель сейсмической трассы. Следуя в русле прежних работ [Денисов, Егоров, 2019а], мы сохраним преемственность условных обозначений. Исходная виброграмма $v(t)$, где t – индекс дискретного времени, представляется в виде

$$v(t) = r(t) * q(t) * p(t) + \xi(t), \quad (1)$$

где $r(t)$ – последовательность коэффициентов отражения (иначе называемая *импульсная трасса*), $q(t)$ – сигнал, искаженный гармониками, $p(t)$ – фильтр, описывающий частотно-зависимое ослабление энергии волн (иначе говоря, эффект преимущественного затухания высокочастотных компонент сигнала) в верхней части разреза (ВЧР), $\xi(t)$ – аддитивная помеха. Определив безразмерную переменную t как индекс дискретного времени, будем также рассуждать о ее размерном эквиваленте, измеряемом в

секундах, который мы для простоты тоже обозначим через t , не оговаривая всякий раз то, что они связаны умножением на шаг дискретизации Δt . Звездочка обозначает свертку, т. е. $q(t) * p(t)$ – свертка функций $q(t)$ и $p(t)$. Тогда $q(t) * p(-t)$ – так называемая ретросвертка или функция взаимной корреляции (ФВК), определенная для детерминированных сигналов. Аналогично, $q(t) * q(-t)$ – автокорреляционная функция (АКФ) детерминированного сигнала.

В работе [Денисов, Егоров, 2019а] была обоснована следующая модель сигнала:

$$q(t) = \sum_{m=1}^M a_m(t) * q_m(t), \quad (2)$$

где $q_m(t)$ – m -я гармоника, $a_m(t)$ – фильтры. Мы условились, что $q_1(t)$ – основной свип (или *сигнал основного тона*) и $a_1(t) = \delta(t)$ – «дискретная дельта-функция» [Корн, Корн, 1974]. Относительно $r(t)$ делается предположение, что она является реализацией дискретного случайного процесса типа негауссовского белого шума, который обычно аппроксимируется в виде пуассоновского потока импульсов, амплитуды которых описываются нормальным распределением [Малкин, 1989; Walden, 1985]. Эффект геометрического расхождения приводит к тому, что амплитуды импульсов на трассе $r(t)$ уменьшаются с ростом t , поэтому процесс оказывается нестационарным и имеет переменную по временной координате дисперсию $\sigma_r^2(t)$, т. е. АКФ этого процесса выражается в виде

$$E\{r(t)r(\tau)\} \equiv \sigma_r^2(t)\delta(t-\tau),$$

где $E\{\}$ – символ математического ожидания.

Помеха $\xi(t)$ является реализацией дискретного стационарного белого шума с дисперсией σ_ξ^2 . Мы используем естественное предположение о некоррелированности процессов r и ξ , т. е. ФВК записывается как $E\{r(t)\xi(\tau)\} \equiv 0$ для любых t и τ . В наших предыдущих работах рассматривалась модель, не содержащая аддитивной помехи. Теперь мы вводим ее в рассмотрение, тем более, что исходные вибросейсмические записи всегда ей осложнены, и нам следует изучить вопросы, связанные с ее влиянием.

Гармоники являются линейно-частотно-модулированными (ЛЧМ) сигналами. Как было показано в работе [Денисов, Егоров, 2019б], их ФВК, с точностью до константы в фазовом спектре, также представляются в виде ЛЧМ-сигналов.

В нашей предыдущей статье [Денисов, Зыков, 2022] мы изучали гармонические искажения на примере реального сигнала толкающего усилия (в англоязычной литературе – ground force). Основной тон этого свип-сигнала в высокочастотной области, на колонке спектрально-временного анализа (СВАН) [Боганик, Гурвич, 2006], имел отклонение от линейной траектории, т. е. оказывался не ЛЧМ-сигналом. Насколько нам известно, аналогичные неточности часто встречаются на практике. Если при переходе от виброграммы к коррелограмме используется теоретический свип-сигнал, то будут наблюдаться дополнительные искажения, не связанные с эффектом гармоник. Однако такие искажения существенно отличаются от интересующих нас здесь помех, обусловленных наличием гармоник. Так как высокочастотные компоненты сигнала имеют некоторую фазовую подвижку относительно теоретической

фазы, то после корреляции с теоретическим свипом мы будем наблюдать неидеальную фокусировку сигнала, и результат корреляции окажется не нуль-фазовым. При этом он будет выглядеть как импульсный сигнал, а не как импульс на фоне отстоящего от него на достаточно протяженный временной интервал ЛЧМ-сигнала (а именно так после корреляции с основным свипом проявляется наличие гармоник [Денисов и др., 2019]). Разумеется, это потребует дальнейшей обработки. Как мы знаем, с искажениями амплитудных и фазовых спектров импульсных сигналов вполне уверенно справляются современные алгоритмы статистической деконволюции. Также важно помнить, что в трассе присутствует сверточная и, вообще говоря, не нуль-фазовая компонента, которую мы обозначили как $p(t)$. Результат неточной корреляции «сложится» с этим оператором (точнее говоря, войдет в нее в виде дополнительной сверточной компоненты, сохранив свойство импульсности такой функции), поэтому деконволюция, применяемая к коррелограмме, одновременно устранил как неточности корреляции, так и амплитудные и фазовые искажения, связанные с влиянием ВЧР.

АЛГОРИТМ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И АДАПТИВНОГО ВЫЧИТАНИЯ ГАРМОНИК

Алгоритм ОРФ подразумевает прогнозирование помех, которые затем адаптивно вычитаются из коррелограммы, получаемой путем корреляции $v(t)$ с $q_1(t)$ и которую мы обозначаем через $z_1(t)$ (указывая на то, что для корреляции можно использовать не только гармонику первого порядка):

$$z_1(t) = v(t) * q_1(-t),$$

или, с учетом (1) и (2),

$$z_1(t) = r(t) * p(t) * \left(c_{11}(t) + \sum_{m=2}^{\infty} a_m(t) * c_{m1}(t) \right) + \xi(t) * q_1(-t), \quad (3)$$

где функции типа

$$c_{m1}(t) = q_m(t) * q_1(-t) \quad (4)$$

являются ФВК m -й и l -й гармоник. Аналогично, $c_{mm}(t) = q_m(t) * q_m(-t)$ – АКФ m -й гармоники. Для получения прогнозного поля требуется применить к $z_1(t)$ свертку с $c_{m1}(t)$. Результат прогнозирования обозначим через $z_1^{(n_i)}(t)$, где верхний индекс n указывает на то, что это трасса помехи (*noise*), а индекс i – порядковый номер модели помех (обычно прогнозируется несколько моделей).

Общий вид формул алгоритма ОРФ можно найти в указанной выше статье, а здесь для наших целей достаточно использовать максимально упрощенный их вариант, а именно, случай, когда прогнозируется только одна модель помехи (в терминах ОРФ это называется применением фильтра первого порядка для устранения гармоник второго порядка)

$$z_1^{(n_1)}(t) = z_1(t) * c_{21}(t). \quad (5)$$

Ниже, сделав необходимые оговорки, мы распространим полученные выводы на общий случай.

Для адаптивного вычитания модели из коррелограммы требуется получить оценку оптимального фильтра $\hat{a}_1(\tau)$, $\tau \in [\tau_1^{(\min)}, \tau_1^{(\max)}]$, что производится при помощи минимизации функционала

$$\hat{a}_1(\tau) = \arg \min_{\tilde{a}_1(\tau)} J(\tilde{a}_1(\tau)),$$

где

$$J(\tilde{a}_1(\tau)) = \sum_{t \in \Omega} \left(z_1(t) - \sum_{\tau=\tau_1^{(\min)}}^{\tau_1^{(\max)}} \tilde{a}_1(\tau) z_1^{(n_1)}(t-\tau) \right)^2. \quad (6)$$

Область Ω определяет окно настройки оператора. Фигурирующую в функционале (6) функцию, заключенную в круглые скобки, которую обозначим через $\varepsilon(t)$, обычно называют невязкой.

Так как мы имеем дело со случайными процессами, то было бы корректнее вместо детерминированного выражения (6) записать дисперсию невязки и именно ее использовать в виде функционала. Затем, продифференцировав дисперсию относительно каждого отсчета искомого фильтра и приравняв производную к нулю, свести поставленную оптимизационную задачу к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) [Кондратьев, 1976]:

$$\Phi a = b, \quad (7)$$

где вектор b составлен из ФВК случайных процессов $z_1(t)$ и $z_1^{(n_1)}(t)$, а матрица Φ – из АКФ процесса $z_1^{(n_1)}(t)$. После этого нам остается предложить способ оценивания авто- и взаимокорреляционных функций случайных процессов (именно так мы поступали ранее, например, в работе [Денисов, 1992]).

При решении большинства практических задач обработки сейсмических данных достаточно надежным оказывается способ оценивания АКФ и ФВК, основанный на методе наименьших квадратов (МНК). Несложно убедиться в том, что если проделать описанные выше преобразования, после чего подставить в СЛАУ (7) МНК оценки корреляционных функций, то получится система уравнений тождественная той, к которой мы бы пришли, если бы дифференцировали функционал (6). Поэтому мы сразу записываем выражение (6) и используем его для дальнейших рассуждений.

ВЛИЯНИЕ АДДИТИВНОГО ШУМА НА РЕЗУЛЬТАТ АДАПТАЦИИ

В результате выкладок, вынесенных в Приложение, мы показали, что при слабой интенсивности аддитивного шума ($\sigma_\xi^2 \ll \sigma_r^2$) получаемые оптимальные фильтры стремятся к своим истинным значениям: $\hat{a}_i(t) \rightarrow a_i(t)$, а при увеличении его уровня ($\sigma_\xi^2 \gg \sigma_r^2$) все фильтры стремятся к нулю: $\hat{a}_i(t) \rightarrow 0$.

Это значит, что чем выше уровень шума, тем больше энергии гармоник будет оставаться в трассах коррелограммы, т. е. шум снижает эффективность адаптивного вычитания. Понятно, что в предельном случае, когда шум существенно доминирует над сигналом и когда фильтры становятся нулевыми, на выходе алгоритма вычитания будем иметь не претерпевшую изменений коррелограмму. Поэтому,

принимая во внимание тот факт, что исходные виброграммы почти всегда характеризуются повышенным уровнем шумов, следует разработать методику защиты алгоритма оценивания фильтров от возможного влияния такой помехи.

На практике, в силу значительной длительности ЛЧМ-сигналов, которыми являются ФВК гармоник, всегда приходится иметь дело с протяженными окнами настройки оператора. В пределах таких окон, наряду с благоприятными для настройки областями, где сигнал доминирует над помехой, могут встречаться и временные интервалы, в которых доминирует помеха. Наличие последних негативно сказывается на работоспособности алгоритма. Поэтому представляется целесообразным модифицировать критерий (6) так, чтобы придавать меньший вес невязкам, полученным в зашумленных областях и увеличивать их вес в пределах благоприятных временных интервалов.

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО РАСХОЖДЕНИЯ НА РЕЗУЛЬТАТ АДАПТАЦИИ

Рассуждая выше о свойствах последовательности коэффициентов отражения, мы упомянули эффект геометрического расхождения, который приводит к затуханию сигналов на трассе. Это обуславливает статистическую неоднородность критерия (6). Сигналы, наблюдаемые на больших временах вступления, почти незаметны на фоне интенсивных сигналов на малых временах, при этом все они включены в единое окно настройки. Полезная статистическая информация, содержащаяся в первых, теряется, и это может приводить к неустойчивости оценивания. Любая помеха, случайная или когерентная (к которой можно отнести поверхностные волны, воздушную волну и т. п.), наблюдаемая в области малых времен и, тем самым, имеющая интенсивность, значительно превосходящую интенсивность сигналов в нижней части окна настройки, исказит функционал (6). Неустойчивость проявится в повышенной чувствительности оценки получаемых фильтров адаптации к локальным особенностям реализации такой помехи.

Казалось бы, можно предварительно выровнять амплитуды, применив коррекцию геометрического расхождения. Однако такой подход в нашей задаче к успеху не приводит. Дело в том, что коррекция расхождения, реализуемая при помощи умножения отсчетов трассы на плавную возрастающую функцию, не искажает динамику сигнала только тогда, когда на длине сигнала эту функцию можно считать постоянной величиной. Это хорошо известная особенность процедуры. Если иметь в виду применение коррекции к исходной виброграмме, то предположение о постоянстве функции заведомо нарушается, т. к. вибросейсмические сигналы, в отличие от импульсных сигналов, обладают большой протяженностью.

После применения корреляции с основным свипом первая гармоника претерпевает фокусировку и трансформируется в импульсный сигнал. Казалось бы, применение коррекции расхождения к коррелограмме может быть обоснованным. Однако это не так. На коррелограмме каждая m -я гармоника превращается в ФВК $c_{m1}(t)$, являющуюся протяженным ЛЧМ-сигналом. Применение коррекции исказит динамику помехи, что сделает невозможным последующее ее прогнозирование с сохранением амплитуд. Следовательно, преобразование (5) должно применяться к трассам в их исходной динамике, а выравнивание амплитуд можно реализовать уже на стадии адаптивного вычитания. С этой целью мы используем весовую функцию $w(t)$, вводя ее в функционал (6), который принимает вид:

$$J(\tilde{a}_1(\tau)) = \sum_{t \in \Omega} \varepsilon^2(t) w^2(t). \quad (8)$$

Иначе говоря, процедура выравнивания амплитуд применяется к невязкам, и к обсуждению этого вопроса мы теперь переходим.

ПОСТРОЕНИЕ ВЕСОВОЙ ФУНКЦИИ

В соответствии с рассуждениями в двух предыдущих разделах, функция $w(t)$ призвана не только обеспечить одинаковую статистическую значимость всех сигналов на трассе, но и устранить негативное влияние аддитивной помехи. Иначе говоря, веса должны, во-первых, быть обратно пропорциональны среднему модулю амплитуды сигнала в окрестности каждого отсчета времени. Во-вторых, стремиться к нулю, если отношение сигнал/шум стремится к нулю.

Функция, соответствующая первому требованию, фактически оказывается функцией автоматической регулировки усиления (АРУ). Она хорошо знакома геофизику, и выражение для нее обычно записывают в виде:

$$x(t) = \frac{L+1}{\sum_{k=-L/2}^{L/2} |z_1(t-k)|},$$

где $L+1$ – размер скользящего окна, центрированного на временном отсчете t [Боганик, Гурвич, 2006].

С целью учета второго требования нам потребуются привлечь алгоритм оценивания отношения сигнал/шум. Это представляет собой особую тему, и мы планируем посвятить ей отдельное исследование, изучив специфику работы того или иного способа в нашей задаче. Поэтому здесь, ограничившись лишь ссылкой на работу [Шубик, 2011], в которой приводится достаточно полный обзор соответствующих методик, будем полагать, что такая оценка нам доступна в пределах каждого скользящего по трассе временного окна размера $L+1$, центрированного на временном отсчете t . Эту оценку мы обозначим как $\varphi(t)$.

Наличие помехи надо учитывать так, чтобы функция $w(t)$ стремилась к $x(t)$, если $\varphi(t)$ превосходит некоторое заданное пороговое значение γ . Если же $\varphi(t)$ стремится к нулю, то $w(t)$ должна стремиться к нулю. С этой целью удобно использовать функцию вида

$$y(t) = 1 - \frac{1}{1 + \left(\frac{\varphi(t)}{\gamma}\right)^n}, \quad (9)$$

где параметр n определяет крутизну склона в окрестности порогового значения, ее график показан на рис. 1.

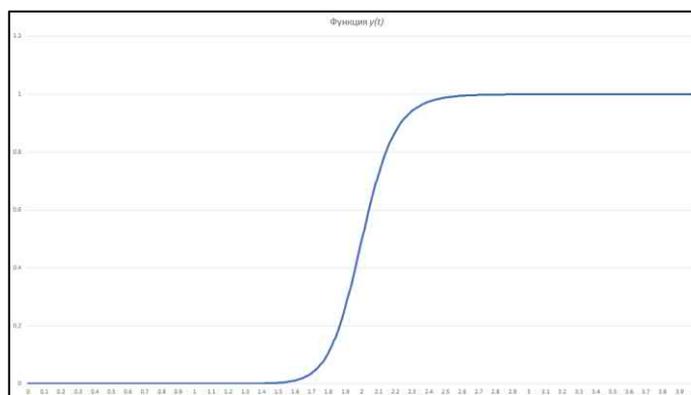


Рис. 1. График функции $y(n)$ при $n = 20$ и $\gamma = 2$. По горизонтальной оси отложены значения $\varphi(t)$

Ранее мы уже привлекали эту функцию, решая задачу подавления зеркальных частот, возникающих при несинфазном суммировании сейсмических трасс [Денисов, Фиников, 2005], где она хорошо себя зарекомендовала. В указанной статье также показано, что точка перегиба несколько не совпадает с пороговым значением, и предложен способ ее уточнения.

Тогда в функционал (8) подставляем

$$w(t) = x(t)y(t). \tag{10}$$

РАЗРАБОТКА ЭФФЕКТИВНОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ПРОЦЕДУРЫ

Если пренебречь краевыми эффектами, влияние которых незначительно при выборе протяженных окон настройки, минимизация функционала (6) (в нем не применяется весовая функция) сводится к решению СЛАУ с треплицевой матрицей, и для ее решения разработан вычислительно эффективный алгоритм Левинсона [Рапопорт, 1993]. Если в функционал вводится весовая функция, и он приобретает вид (8), то вместо традиционного критерия МНК имеем так называемый взвешенный МНК. После дифференцирования такого функционала и приравнивания производной к нулю приходим к СЛАУ, для решения которой уже не подходит алгоритм Левинсона, т. к. матрица оказывается хотя и симметричной, но не треплицевой. В таких случаях, как правило, применяют метод Холецкого [Марпл, 1990], обладающий меньшей вычислительной эффективностью.

Ситуация усугубляется, когда из коррелограммы вычитается не одна, а несколько моделей помех. Тогда оптимизационная задача сводится к решению СЛАУ, в левой части которой фигурирует блочная матрица. Если минимизируется функционал без весовой функции, то матрица оказывается блочно-треплицевой, и СЛАУ решается при помощи многоканального алгоритма Левинсона [Робинсон, Трейтел, 1980]. Если вводится весовая функция, то матрица оказывается блочно-симметричной, и СЛАУ решается при помощи многоканального алгоритма Холецкого [Джиган, 2004], что снижает вычислительную эффективность алгоритма.

К счастью, специфика нашей задачи, а именно доказанное в статье [Денисов, Зыков, 2022] свойство малой длины фильтров адаптации, позволяет преобразовать функционал с весовой функцией таким образом, что его минимизация сводится к СЛАУ с блочно-треплицевой матрицей. Такое решение основывается на преобразовании, предложенном Д.Б. Финиковым и М.С. Денисовым и описанном в отчете о научной деятельности ООО «Геотехсистем», выполненной по заказу компании Norsk Hydro в 2009 г. Суть

его заключается в следующем. Пусть мы имеем дело с короткими фильтрами адаптации. Если предположить, что это одноточечные фильтры, то, как следует из (6), умножение коррелограммы $z_1(t)$ и всех моделей помех $z_1^{(n_1)}(t)$ на одну и ту же функцию произвольного вида не приведет к смещению минимума функционала. В этом легко убедиться, если ввести в выражение (6) весовую функцию так, как это сделано в (8), и внести ее под скобку.

Прделаем эти же преобразования для фильтра произвольной длины. Тогда приходим к

$$J^{(w)}(\tilde{a}_1(\tau)) = \sum_{t \in \Omega} \left(z_1(t)w(t) - \sum_{\tau=\tau_1^{(\min)}}^{\tau_1^{(\max)}} \tilde{a}_1(\tau)w(t)z_1^{(n_1)}(t-\tau) \right)^2,$$

где мы ввели новое обозначение для функционала, $J^{(w)}$, подчеркивая, что теперь он включает в себя весовую функцию. Очевидно, что если в пределах длины фильтра $\tau \in [\tau_1^{(\min)}, \tau_1^{(\max)}]$ весовую функцию можно приближенно считать постоянной величиной, то последнее выражение переписывается как

$$J^{(w)}(\tilde{a}_1(\tau)) \approx \sum_{t \in \Omega} \left(z_1(t) - \sum_{\tau=\tau_1^{(\min)}}^{\tau_1^{(\max)}} \tilde{a}_1(\tau)z_1^{(n_1)}(t-\tau) \right)^2, \quad (11)$$

где введены обозначения $z_1(t) = z_1(t)w(t)$ и $z_1^{(n_1)}(t) = z_1^{(n_1)}(t)w(t)$. При использовании одноточечных фильтров последнее выражение переходит в равенство.

Исследование [Денисов, Зыков, 2022], помимо прочего, было посвящено анализу фильтров адаптации. Их свойства мы изучили на примере характерного реального сигнала толкающего усилия. Эффективная длина фильтров адаптации составила менее 150 мс. Затухание амплитуды сигнала на трассе, обусловленное геометрическим расхождением, обычно описывается при помощи гладкой степенной функции, поэтому $x(t)$ заведомо мало меняется на указанном временном интервале. С другой стороны, уровень некогерентной аддитивной помехи на трассе остается почти постоянным на протяжении всего интервала регистрации, тем самым $y(t)$ также представляет собой гладкую функцию. Сделанное предположение о том, что весовая функция аппроксимируется константой на интервале ~150 мс можно считать выполненным (в противном случае нам потребуется предварительно применить сглаживание функции $w(t)$), поэтому в дальнейшем будем заменять знак приближенного равенства знаком равенства.

Теперь вернемся к типичной ситуации, с которой всегда приходится иметь дело на практике. А именно, прогнозируются несколько моделей гармоник, $z_1^{(n_i)}(t)$, $i = 1, \dots, N$, где N – количество моделей, и все они включаются в минимизируемый функционал. Тогда (11) трансформируется в

$$J^{(w)}(\tilde{a}_1(\tau)) = \sum_{t \in \Omega} \left(z_1(t) - \sum_{i=1}^N \sum_{\tau=\tau_i^{(\min)}}^{\tau_i^{(\max)}} \tilde{a}_i(\tau)z_1^{(n_i)}(t-\tau) \right)^2, \quad (12)$$

где $\tilde{z}_1^{(n_i)}(t) = z_1^{(n_i)}(t)w(t)$. Задача взвешенного МНК сведена к традиционной оптимизационной задаче построения многоканального фильтра адаптации без применения весовых функций.

ПРИМЕР ОБРАБОТКИ: МОДЕЛЬНАЯ ТРАССА

Вначале продемонстрируем работоспособность алгоритма на модельной трассе. С этой целью был рассчитан искаженный вибросейсмический сигнал, содержащий наряду с основным свип-сигналом $q_1(t)$ две гармоники второго и третьего порядка, $q_2(t)$ и $q_3(t)$, при этом $a_2(t)$ и $a_3(t)$ заимствованы из статьи [Денисов, Зыков, 2022], где они посчитаны для реальной записи толкающего усилия (рис. 2). Последовательность коэффициентов отражения представляет собой пуассоновский поток импульсов, амплитуды которых описываются нормальным распределением с нулевым математическим ожиданием. Параметры свип-сигнала: диапазон частот 10–150 Гц, длительность 10 с. Эффект геометрического расхождения в модельную трассу вводится в виде нестационарности коэффициентов отражения, их амплитуда затухает по закону $1/t^2$.

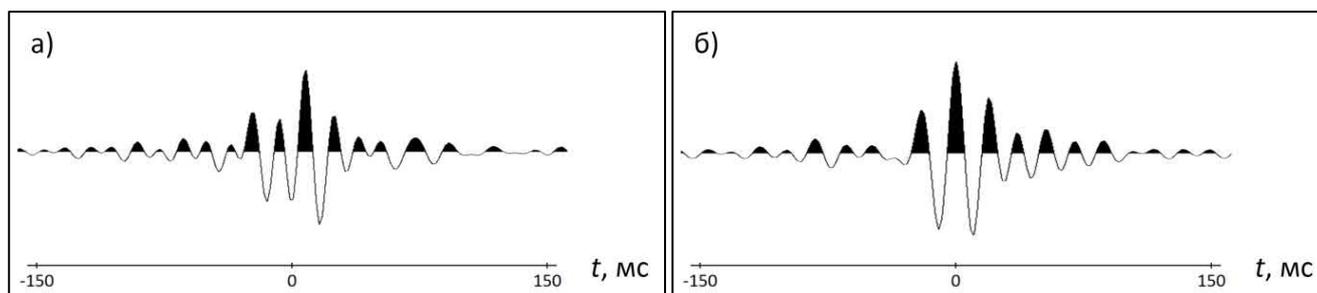


Рис. 2. Фильтры, использованные при моделировании гармоник: а – $a_2(t)$; б – $a_3(t)$. Фильтры приведены к диапазону частот основного свип-сигнала

Гармоники всегда накладываются как на сигнал основного тона, так и друг на друга, что чрезвычайно затрудняет интерпретацию волновой картины. Поэтому традиционным способом иллюстрирования эффектов, связанных с гармониками, является показ колонок СВАН, где, как известно, гармоники приобретают вид прямых линий, что является следствием применения линейной частотной модуляции. Наклон линий и диапазон частот вдоль линии зависят от номера гармоники. Эффект интерференции гармоник, связанных с одним и тем же импульсом, при этом разрешается.

Применив корреляцию с основным свипом, получим коррелограмму, она показана на рис. 3, а, а ее СВАН-колонок – на рис. 4, а. Наблюдаются помехи, являющиеся ФВК первой и второй гармоник и ФВК первой и третьей гармоник. На СВАН-колонке они имеют вид наклонных линий, в то время как сфокусированные сигналы, являющиеся АКФ основного свипа, выглядят как вертикальные полосы. Трудности, связанные с визуализацией быстроосциллирующих функций, приводят к тому, что на рисунке затухание амплитуд сигналов с ростом t кажется меньшим заданного.

Теперь наложим на виброграмму аддитивную помеху, представляющую собой стационарный гауссовский шум в диапазоне частот основного свипа, после чего перейдем к коррелограмме, используя корреляцию с основным свипом (рис. 3, б и 4, б). Сосредоточим внимание на фрагменте записи выше первых вступлений, в котором всегда наблюдаются наиболее интенсивные артефакты (рис. 3, в и 4, в).

С этой целью в запись введена временная подвижка 15 с, поэтому на трассе в интервале 0–15 с отсутствуют сфокусированные сигналы. При обработке данных, полученных по методике slip-sweep, в этой области высокоэнергетическая помеха интерферирует со слабыми сигналами, отраженными от целевых горизонтов. Аналогичные шумы корреляции наблюдаются и на всей трассе, однако там они менее заметны на фоне интенсивных сигналов. Тем не менее, их также необходимо отделить от сигнала, в том числе и для того, чтобы в дальнейшем использовать для расширения спектра. После разделения сигнала и каждой гармоники мы сфокусируем их при помощи корреляции. Для фокусировки гармоник применяется корреляция с сигналом соответствующей гармоники. Затем к каждой такой коррелограмме можно применить процедуру коррекции геометрического расхождения с последующим оптимальным суммированием результатов. В виде критерия оптимальности следует использовать требование максимизации отношения сигнал/шум на каждой частоте в диапазоне от нуля до частоты Найквиста. В результате получим трассу с максимально расширенным спектром и минимальным уровнем аддитивной помехи.

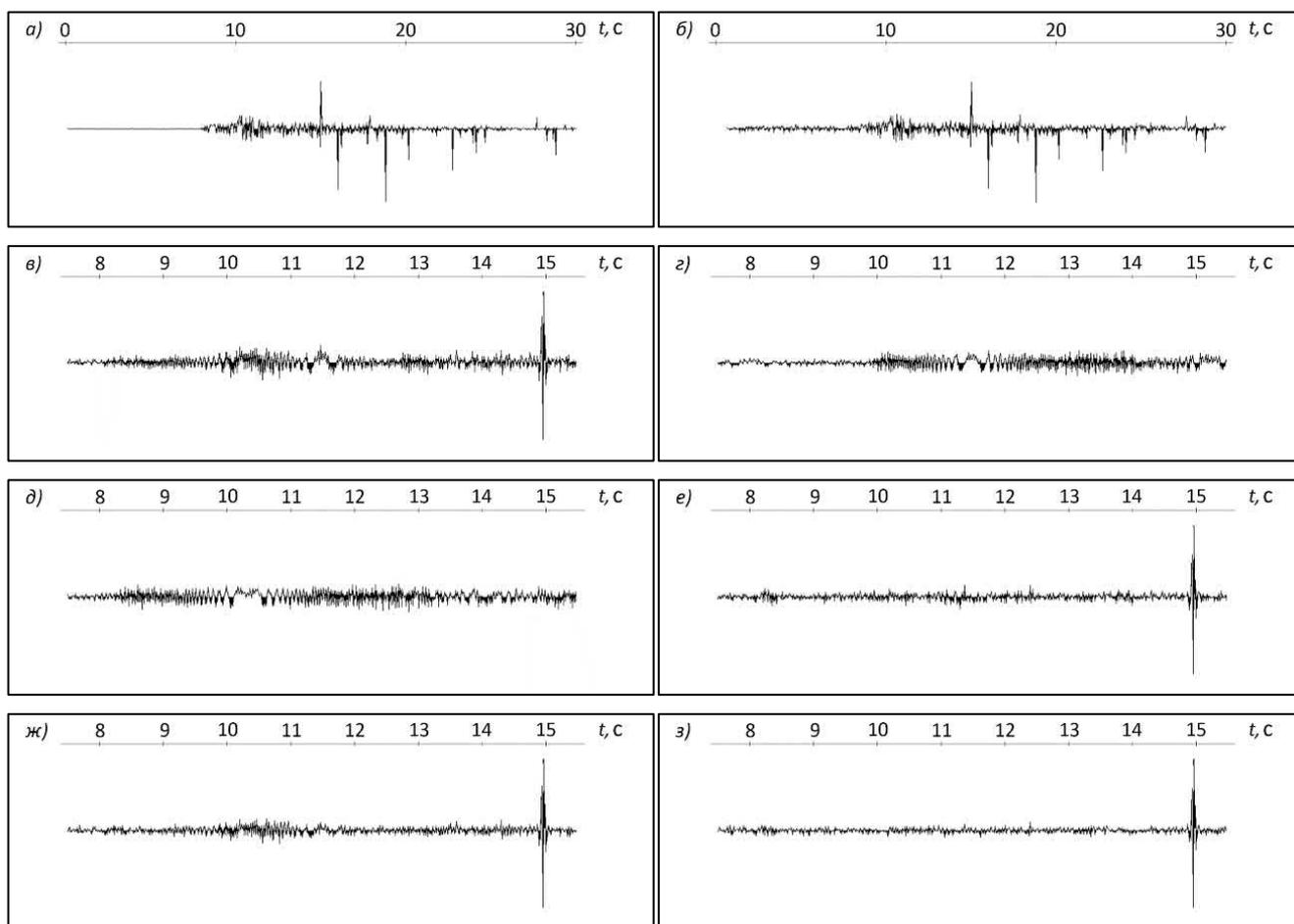


Рис. 3. Разделение сигнала и гармоник по модельной трассе: а – коррелограмма без добавления аддитивного шума, б – коррелограмма с добавленным шумом, в – увеличенный фрагмент коррелограммы в районе первых вступлений после наложения случайного аддитивного шума, г – результат прогнозирования помех, связанных со второй гармоникой, д – результат прогнозирования помех, связанных с третьей гармоникой, е – результат вычитания гармоник по зашумленной трассе без применения весовой функции, ж – результат вычитания гармоник по зашумленной трассе с весовой функцией АРУ, з – результат вычитания гармоник по зашумленной трассе с весовой функцией (10)

Результаты прогнозирования помех показаны на рис. 3, *г* и *д*, а СВАН-колонки – на рис. 4, *г* и *д*. Если сравнить их с данными на рис. 3, *в* и 4, *в*, то можно заключить, что модели помехи являются «кинематически» точными, однако требуется адаптация по динамике, что достигается путем минимизации функционала (12) с использованием той или иной весовой функции. Традиционно в задаче адаптации весовая функция не применяется, т. е. в (12) используется $w(t) \equiv 1$. Такой результат показан на рис. 3, *е* и 4, *е*. Очевидно, что в коррелограмме остается значительный фон гармонических искажений.

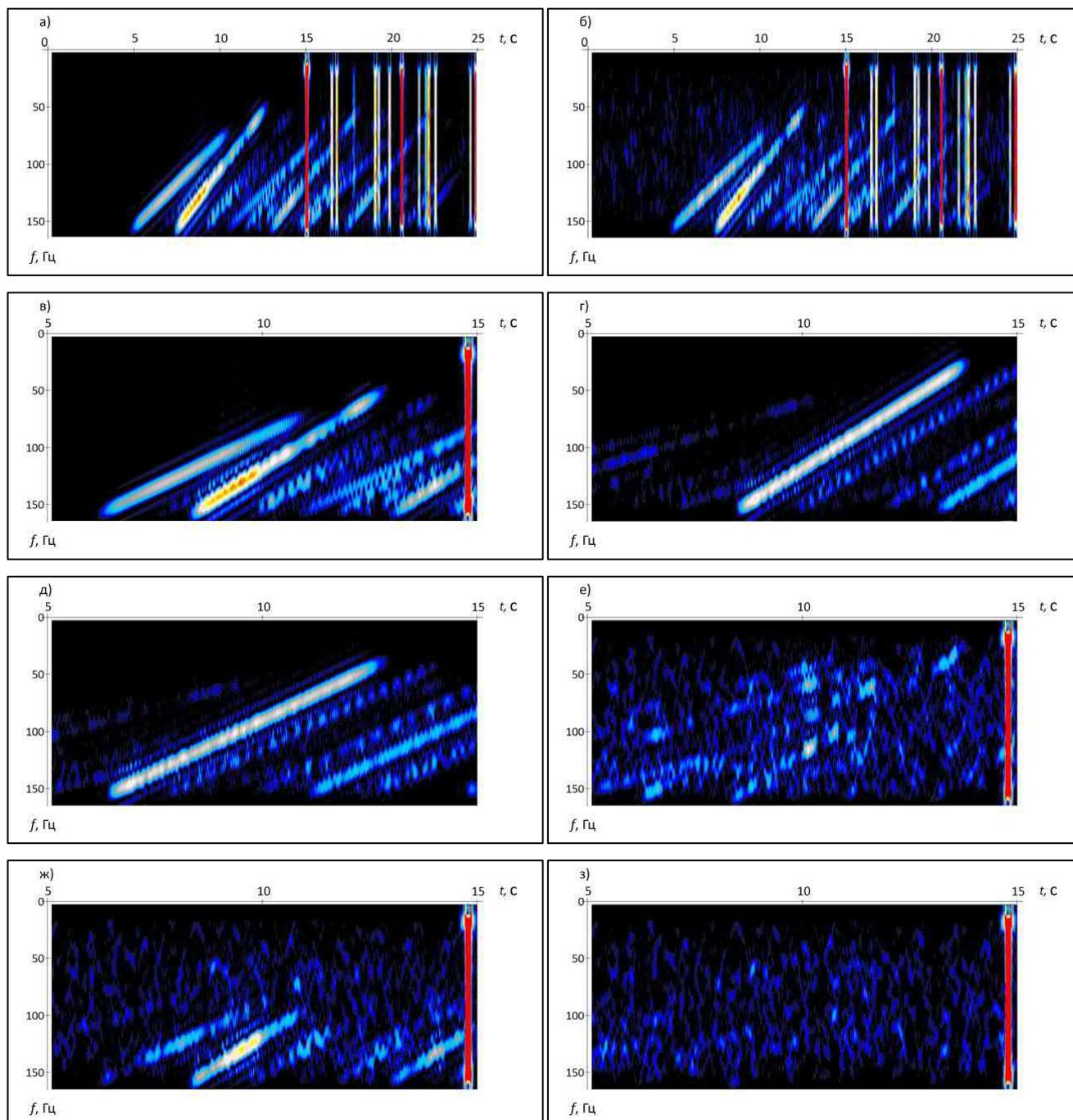


Рис. 4. СВАН трасс, показанных на рис. 3: *а* – коррелограммы без добавления аддитивного шума, *б* – коррелограммы с добавленным шумом, *в* – увеличенного фрагмента коррелограммы в районе первых вступлений после наложения случайного аддитивного шума, *г* – результата прогнозирования помех, связанных со второй гармоникой, *д* – результата прогнозирования помех, связанных с третьей гармоникой, *е* – результата вычитания гармоник по зашумленной трассе без применения весовой функции, *ж* – результата вычитания гармоник по зашумленной трассе с весовой функцией АРУ, *з* – результата вычитания гармоник по зашумленной трассе с весовой функцией (10)

Использование в функционале (12) функции АРУ, т. е. $w(t) = x(t)$ (такая весовая функция изображена на рис. 5, а) также не позволяет достичь желаемой точности вычитания помехи – см. рис. 3, ж и 4, ж. Напомним, что именно такой вариант весовой функции был нами ранее использован при обработке полевых сейсмограмм [Denisov et al., 2021].

Улучшения качества можно достичь, подставляя весовую функцию, посчитанную по формуле (10) и показанную на рис. 5, б. Как и следовало ожидать, она похожа на функцию АРУ на тех временных интервалах, где уровень аддитивного шума мал (ср. рис. 5, а и б), и стремится к нулю там, где шум начинает доминировать. Фактически, используемая нами весовая функция (10) оказывается самонастраивающейся, и это ее свойство обусловлено тем, что мы включили в нее «решающее правило» (9). Посчитанная функция $y(t)$ показана на рис. 5, в. При обработке полевых сейсмограмм и использовании протяженных окон настройки (ведь именно протяженные окна имеет смысл использовать в статистической задаче оценивания (11)) зашумленные участки могут наблюдаться не только на малых или больших временах регистрации, а быть произвольным образом расположенными в пределах окна. Включение в весовую функцию решающего правила (9) позволит их обнаружить и ослабить вклад в функционал. Результаты, полученные для $w(t)$, определяемой выражением (10), показаны на рис. 3, з и 4, з. Удалось достичь удовлетворительного уровня ослабления гармонических искажений, о чем, в первую очередь, свидетельствует отсутствие наклонных линий на СВАН-колонке.

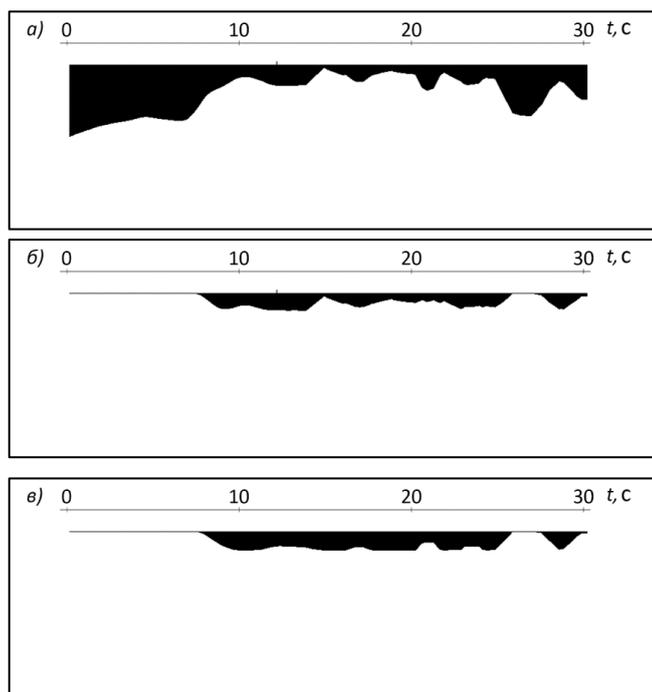


Рис. 5. Весовые функции: а – функция АРУ, б – функция (10), в – функция (9)

Модельный пример также позволяет привести количественную оценку качества результатов. Для этого процедуру вычитания гармоник применим к изолированному незашумленному импульсу (рис. 6, а), полученному в результате корреляции исходного искаженного вибросигнала с $q_1(t)$, т. е. импульсу, который наблюдается на трассе в виде интерференции с такими же импульсами, и который здесь мы будем называть «исходным». При вычитании используются посчитанные по зашумленной коррелограмме

адаптивные фильтры. Мы знаем, что энергия желаемого результата во временном интервале, предшествующем вступлению импульса, равна нулю. Тогда примем за условную единицу энергию в этой области, измеренную по исходному импульсу. На рисунке 6, б представлен результат удаления гармоник при помощи фильтров, полученных без применения весовой функции. На рисунке 6, в – с весовой функцией АРУ. На рисунке 6, г – с весовой функцией (10). Относительный уровень энергии фрагментов записей, показанных на рис. 6, б, в и г соответственно равен 0.5, 0.7 и 0.4. Считаем излишним повторить, что все эффекты, наблюдаемые выше первых вступлений, имеют место и на всей длине трассы, где они, однако, маскируются интерференцией с другими импульсами.

Понятно, что наличие случайной аддитивной помехи не позволяет полностью устранить гармоники, т. к. в фильтры вносится смещение, и их импульсные характеристики стремятся к нулю, снижая эффективность вычитания. Однако величина смещения оказывается минимальной именно для предложенного нами варианта обработки.

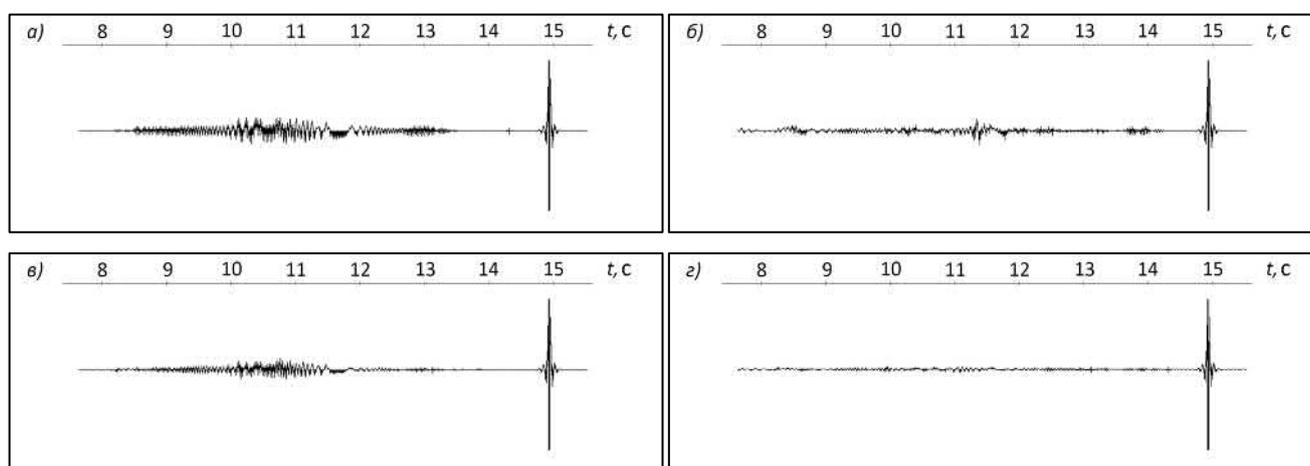


Рис. 6. Изолированный незашумленный импульс, использованный для получения количественной оценки качества удаления гармоник: а – исходный импульс, в котором наблюдаются гармонические искажения; б – результат удаления гармоник при помощи фильтров, использованных для получения трассы на рис. 3, в – результат удаления гармоник при помощи фильтров, использованных для получения трассы на рис. 3, ж; г – результат удаления гармоник при помощи фильтров, использованных для получения трассы на рис. 3, з.

ПРИМЕР ОБРАБОТКИ: ПОЛЕВАЯ КОРРЕЛОГРАММА

При обработке результатов полевых наблюдений мы имитируем данные методики slip-sweep, накладывая друг на друга две записи различных продольных сечений площадной (3D) виброграммы. При этом в одно из сечений введена временная подвижка (которую можно отождествить с понятием slip-time из англоязычной литературы) так, что время вступления сигнала, связанного с началом работы следующего источника, составляет приблизительно 7.5 с (slip-time = 30 % от длины свипа). Время первого вступления сигнала от предыдущего источника около 1.5 с. Параметры свип-сигнала: диапазон частот 6–125 Гц, длительность 24 с.

В данном случае сейсмограмма, связанная со вторым источником, намеренно переусилена относительно сейсмограммы, связанной с первым источником, при их замешивании. Сделано это для того, чтобы гармоники были лучше видны на фоне сигнала от первого источника. Дело в том, что реальные данные, которые были нам предоставлены, характеризуются невысоким уровнем гармонических

искажений. Из публикаций, посвященных проблеме гармоник в данных slip-sweep, мы видим, что их энергия на практике сопоставима с энергией сигнала, с которым они интерферируют на фрагменте сейсмограммы от предыдущего источника (т. е. в области «средних» и «больших» времен, где сигналы успели претерпеть ослабление амплитуды за счет эффекта геометрического расхождения). Подбирая уровень усиления второй сейсмограммы при суммировании с первой, мы пытались достичь именно этого эффекта. Так, если в работе, полностью посвященной проблеме гармоник в вибросейсмических данных [Ведерников и др., 2001], наглядно демонстрируется, что суммарный уровень гармоник может достигать 20–30 % от энергии сигнала, то в имевшихся в нашем распоряжении данных их уровень составил лишь 4–5 %.

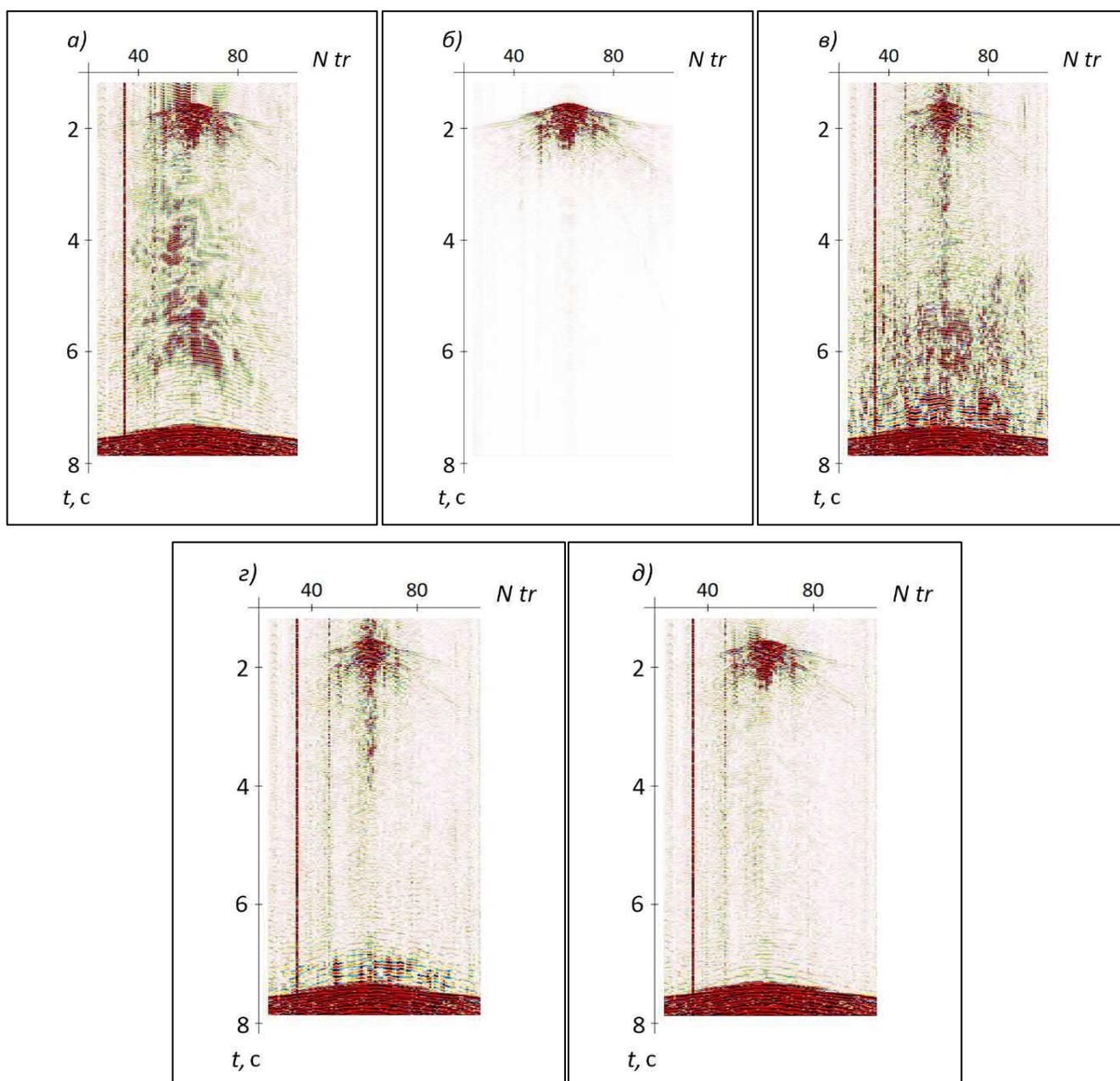


Рис. 7. Полевые коррелограммы: а – исходные данные, б – идеальные данные, не содержащие помех от нижележащей коррелограммы, в – результат вычитания гармоник без применения весовой функции, г – результат вычитания гармоник с весовой функцией АРУ, д – результат вычитания гармоник с применением весовой функции (10). Через *Ntr* обозначен порядковый номер трассы на коррелограмме

В результате корреляции с опорным свипом приходим к коррелограмме, которая представлена на рис. 7, а. В данной ситуации мы можем приблизительно (т. е. с достаточной для интересующей нас задачи точностью) сформировать желаемый результат, которым является коррелограмма, свободная от гармонических искажений, связанных с нижележащей сейсмограммой. Чтобы прийти к такой коррелограмме, используем для ее расчета только виброграмму от предыдущего источника, не накладывая на нее нижележащей виброграммы. Тогда в интервале времен выше 7.5 с полученная коррелограмма (она показана на рис. 7, б) будет почти, т. е. с точностью до собственных гармонических искажений, совпадать с желаемым результатом обработки.

Из сравнения рис. 7, а и б следует, что запись во всем показанном интервале времен зашумлена, и этот шум связан с корреляционными помехами от нижележащей виброграммы. Такая помеха распространяется даже выше первых вступлений коррелограммы предыдущего источника, т. е. затрагивает не одну, а сразу несколько коррелограмм.

Были спрогнозированы корреляционные шумы, связанные со второй и третьей гармониками, после чего они адаптивно вычитались из исходной коррелограммы. Так как полевые данные всегда осложнены помехами различной природы, для усиления эффекта вычитания использовались прогнозные поля, полученные для соседних трасс. Тем самым повышается возможность привлечения более «чистых» моделей помехи. Иначе говоря, применялся многоканальный адаптивный фильтр. Длина фильтров адаптации была выбрана 200 мс. Результаты вычитания гармоник без применения весовой функции, а также с функцией АРУ и функцией (10) представлены соответственно на рис. 7, в, г и д. Очевидно, что результат на рис. 7, д имеет минимальный уровень гармонических помех и наиболее близок к желаемой коррелограмме.

СВАН-колонки для одной трассы, выбранной в области малых удалений источник–приемник, показаны на рис. 8. СВАН-анализ помогает более уверенно интерпретировать сигнал на записях. Например, казалось бы, результат на рис. 7, г оказывается вполне удовлетворительным, т. к. амплитуды гармоник значительно ослаблены. Однако, сравнивая СВАН-колонки на рис. 8, б и г, можно заметить, что вычитание исказило форму сигнала. В самом деле, в области первых вступлений вышележащей коррелограммы (1.5–2.5 с) на СВАН-колонке идеальная запись (рис. 8, б) выглядит как две красных полосы (напомним, что каждая полоса на СВАН соответствует сфокусированному импульсу), а на результате обработки эта структура разрушена. Очевидно, что искажение связано с тем, что использование критерия МНК в задаче вычитания малоамплитудной помехи, интерферирующей с интенсивным сигналом, приводит к неустойчивости. Адаптивные фильтры неизбежно имеют тенденцию ослаблять интенсивные полезные сигналы за счет недостаточно полного удаления (или даже некоторого усиления) помех. Известны попытки использования неквадратичных критериев в оптимизационной задаче, и иногда это помогает. Так, в работе [Guitton, Verschuur, 2004] предлагается применять метод наименьших модулей в аналогичной нашей задаче адаптивного вычитания кратных волн. Использование самонастраивающихся весовых функций позволило нам добиться устойчивости адаптивного алгоритма, однако мы планируем совершенствовать методику, оснастив ее возможностью использования неквадратичных критериев.

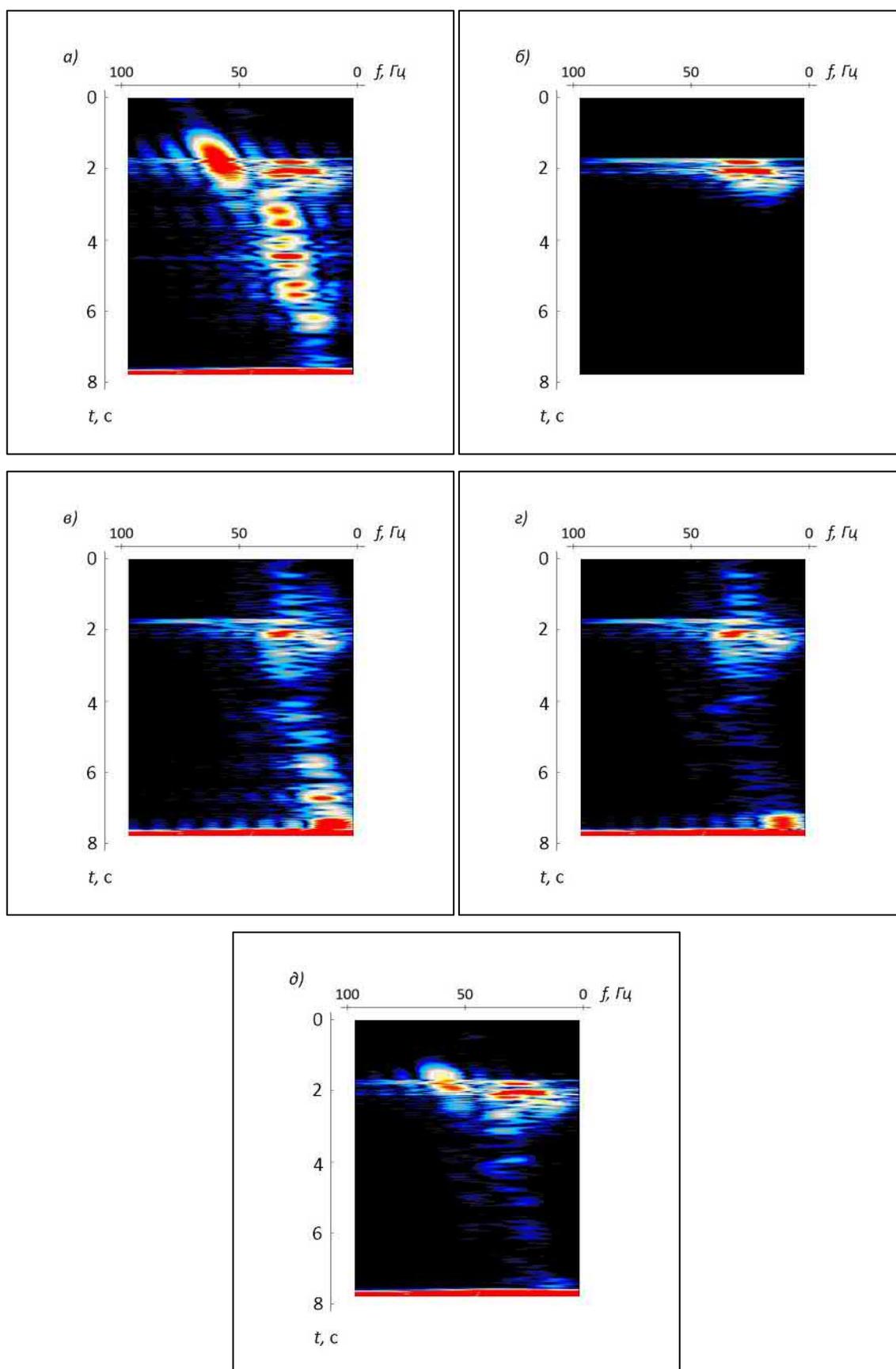


Рис. 8. СВАН-колонки трассы, выбранной в области малых удалений источник-приемник: а – исходные данные, б – идеальные данные, не содержащие помех от нижележащей коррелограммы, в – результат вычитания гармоник без применения весовой функции, г – результат вычитания гармоник с весовой функцией АРУ, д – результат вычитания гармоник с применением весовой функции (10)

Анализ СВАН-колонок также показал, что энергетический столб в районе трассы с порядковым номером 30 хотя и является корреляционным шумом, но не связан с гармоническими искажениями сигнала. Поэтому наш алгоритм его не затрагивает, а для удаления таких помех геофизик располагает достаточным арсеналом средств.

Трасса, использованная для построения СВАН-колонок, представлена на рис. 9, а. Второй сигнал переусилен относительно первого, о чем мы выше привели соответствующий комментарий. Относительную амплитуду гармоник можно оценить, сравнивая эту трассу с желаемой (рис. 9, б). После вычитания без применения весовой функции (рис. 9, в) на трассе наблюдается остаточный фон помех, поэтому такой результат нельзя считать приемлемым. При использовании функции АРУ происходит искажение формы сигнала, особенно заметное в области первого вступления на сейсмограмме предыдущего источника (рис. 9, з). Результат, полученный при помощи весовой функции (10), можно считать удовлетворительным (рис. 9, д).

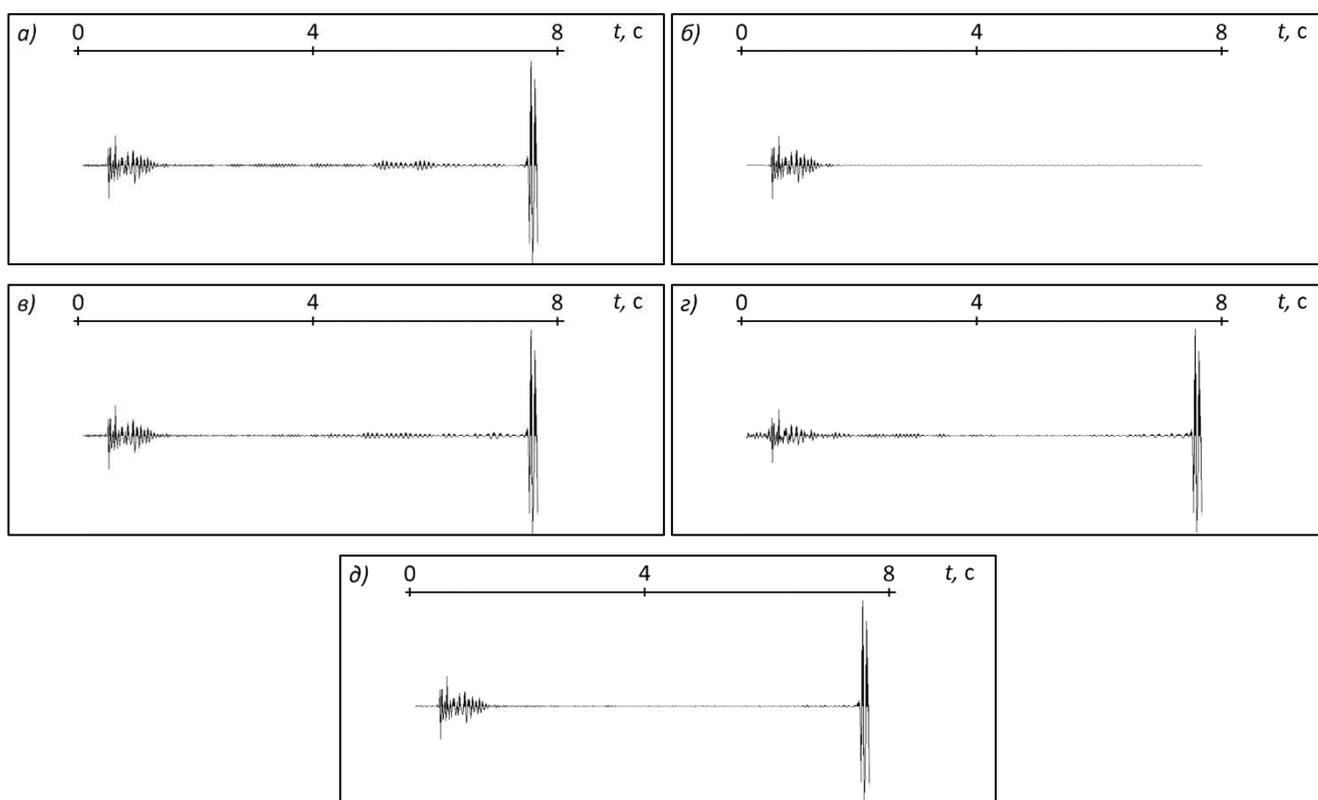


Рис. 9. Трасса, использованная для построения СВАН-колонок на Рис. 8: а – исходные данные, б – идеальные данные, не содержащие помех от нижележащей коррелограммы, в – результат вычитания гармоник без применения весовой функции, г – результат вычитания гармоник с весовой функцией АРУ, д – результат вычитания гармоник с применением весовой функции (10).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование посвящено совершенствованию ранее предложенного алгоритма разделения вибросейсмического сигнала и его гармоник. После разделения появляется возможность извлечения из гармоник полезной информации с целью расширения спектра сейсмической трассы. Будет получена коррелограмма отдельно для каждой гармоники, после чего предстоит решить задачу оптимального суммирования таких коррелограмм. На суммарной коррелограмме необходимо не только получить

расширенный спектр сигнала, но и достичь максимального доминирования по энергии сигнала над помехой. Задачу оптимального суммирования нужно решать для каждой частоты, и это означает, что требуется разработать оптимальный многоканальный фильтр.

В рассуждениях мы использовали понятие отношения сигнал/шум. Очевидно, что в каждой решаемой задаче надо не только указывать конкретный способ его вычисления, но и отдельно определять, что есть *сигнал* и что есть *шум*, исходя из поставленных целей. К примеру, одна и та же геофизическая величина в разных задачах может являться как сигналом, так и шумом. Выше, рассуждая о шуме, мы имели в виду аддитивную помеху, описанную в модели трассы (1). На самом деле, помехой в задаче статистического адаптивного удаления гармонических искажений оказывается также и сфокусированный на коррелограмме импульс, являющийся АКФ первой гармоники. Почти во всех задачах обработки сейсмических данных такой импульс рассматривается как сигнал, несущий полезную информацию. Проблема заключается в том, что импульсы интерферируют со спрогнозированной помехой, причем значительно превосходят ее по интенсивности, что затрудняет настройку фильтров вычитания.

Проведенное нами в статье [Денисов, Егоров, 2019б] доказательство несмещенности оценок фильтров адаптации, получаемых в результате минимизации функционала (11), подобно всем аналогичным доказательствам, носит статистический характер. Речь ведется о том, что, во-первых, алгоритм позволяет получать несмещенные оценки, и, во-вторых, дисперсия оценок уменьшается с увеличением размера окна настройки. Если окно имеет ограниченную протяженность, то решающее влияние на результат оценивания оказывает особенность конкретной реализации интерференции импульсов АКФ и помех, что мы наблюдали на рис. 7, а и рис. 8, а. Поэтому в качестве одного из направлений дальнейшего совершенствования статистической устойчивости адаптивного алгоритма мы видим явное включение в понятие *шума* импульсов полезных отражений, сфокусированных на коррелограмме. При этом *сигналом* окажутся только корреляционные помехи. Это, в частности, позволит более уверенно доопределить весовую функцию $w(t)$ в области выше первых вступлений.

Авторы благодарят И.Р. Ягудина и Р.М. Гафарова (Башнефтегеофизика) за предоставленные полевые виброграммы и разрешение на их демонстрацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И.** Сейсморазведка. – Тверь: АИС, 2006. – 744 с.
- Ведерников Г.В., Максимов Л.А., Жарков А.В.** Исследование кратных гармоник вибросигналов // Геофизика. – 2001. – Спецвыпуск к 30-летию «Сибнефтегеофизики». – С. 33–38.
- Денисов М.С.** Эффективные и робастные оценки корреляционных функций // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1992. – № 12. – С. 12–16.
- Денисов М.С., Фиников Д.Б.** Способ подавления шумов дискретизации при суммировании сейсмических трасс (на примере моделирования кратных волн) // Геофизика. – 2005. – № 1. – С. 12–16.
- Денисов М.С., Шнеерсон М.Б.** Использование гармоник для расширения спектрального состава волн в вибрационной сейсморазведке. Часть 2 // Технологии сейсморазведки. – 2017. – № 3. – С. 36–54.
- Денисов М.С., Шнеерсон М.Б.** О природе гармоник в вибросейсмическом методе разведки и возможности их использования для расширения спектра сигнала // Геофизика. – 2018. – № 3. – С. 24–27.

- Денисов М.С., Егоров А.А.** Построение модели вибросейсмического сигнала, осложненного гармониками // Геофизические технологии. – 2019а. – № 1. – С. 72–83, doi: 10.18303/2619-1563-2019-1-72.
- Денисов М.С., Егоров А.А.** Оптимизационная рекурсивная фильтрация как способ подавления гармоник в методе вибросейс // Геофизические технологии. – 2019б. – № 2. – С. 23–53, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-23.
- Денисов М.С., Зыков А.А.** Исследование особенностей реальных вибросейсмических сигналов, осложненных гармоническими помехами // Геофизические технологии. – 2022. – № 1. – С. 30–48, doi: 10.18303/2619-1563-2022-1-30.
- Денисов М.С., Егоров А.А., Шнеерсон М.Б.** Опробование алгоритма оптимизационной рекурсивной фильтрации для подавления гармоник на модельных и полевых коррелограммах // Геофизические технологии. – 2019. – № 2. – С. 54–66, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-54.
- Джиган В.И.** Быстрый многоканальный RLS-алгоритм с регуляризацией и стабилизацией // Электроника (Известия вузов). – 2004. – № 1. – С. 83–90.
- Кондратьев И.К.** Линейные обрабатывающие системы в сейсморазведке. – М.: Недра, 1976. – 175 с.
- Корн Г., Корн Т.** Справочник по математике. – М.: Наука, 1974. – 832 с.
- Малкин А.Л.** Негауссовская статистическая модель сейсмической записи // Геология и геофизика. – 1989. – № 1. – С. 105–115.
- Марпл-мл. С.Л.** Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1990. – 584 с.
- Рапопорт М.Б.** Вычислительная техника в полевой геофизике. – М.: Недра, 1993. – 352 с.
- Робинсон Е., Трейтел С.** Цифровая обработки сигналов в геофизике / В кн. Применение цифровой обработки сигналов. Под ред. Э. Оппенгейма. – М.: Мир, 1980. – С. 486–544.
- Шубик Б.М.** Принципы построения самонастраивающихся процедур обработки сейсмических данных // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 3. – С. 39–47.
- Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B.** Optimization-based recursive filtering for separation of signal from harmonics in vibroseis // Geophysical Prospecting. – 2021. – Vol. 69 (4). – P. 779–798, doi: 10.1111/1365-2478.13084.
- Guitton A., Verschuur D.J.** Adaptive subtraction of multiples using the L1–norm // Geophysical Prospecting. – 2004. – Vol. 52 (1). – P. 27–38, doi: 10.1046/j.1365-2478.2004.00401.x.
- Rozemond H.J.** Slip-sweep acquisition // 66th SEG Annual Meeting and Exposition: Expanded Abstracts. – Denver, 1996. – P. 64–67, doi: 10.1190/1.1826730.
- Walden A.T.** Non-Gaussian reflectivity, entropy, and deconvolution // Geophysics. – 1985. – Vol. 50 (12). – P. 2297–2904, doi: 10.1190/1.50120001.1.

REFERENCES

- Boganik G.N., Gurvich I.I.** Seismic Exploration [in Russian]. – AIS, Tver, 2006. – 744 p.
- Denisov M.S.** Efficient and robust estimators of autocorrelation functions // Geology, Geophysics and Development of Oil Deposits. – 1992. – Vol. 12. – P. 12–16.
- Denisov M.S., Finikov D.B.** Method for aliasing attenuation during seismic data summation (on the example of modeling multiple reflections) // Geofizika. – 2005. – Vol. 1. – P. 12–16.
- Denisov M.S., Shneerson M.B.** Utilization of harmonics to broaden the bandwidth in Vibroseismic. Part 2. // Seismic Technologies. – 2017. – Vol. 3. – P. 36–54.

- Denisov M.S., Shneerson M.B.** Nature of harmonics in the Vibroseis method and the possibility of their utilization to broaden the signal frequency band // *Geofizika*. – 2018. – Vol. 3. – P. 24–27.
- Denisov M.S., Egorov A.A.** Constructing a model of vibroseis signal complicated by harmonics // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019a. – Vol. 1. – P. 72–83, doi: 10.18303/2619-1563-2019-1-72.
- Denisov M.S., Egorov A.A.** Optimization-based recursive filtering for vibroseis harmonic noise elimination // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019b. – Vol. 2. – P. 23–53, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-23.
- Denisov M.S., Zykov A.A.** Study of properties of real vibroseis signals contaminated by harmonic noise // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2022. – Vol. 1. – P. 30–48, doi: 10.18303/2619-1563-2022-1-30.
- Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B.** Testing the optimization-based recursive filtering algorithm to suppress harmonics on model and field correlograms // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2019. – Vol. 2. – P. 54–66, doi: 10.18303/2619-1563-2019-2-54.
- Denisov M.S., Egorov A.A., Shneerson M.B.** Optimization-based recursive filtering for separation of signal from harmonics in vibroseis // *Geophysical Prospecting*. – 2021. – Vol. 69 (4). – P. 779–798, doi: 10.1111/1365-2478.13084.
- Djigan V.I.** Fast multichannel RLS-algorithm with regularization and stabilization // *Electronics (Izvestiya vuzov)*. – 2004. – Vol. 1. – P. 83–90.
- Guitton A., Verschuur D.J.** Adaptive subtraction of multiples using the L1–norm // *Geophysical Prospecting*. – 2004. – Vol. 52 (1). – P. 27–38, doi: 10.1046/j.1365-2478.2004.00401.x.
- Kondratiev I.K.** Linear processing systems in seismic exploration [in Russian]. – Nedra, Moscow, 1976. – 175 p.
- Korn G., Korn T.** Handbook of mathematics [in Russian]. – Nauka, Moscow, 1974. – 832 p.
- Malkin A.L.** Non-Gaussian statistical model of seismic trace // *Russian Geology and Geophysics*. – 1989. – Vol. 30 (1). – P. 105–115.
- Marple Jr. S.L.** Digital spectral analysis and its applications [in Russian]. – Mir, Moscow, 1990. – 584 p.
- Rapoport M.B.** Computing technology in field geophysics [in Russian]. – Nedra, Moscow, 1993. – 352 p.
- Robinson E., Treitel S.** Digital signal processing in geophysics, in: Oppenheim E. (Ed.), *Application of digital signal processing* [in Russian]. – Mir, Moscow, 1980. – P. 486–544.
- Rozemond H.J.** Slip-sweep acquisition // *66th SEG Annual Meeting and Exposition: Expanded Abstracts*. – Denver, 1996. – P. 64–67, doi: 10.1190/1.1826730.
- Shubik B.M.** Principles of building self-adjusting seismic data processing procedures // *Geology and Mineral Resources of Siberia*. – 2011. – Vol. 3. – P. 39–47.
- Vedernikov G.V., Maksimov L.A., Zharkov A.V.** Study of multiple harmonics of vibroseis signals // *Geofizika*. – 2001. – Special Issue to 30th Anniversary of “Sibneftegeophysics”. – P. 33–38.
- Walden A.T.** Non-Gaussian reflectivity, entropy, and deconvolution // *Geophysics*. – 1985. – Vol. 50 (12). – P. 2297–2904, doi: 10.1190/1.50120001.1.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Утверждение 1. Пусть $x(t) = d(t) * r(t)$ и $y(t) = e(t) * r(t)$, где $r(t)$ – реализация дискретного стационарного эргодического случайного процесса типа белого шума, $d(t)$ и $e(t)$ – детерминированные сигналы. Тогда ФВК случайных процессов $x(t)$ и $y(t)$ выражается в виде:

$$E\{x(t) * y(-t)\} = \sigma_r^2 (d(t) * e(-t)). \quad (\text{П1})$$

Доказательство

В выражение для ФВК случайных процессов подставим их представление в виде свертки:

$$E\{x(t) * y(-t)\} = E\{x(t)y(t + \tau)\} = E\left\{\sum_i \sum_k r(i)d(t-i)r(k)e(t + \tau - k)\right\},$$

где i и k – дискретные индексы суммирования. Внося знак математического ожидания под скобку и действуя им на случайные величины, имеем

$$\begin{aligned} E\{x(t) * y(-t)\} &= \sum_i \sum_k d(t-i)e(t + \tau - k)E\{r(k)r(i)\} = \sigma_r^2 \sum_i \sum_k d(t-i)e(t + \tau - k)\delta(k-i) = \\ &= \sigma_r^2 \sum_i d(t-i)e(t + \tau - i). \end{aligned}$$

Введем обозначение $\theta = t - i$. Тогда

$$E\{x(t) * y(-t)\} = \sigma_r^2 \sum_{\theta} d(\theta)e(\theta + \tau).$$

Или, учитывая что сумма в правой части последнего равенства является ФВК функций $d(t)$ и $e(t)$, приходим к (П1), что и требовалось доказать.

Следствие

Из доказанного утверждения вытекает, что если функции $d(t)$ и $e(t)$ состоят из нескольких сверточных компонент (их количество обозначим соответственно через L и M): $d(t) = d_1(t) * d_2(t) * \dots * d_L(t)$, $e(t) = e_1(t) * e_2(t) * \dots * e_M(t)$, то

$$E\{x(t) * y(-t)\} = \sigma_r^2 (d(t) * e(-t)) = \sigma_r^2 (d_1(t) * d_2(t) * \dots * d_L(t) * e_1(-t) * e_2(-t) * \dots * e_M(-t)).$$

Если проделать выкладки, аналогичные приведенным выше, то легко понять, что для случайных процессов $x(t) = d(t) * r(t)$ и $y(t) = e(t) * \xi(t)$, где $E\{r(t)\xi(\tau)\} \equiv 0$, выполняется

$$E\{x(t) * y(-t)\} \equiv 0 \quad (\text{П2})$$

для любых сигналов $d(t)$ и $e(t)$.

Утверждение 2. При слабой интенсивности аддитивной помехи (т. е. когда выполняется условие $\sigma_{\xi}^2 \ll \sigma_r^2$) решение СЛАУ (7) имеет свойство стремиться к желаемому решению: $\hat{a}_i(t) \rightarrow a_i(t)$. Если помеха интенсивна ($\sigma_{\xi}^2 \gg \sigma_r^2$), то решение СЛАУ (7) стремится к нулю: $\hat{a}_i(t) \rightarrow 0$.

Доказательство

Пусть в области настройки оператора можно пренебречь нестационарностью амплитуд потока коэффициентов отражения и принять его дисперсию равной постоянной величине σ_r^2 , т. е. иметь дело с дискретным стационарным эргодическим процессом. Это допущение представляется оправданным, т. к. в данной ситуации нас интересуют качественные характеристики эффекта влияния аддитивного шума. Также мы пока ограничимся рассмотрением случая наличия только двух гармоник, $q(t) = q_1(t) + a_2(t) * q_2(t)$, что значительно упростит выкладки. Затем, сделав необходимые комментарии, мы обобщим полученный вывод на общий случай их произвольного числа.

По этим же причинам будем выписывать выражения для получаемых моделей гармоник с точностью до первого порядка. Дело в том, что при прогнозировании гармоник появится также и член второго порядка, что связано с рекурсивным характером метода ОРФ и о чем мы подробно рассуждали в работе [Денисов, Егоров 2019б]. Здесь же мы пренебрегаем моделями помех выше первого порядка. Ниже мы обоснуем корректность сделанного допущения.

В матрице СЛАУ фигурирует АКФ спрогнозированной помехи, которая после отбрасывания членов выше первого порядка и подстановки (5) с учетом (4) записывается в виде

$$E\{z_1^{(n_1)}(t) * z_1^{(n_1)}(-t)\} = E\{(q_1(-t) * q_2(t) * r(t) * p(t) + q_1(-t) * q_2(t) * q_1(-t) * \xi(t)) * (q_1(t) * q_2(-t) * r(-t) * p(-t) + q_1(t) * q_2(-t) * q_1(t) * \xi(-t))\}.$$

Раскроем внутренние скобки, после чего подействуем оператором математического ожидания на каждый из четырех полученных членов. С учетом свойства (П2) два из них обнуляются, а оставшиеся принимают форму

$$E\{z_1^{(n_1)}(t) * z_1^{(n_1)}(-t)\} = \sigma_r^2(q_2(t) * q_2(-t) * p(t) * p(-t)) + \sigma_{\xi}^2(q_2(t) * q_2(-t)). \quad (\text{П3})$$

При выводе последних равенств мы воспользовались доказанным выше утверждением, а также следствием из него. Кроме того, мы учли тот факт, что оператор $q_1(t) * q_1(-t)$ при его свертке с интересующими нас сигналами не меняет их форму, и при записи формул его можно опустить. Действительно, он представляет собой АКФ первой гармоники, которая в сигнальном диапазоне частот имеет равномерный амплитудный спектр, а фазовый спектр этой функции равен нулю. Иначе говоря, он представляет собой полосовой фильтр. Будем считать, что наши сигналы уже были подвергнуты полосовой фильтрации на предварительных стадиях обработки коррелограмм или виброграмм, поэтому применение дополнительной полосовой фильтрации в том же диапазоне частот сигналы не меняет.

Теперь изучим особенности вектора правой части СЛАУ, сформированного из ФВК:

$$E\{z_1(t) * z_1^{(n_1)}(-t)\} = E\{(r(t) * p(t) + q_1(-t) * q_2(t) * a_2(t) * r(t) * p(t) + q_1(-t) * \xi(t)) * (r(t) * p(t) + q_1(t) * q_2(-t) * a_2(t) * r(t) * p(t) + q_1(t) * \xi(t))\}.$$

$$*(q_1(t) * q_2(-t) * r(-t) * p(t) + q_1(t) * q_2(-t) * q_1(t) * \xi(-t))\}.$$

Раскроем внутренние скобки, после чего подействуем оператором математического ожидания на каждый из шести полученных членов. С учетом свойства (П2) три из них обнуляются, а оставшиеся принимают форму

$$E\{z_1(t) * z_1^{(n)}(-t)\} = \sigma_r^2(q_1(t) * q_2(-t) * p(t) * p(-t)) + \sigma_r^2(q_2(t) * q_2(-t) * p(t) * p(-t) * a_2(t)) + \sigma_\xi^2(q_1(t) * q_2(-t)), \quad (\text{П4})$$

где, как и ранее, мы игнорируем сверточный оператор $q_1(t) * q_1(-t)$, а также пользуемся доказанным выше утверждением и следствием из него.

Размерность СЛАУ определяется длиной искомого фильтра (или, в общем случае, набора фильтров) $\hat{a}_i(t)$,

$$t \in [\tau_i^{(\min)}, \tau_i^{(\max)}]. \quad (\text{П5})$$

Напомним (см. определение (4)), что фигурирующее в первом и третьем слагаемых равенства (П4) выражение $q_1(t) * q_2(-t)$ является ФВК первой и второй гармоник $c_{12}(t)$. При этом $c_{21}(t) = c_{12}(-t)$. С точностью до константы в фазовом спектре эта ФВК является ЛЧМ-сигналом и обладает свойством

$$c_{21}(t) \approx 0 \quad \text{при } t < T_1, \quad (\text{П6})$$

где

$$T_1 = \frac{Tf_{\min}}{f_{\max} - f_{\min}}, \quad (\text{П7})$$

где f_{\min} и f_{\max} – соответственно начальная и максимальная частоты колебаний основного свипа, T – длительность свипа. На рисунке П1 показана функция $c_{12}(t)$, из сравнения которой с АКФ основного свипа можно убедиться в том, что первая отстоит от отсчета нулевого времени на временной интервал T_1 . В общем случае для ФВК m -й и первой гармоник, $c_{1m}(t)$ выполняется

$$c_{1m}(t) \approx 0 \quad \text{при } t < \frac{(m-1)Tf_{\min}}{f_{\max} - f_{\min}}. \quad (\text{П8})$$

В работе [Денисов, Зыков, 2022] нами был изучен характерный сигнал толкающего усилия, записанный в полевых условиях. Эффективная длина фильтров адаптации составила менее 150 мс. При использованных параметрах возбуждения колебаний ($T = 18$ с, $f_{\min} = 5$ Гц, $f_{\max} = 105$ Гц) в соответствии с (П7) приходим к значению $T_1 = 900$ мс, что заведомо превосходит размеры фильтров адаптации.

Выше мы сделали допущение о том, что гармоники прогнозируются только с точностью до первого порядка, а старшие порядки можно игнорировать. Понятно, что, например, спрогнозированная гармоника второго порядка определяется сверточной компонентой вида $c_{12}(t) * c_{12}(t)$. Характерный вид такой компоненты показан на рис. П1. Она отстоит от импульса АКФ первой гармоники на удвоенный временной интервал $2T_1$, тем самым ее наличие (а также наличие всех прогнозных гармоник более высоких порядков) никак не влияет на корректность наших рассуждений. Более того, сама гармоника по своей интенсивности оказывается значительно ниже свипа основного тона. Поэтому и порождаемый ей в процессе прогнозирования артефакт $c_{12}(t) * c_{12}(t)$, а также аналогичные ему артефакты старшего порядка $c_{12}(t) * c_{12}(t) * c_{12}(t)$ и т. д., по своей интенсивности оказываются пренебрежимо малыми по сравнению с полученной при помощи прогнозирования гармоникой первого порядка.

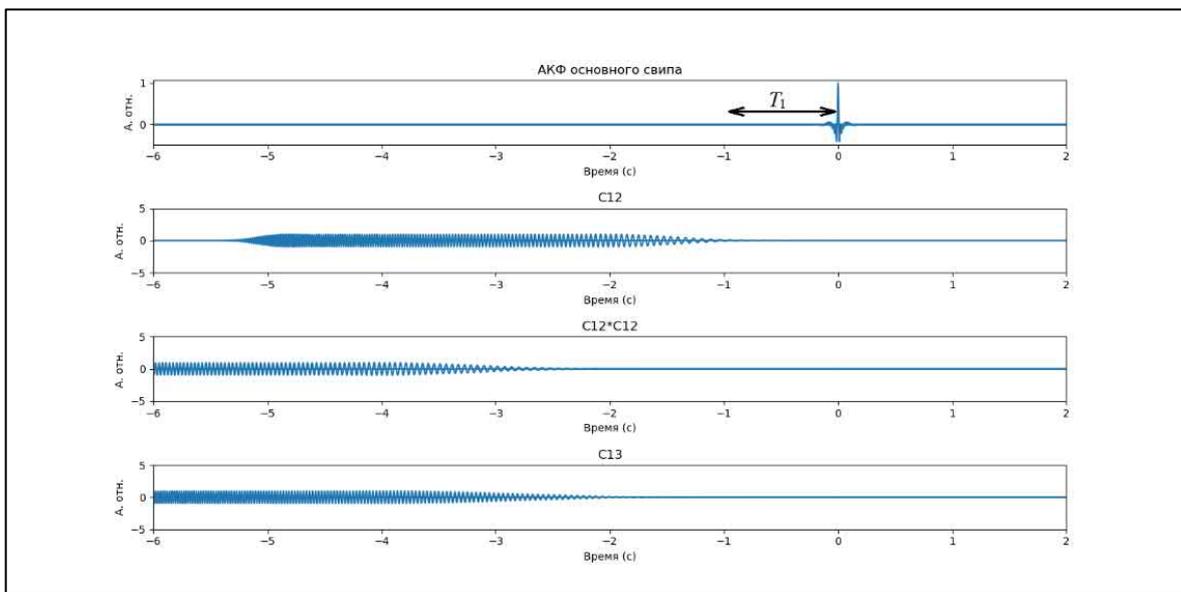


Рис. П1. Функции, фигурирующие в левой и правой частях СЛАУ. Сверху вниз: АКФ $q_1(t) * q_1(-t)$, ФВК $c_{12}(t)$, автосвертка $c_{12}(t) * c_{12}(t)$, ФВК $c_{13}(t)$. Также условно показан временной интервал T_1 , рассчитываемый согласно формуле (П7).

Заметим, что в правой части выражения (П4) только один член не равен нулю при выборе размерности СЛАУ в соответствии с (П5). В самом деле, первый член выражается в виде свертки ФВК $c_{12}(t)$ с коротким нуль-фазовым фильтром $p(t) * p(-t)$. (Вопросы, касающиеся взаимосвязи эффективной длины сигнала и его фазового спектра мы рассматривали в уже цитированной работе [Денисов, Зыков, 2022], где, в частности, указывали на тот факт, что нуль-фазовый сигнал всегда имеет минимальную длину.) Принимая во внимание свойство (П6), приходим к заключению, что в диапазоне (П5) первый член равен нулю. Эти соображения применимы и к третьему члену, являющемуся умноженной на дисперсию помехи ФВК $c_{12}(t)$.

При выборе диапазона временных отсчетов (П5) нулю не равен только второй член, содержащий АКФ сигналов $p(t)$ и $q_2(t)$. В самом деле, АКФ ЛЧМ-сигнала $q_2(t)$ представляет собой нуль-фазовый сигнал с равномерным в соответствующем диапазоне частот амплитудным спектром, т. е. является

полосовым фильтром. Основная энергия такого фильтра компактно сосредоточена в области малых времен t . Аналогичными свойствами обладает АКФ сигнала $p(t)$. Поэтому именно второй член определяет свойства вектора правой части.

Матрица СЛАУ состоит из только что проанализированных АКФ сигналов $p(t)$ и $q_2(t)$. То есть оба члена в правой части равенства (ПЗ) оказываются значимыми во временном диапазоне (П5).

Теперь рассмотрим два предельных случая слабой и сильной аддитивной помехи. В первой ситуации, когда выполняется неравенство $\sigma_{\xi}^2 \ll \sigma_r^2$, в матрице доминирует член $\sigma_r^2(q_2(t) * q_2(-t) * p(t) * p(-t))$. Правая часть всегда равна $\sigma_r^2(q_2(t) * q_2(-t) * p(t) * p(-t) * a_2(t))$ и от уровня аддитивной помехи не зависит. Очевидно, что решение стремится к истинному оператору адаптации: $\hat{a}_2(t) \rightarrow a_2(t)$. Во втором случае мы имеем дело с неравенством $\sigma_{\xi}^2 \gg \sigma_r^2$, и это означает, что в матрице доминирует член $\sigma_{\xi}^2(q_2(t) * q_2(-t))$, который прямо пропорционален дисперсии помехи. Поэтому, чтобы обеспечить оптимальное отображение в правую часть, которая от уровня помехи не зависит, вектор решения будет стремиться к нулю: $\hat{a}_2(t) \rightarrow 0$.

До этого момента мы имели дело с виброграммой, содержащей только две гармоники. Если же в ней наблюдается целый набор гармоник старшего порядка $q_m(t)$, $m > 2$, то в результате корреляции со свипом основного тона они породят ФВК $c_{1m}(t)$, которые, согласно свойству (П8), отстают от отсчета нулевого времени на величину заведомо большую, чем T_1 , так как

$$\frac{(m-1)Tf_{\min}}{f_{\max} - f_{\min}} > \frac{Tf_{\min}}{f_{\max} - f_{\min}}. \quad (\text{П9})$$

На рисунке П1 изображена ФВК $c_{13}(t)$, которую можно сравнить с $c_{12}(t)$, чтобы убедиться в этом. Следовательно, их вклад в вектор правой части СЛАУ (в данном случае – вектор, сформированный ФВК коррелограммы и трассы спрогнозированной второй гармоники) будет также нулевым. При этом, что очевидно, вклад в матрицу сохранится. Таким образом, в ситуации наличия множества гармоник полученные нами свойства решения СЛАУ не изменятся.

Однако важно отметить, что если в исходных данных имеются гармоники выше второго порядка, то для дальнейшего адаптивного вычитания требуется вначале их спрогнозировать. При прогнозировании второй гармоники мы применяли свертку (5) коррелограммы с $c_{21}(t)$. Аналогично, для прогнозирования m -й гармоники требуется применить свертку с $c_{m1}(t)$: $z_1(t) * c_{m1}(t)$. Тогда мы получим целый набор спрогнозированных моделей гармоник, и для их вычитания нам потребуются многоканальные алгоритмы адаптации [Кондратьев, 1976]. Как и прежде, мы приходим к СЛАУ, но матрица станет блочной, а вектор правой части будет составлен из набора векторов, являющихся ФВК коррелограммы со спрогнозированными моделями. Выше мы изучили свойства ФВК коррелограммы с моделью второй гармоники. Модели старших гармоник сохраняют интересующую нас особенность разделения АКФ основного свипа и функций $c_{m1}(t)$ временными интервалами (П9), превосходящими T_1 , т. е. заведомо

достаточными для того, чтобы первый член равенств, аналогичных равенству (П4), оказывался равным нулю в диапазоне (П5). Поэтому правая часть по-прежнему не зависит от дисперсии аддитивного шума.

При этом на главной диагонали матрицы расположены блоки, сформированные из АКФ спрогнозированных моделей гармоник. Следовательно, матрица обладает всеми описанными выше свойствами: ее элементы прямо пропорциональны как дисперсии импульсной трассы, так и дисперсии аддитивного шума.

Тем самым Утверждение 2 доказано.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ДЕНИСОВ Михаил Сергеевич – доктор физико-математических наук, директор по науке ООО «ГЕОЛАБ». Основные научные интересы: разработка алгоритмов обработки данных сейсморазведки.

ЗЫКОВ Андрей Александрович – геофизик ООО «ГЕОЛАБ», аспирант ИФЗ РАН. Основные научные интересы: обработка данных сейсморазведки, инженерная геофизика, e-mail: zyrokin@yandex.ru.

*Статья поступила в редакцию 3 июня 2022 г.,
принята к публикации 1 ноября 2022 г.*



РЕЗУЛЬТАТЫ ЛОКАЛЬНОГО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В РАЙОНЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНА

С.Н. Понасенко¹, П.А. Дергач^{1,2}, С.В. Яскевич^{1,2,3}, А.А. Дучков^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет,
630090, Россия, г. Новосибирск, ул. Пирогова 2, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

³Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: s.ponassenko@g.nsu.ru

Уточнение геодинамической обстановки в районе дельты реки Лена актуально для понимания локальных геологических процессов. Ранее очаговая сейсмология для этой области обеспечивалась лишь удаленными региональными сейсмостанциями. Данная работа показывает результаты обработки данных детальных сейсмологических наблюдений за 2018–2021 гг. Представлено распределение гипоцентров землетрясений, а также их фокальные механизмы. Результаты обработки во многом подтверждают априорные геологические данные и не противоречат результатам региональных наблюдений. Скопление землетрясений в районе Хараулахского хребта вероятнее всего относится к Приморскому разлому, простирающемуся вдоль берега Быковской протоки. По данным геологических исследований Приморский разлом является сбросом, что подтверждают фокальные механизмы очагов землетрясений в данной области.

Сейсмология, локальный сейсмологический мониторинг, фокальные механизмы очагов землетрясений, график повторяемости, Якутия, море Лаптевых, дельта реки Лена, остров Самойловский

RESULTS OF LOCAL SEISMOLOGICAL MONITORING IN THE LENA DELTA REGION

S.N. Ponassenko^{1,2}, P.A. Dergach^{1,2}, S.V. Yaskevich^{1,2,3}, A.A. Duchkov^{1,2}

¹Novosibirsk State University, 630090, Novosibirsk, Pirogov st., 2, Russia

²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

³Institute of the Earth's Crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov st., 128, Russia
e-mail: s.ponassenko@g.nsu.ru

Refinement of the geodynamic situation in the area of the Lena River delta is relevant for understanding local geological processes. Previously, source seismology for this area was provided only by remote regional seismic stations. This paper shows the results of processing data from detailed seismological observations for 2018–2021. The distribution of earthquake hypocenters and their focal mechanisms are presented. The results of processing largely confirm the a priori geological data and do not contradict the results of regional observations. The accumulation of earthquakes in the area of the Kharaulakh Range most likely refers to the Primorsky Fault, which extends along the coast of the Bykovskaya channel. According to geological studies, the Primorsky Fault is a fault, which is confirmed by the focal mechanisms of earthquake sources in this area.

Seismology, local seismological monitoring, focal mechanisms of earthquake sources, recurrence graph, Yakutia, Laptev Sea, Lena River delta, Samoilovsky Island

ВВЕДЕНИЕ

Восточная часть Арктики представлена сочетанием окраинно-континентальных и океанских структур. В океанской части выделяются Евразийский бассейн с хребта Гаккеля и Канадский бассейн, между которыми располагаются хребет Ломоносова и поднятие Альфа-Менделеева, разделенные впадиной Макарова. В континентальной части, в обрамлении Сибирской платформы, располагаются аккреционно-коллизийные структуры, представленные веером хребтов – от Верхоянского до Черского [Верниковский и др., 2013].

Район дельты р. Лены приурочен к переходной зоне между континентальным и океаническим рифтогенезом. В данной области наблюдаются фрагменты Сибирской платформы и мезозойской Лаптевоморской плиты, которые разделяют породы Хараулахского сегмента Верхоянской складчатой системы [Имаева и др., 2019]. В пределах Лаптевоморского шельфа выделяют рифтовую систему как связующее звено между срединно-океаническим хребтом Гаккеля и Момским континентальным рифтом [Грачев и др., 1973]. В северной части Хараулахского сегмента обособляется Приморская система сбросов протяженностью около 50 км. Она расположена параллельно Быковской протоке от дельты р. Лена к заливу Неелова. Во время геологических полевых исследований в области динамического влияния Приморской системы установлены палеосейсмогенные деформации, пространственно тяготеющие к Быковско-Ленской зоне [Имаев и др., 2018].

Первые данные о сейсмичности данной области относятся к 1909 г. С тех пор зафиксировано несколько крупных землетрясений с магнитудами 5 и более, для которых были определены фокальные механизмы очагов. Землетрясения в районе дельты р. Лена приурочены к субширотной зоне разломов области влияния Верхоянского краевого шва. Для данной зоны значимыми механизмами разломообразования по геологическим данным являются взбросо-сдвиги. По региональным сейсмологическим данным было установлено наличие сейсмической активности в данной области [Имаева и др., 2019]. Региональные сейсмологические наблюдения в районе дельты р. Лены производятся глобальной сейсмологической сетью Геофизической службы (ФИЦ ЕГС РАН). Однако данная сеть имеет низкую плотность покрытия сейсмологическими пунктами в области дельты р. Лена (ближайшая сеймостанция в г. Тикси удалена на 100 км), и по данным, полученным глобальной сейсмологической сетью, трудно охарактеризовать геодинамическую обстановку, т. к. за последние 15 лет в районе дельты было зафиксировано 14 событий. Детальные сейсмологические исследования ранее не проводились.

В данной работе рассматриваются результаты обработки данных локального сейсмологического мониторинга за 2018–2021 гг. Распределение гипоцентров и фокальные механизмы землетрясений были соотнесены с тектоническими картами, что позволило сделать выводы о сейсмологических особенностях данного региона.

КОНФИГУРАЦИЯ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ

В период с 2015 по 2017 гг. в районе дельты р. Лена проводились полевые сейсмологические исследования. Были проведены полевые работы по выбору мест для постановки сеймостанций, а также работы по организации пунктов сейсмологической сети [Гайссер и др., 2018]. В 2019 году в районе Хараулахского хребта была зафиксирована серия крупных землетрясений и, в связи с этим, сейсмологическая сеть была перемещена по периметру хребта [Дергач и др., 2022]. С 2018 года конфигурация сети претерпевала изменения, связанные с многими внешними факторами (рис. 1).

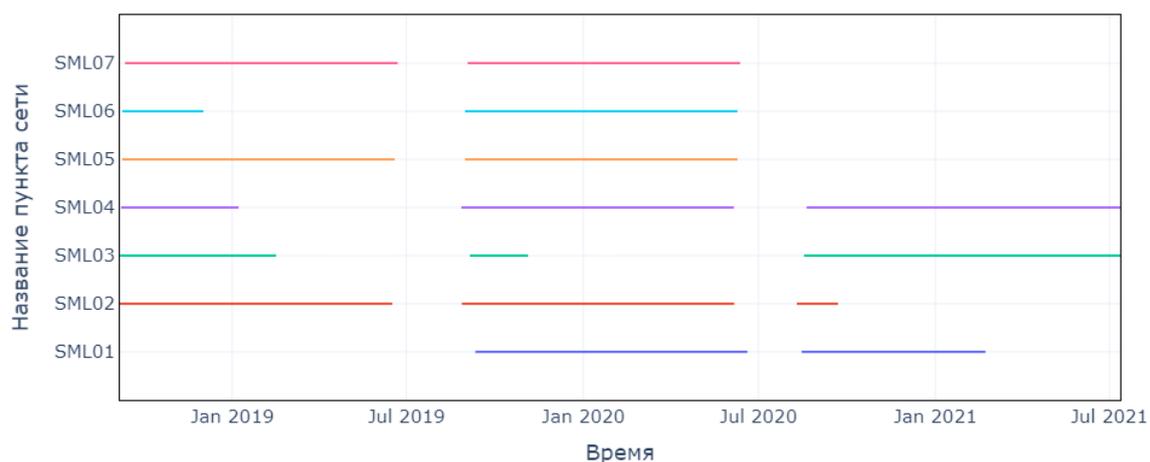


Рис. 1. График работы станций сейсмологической сети за период 2018–2021 гг.

В 2021 году было установлено два новых пункта сети, а пункты сети, расположенные в северо-западной части, были демонтированы (рис. 2).

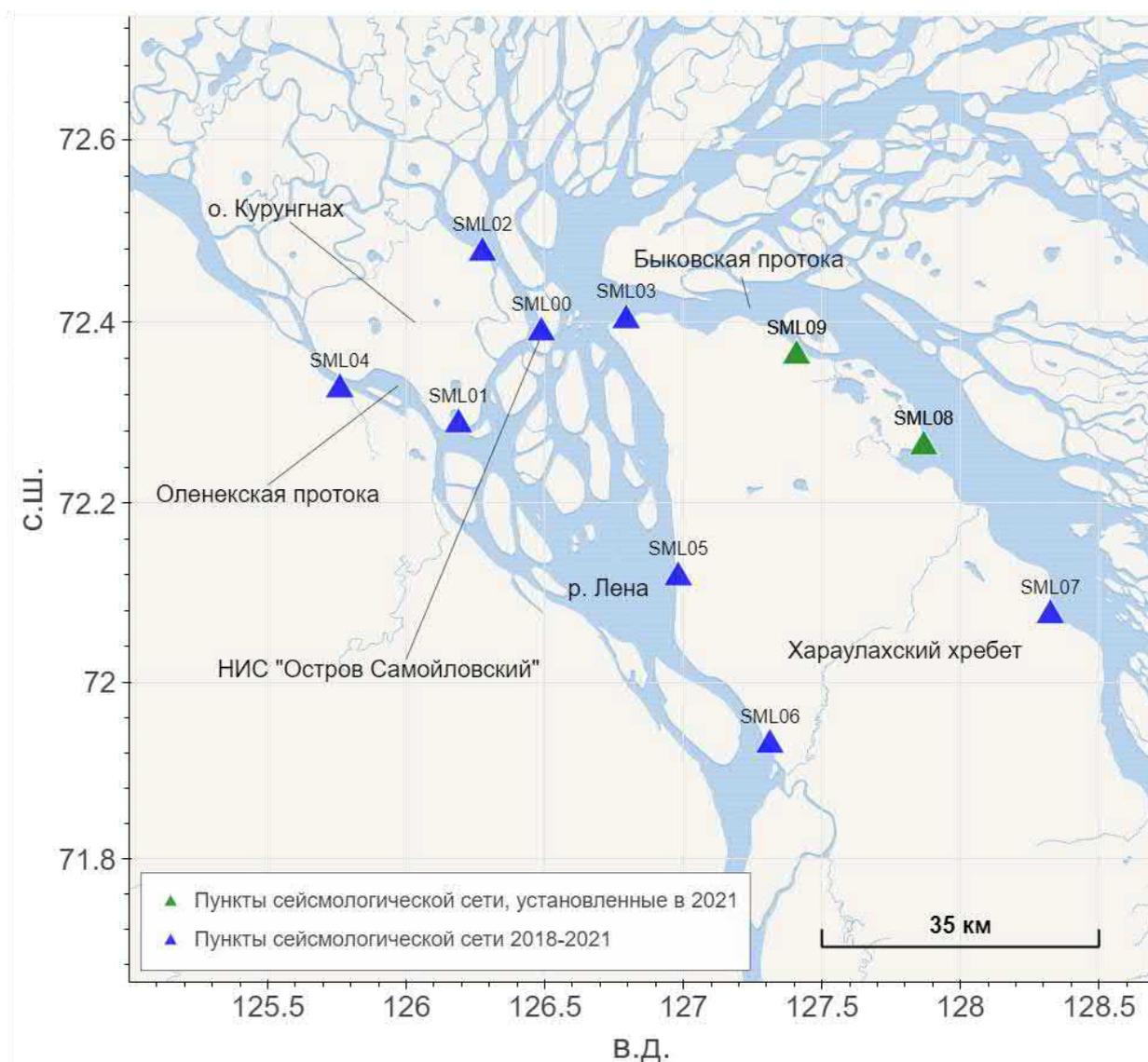


Рис. 2. Карта расположения пунктов сейсмологической сети в сезон 2021–2022 гг.

АНАЛИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО КАТАЛОГА

За период 2018–2021 гг. было зафиксировано и обработано 357 сейсмических события. Обработка сейсмических записей землетрясений и локализация их гипоцентров проходила в программе «DIMAS» [Дрознин, Дрознина, 2010].

Локализация гипоцентров землетрясений

Результаты обработки данных представлены на рис. 3 в виде карты распределения эпицентров землетрясений, радиус окружностей соответствует магнитуде землетрясений. На первый взгляд эпицентры распределены равномерно, однако внимание привлекает зона скопления землетрясений в северной части Хараулахского хребта. За небольшой период в данной области была зафиксирована серия из 44 землетрясений.

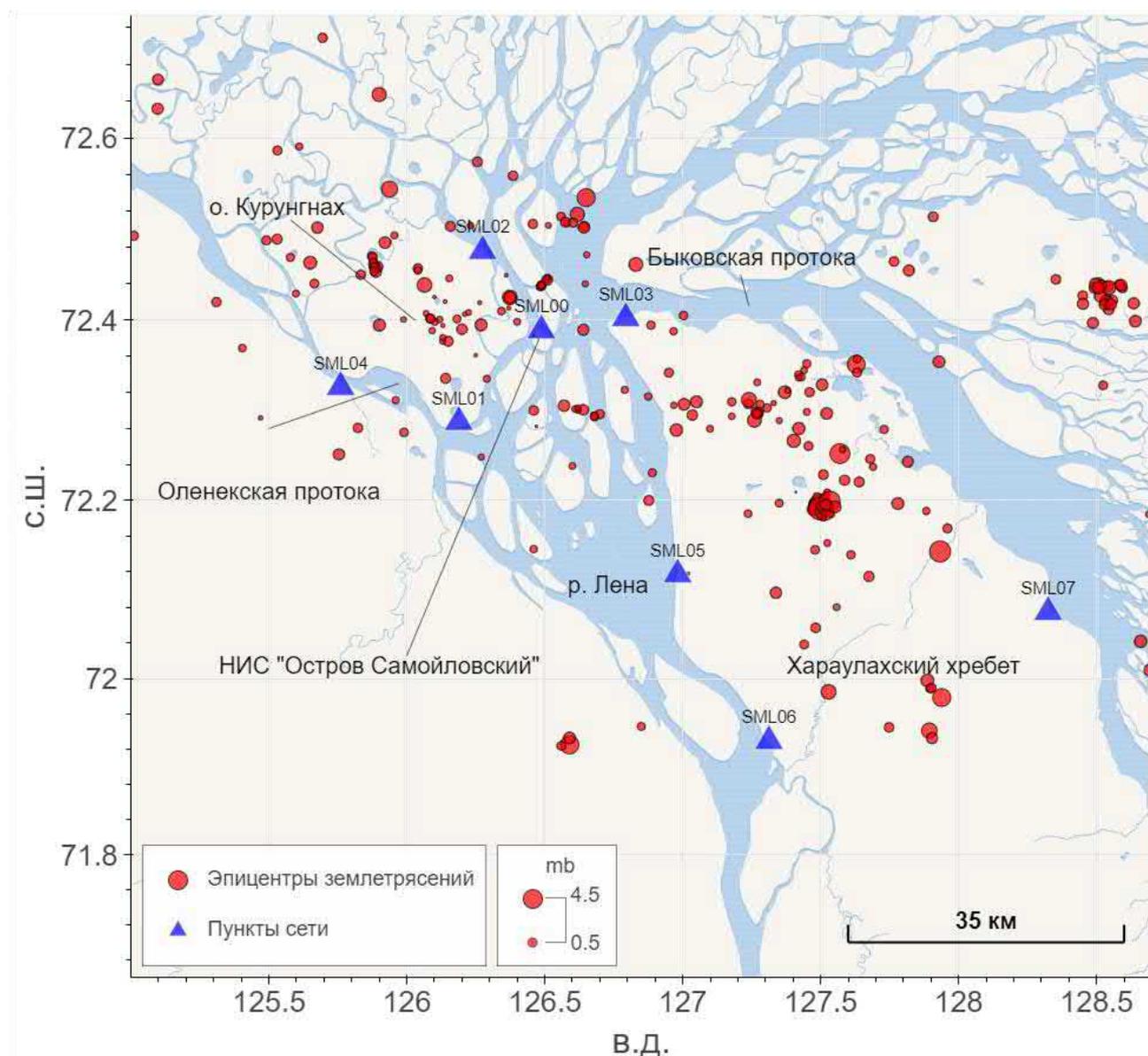


Рис. 3. Карта распределения эпицентров землетрясений по данным локальной сейсмологической сети за период 2018–2021 гг.

Погрешность определения координат гипоцентров землетрясений зависит от азимутального покрытия пунктами сейсмологической сети. Если для некоторого сейсмического события азимутальное

покрытие было недостаточно плотное, локализация гипоцентра происходит с высокой погрешностью. С течением времени оборудование на некоторых пунктах сейсмологической сети прекращало работу, что значительно сказывалось на результатах обработки. Оценив погрешность, было решено отбросить гипоцентры, локализованные с погрешностью более 5 км в плане (рис. 4). Была забракована треть эпицентров землетрясений: из 357 сейсмических событий осталось 249.

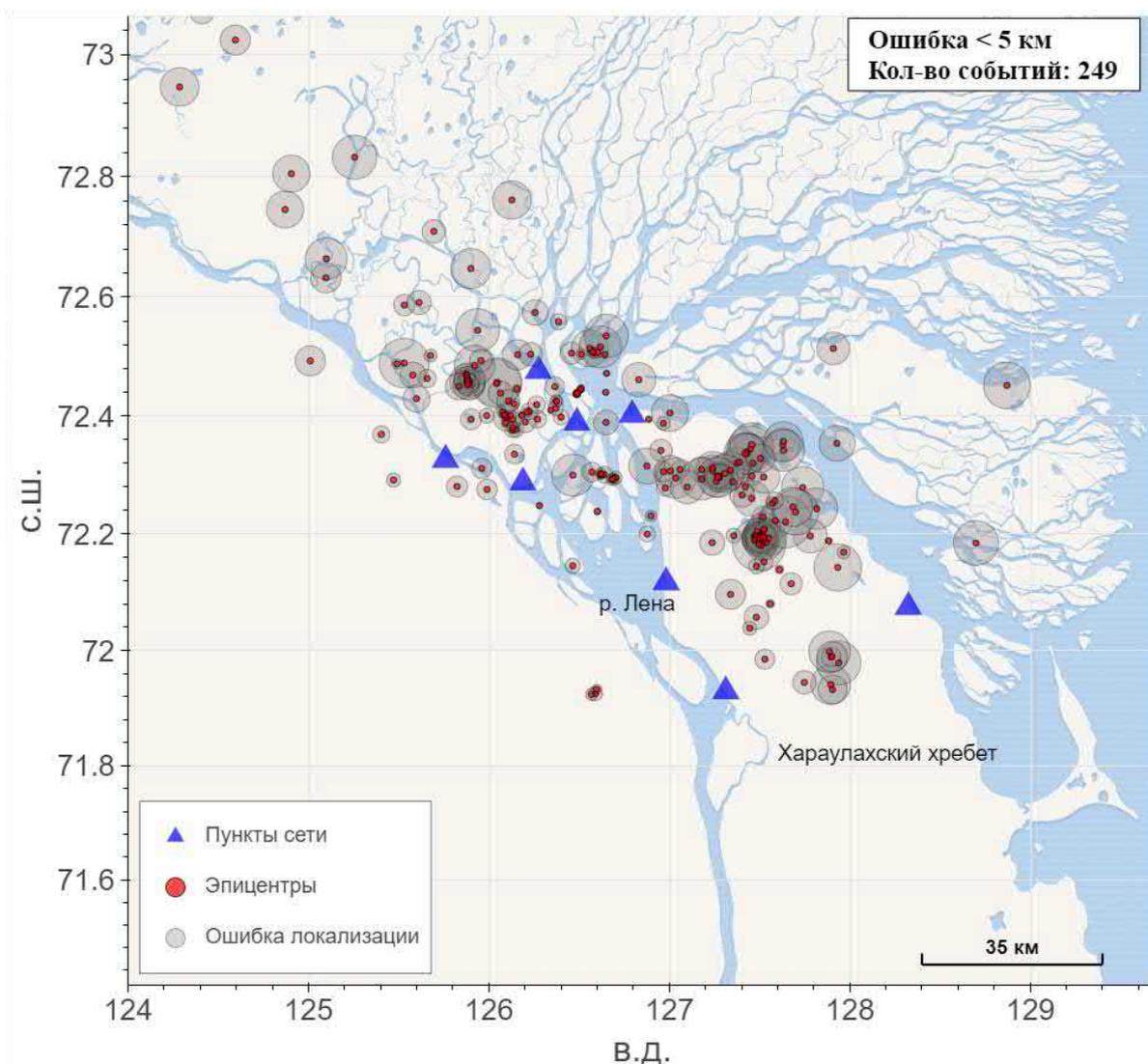


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений за период 2018–2021 гг. с оцененными погрешностями локализации в плане. Приведены эпицентры с погрешностью менее 5 км

Для иллюстрации глубины гипоцентров и дополнительной оценки их пространственного распределения было выделено два профиля: по линии А–В и С–D (рис. 5). Профиль А–В проходит через места наибольшего скопления землетрясений и имеет протяженность 85 км. Профиль С–D проложен перпендикулярно профилю А–В с целью оценить глубинное распределение гипоцентров в области Хараулахского хребта. На рисунках 6 и 7 представлены проекции гипоцентров на разрезы по профилям А–В и С–D соответственно. Основная часть гипоцентров расположена в интервале глубин от 5 до 15 км. В области Хараулахского хребта, которая отмечалась выше, находится четверть (44 из 166) событий, изображенных на рис. 7, причем все гипоцентры расположены на глубине около 6 км.

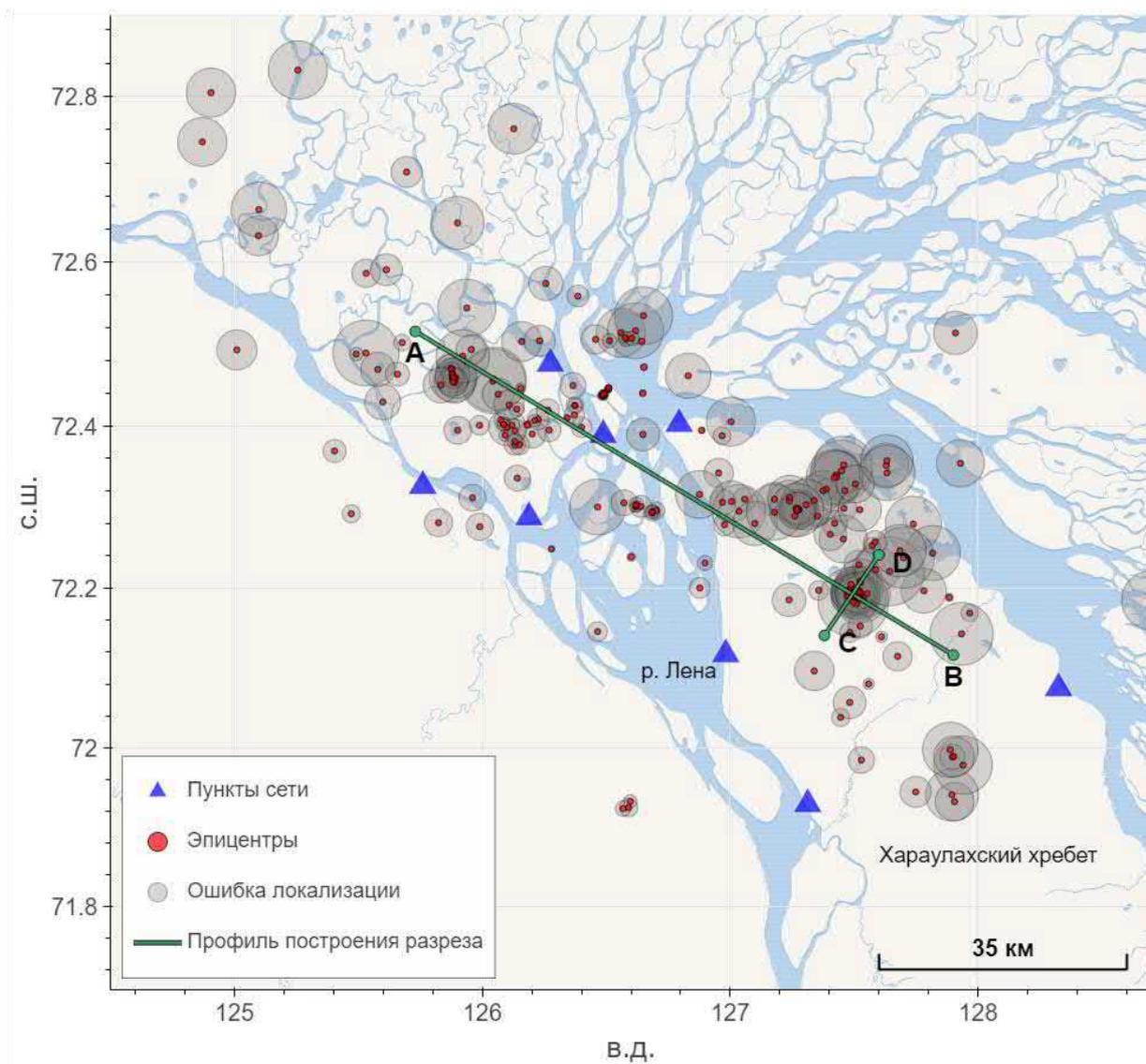


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений за период 2018–2021 гг. с оцененными погрешностями локализации в плане при ошибке не более 5 км. На карту нанесены профили (А–В и С–D).

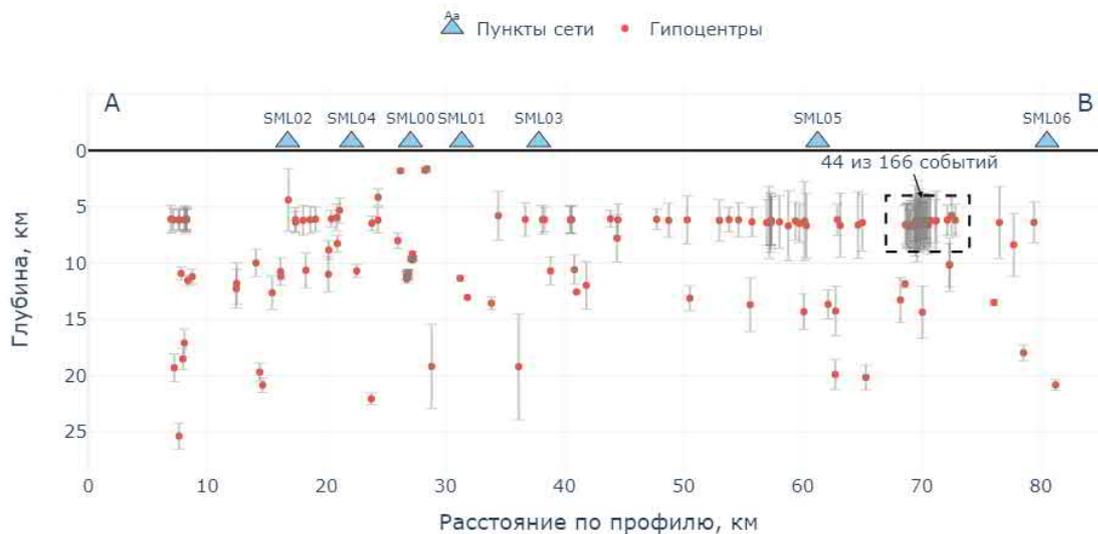


Рис. 6. Разрез распределения гипоцентров по глубине по профилю А–В

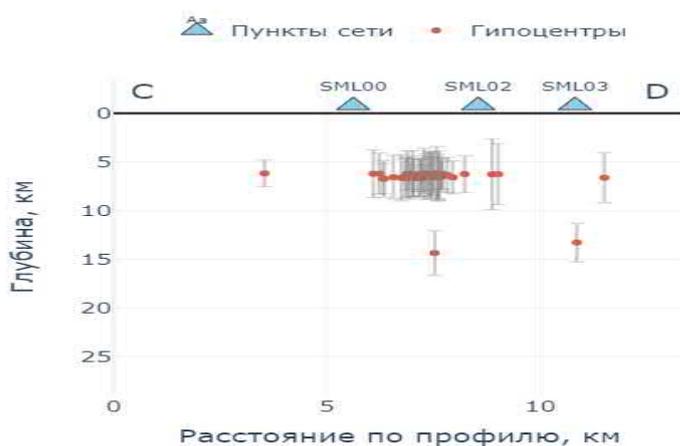


Рис. 7. Разрез распределения гипоцентров по глубине по профилю С–D

Гипоцентры, определенные по данным локальной сейсмологической сети, распределены между двумя областями: северной частью Хараулахского хребта и районом острова Курунгнах. Плотностной максимум эпицентров землетрясений тяготеет к зоне Хараулахского хребта, где гипоцентры расположены кучно по глубине и в плане.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕТИ

Некоторые сейсмические события, происходящие в изучаемом регионе, фиксируются глобальными сейсмологическими сетями.

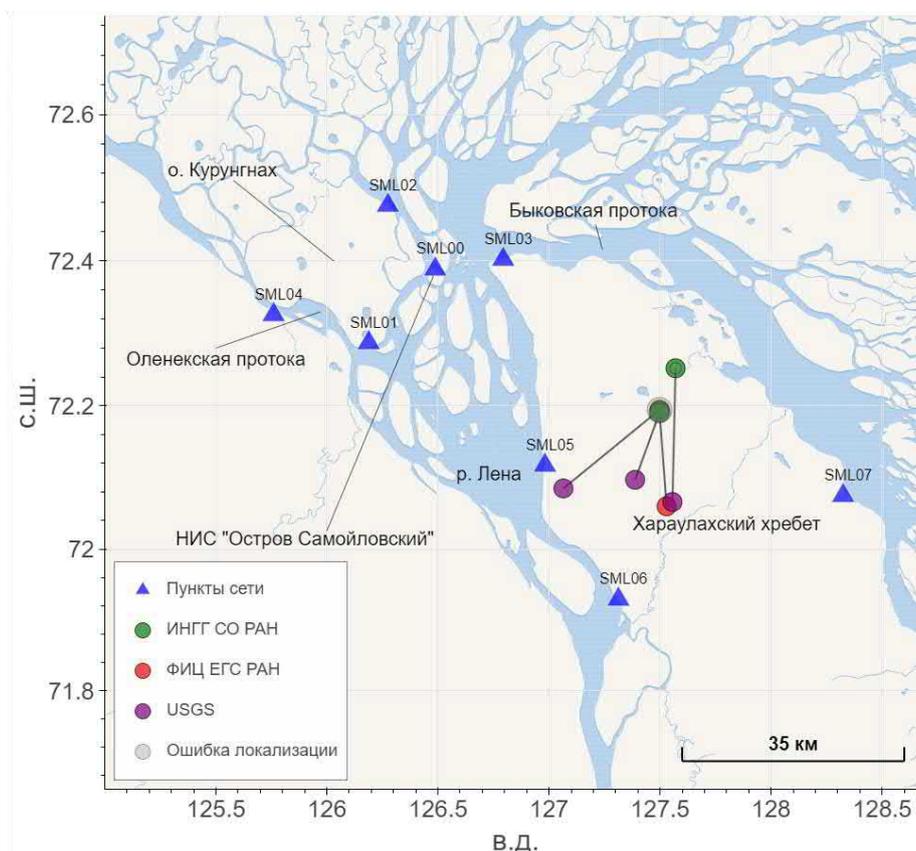


Рис. 8. Карта с эпицентрами, определенными несколькими сейсмологическими сетями за период 2018–2019 гг.

Для сравнения результатов локализации по данным локальной и глобальных сетей были проанализированы сейсмологические каталоги ФИЦ ЕГС РАН и USGS. За 2018–2021 гг. было обнаружено три землетрясения, пересекающихся с каталогом локальной сети. Координаты эпицентров, отвечающие одинаковым событиям, были вынесены на карту (рис. 8) и соединены линиями. Расстояние в плане варьируется от 10 до 20 км, разность глубин достигает 4 км, что говорит о согласованности результатов в целом.

Данные события были детектированы в области, имеющей хорошее азимутальное покрытие пунктами локальной сейсмологической сети. Эпицентры данных землетрясений были локализованы с высокой точностью (погрешность локализации менее 2 км). Ближайший пункт глобальной сейсмологической сети ФИЦ ЕГС РАН находится более чем в 100 км от района, где были зафиксированы данные события. Это дает право полагать, что погрешность локализации эпицентров землетрясений глобальными сетями много больше, чем погрешность локализации локальной сетью.

ГРАФИК ПОВТОРЯЕМОСТИ

По закону Гутенберга–Рихтера были определены представительность сети (1.0) и b -value (0.7). График повторяемости изображен на рис. 9. Полученное значение b -value соответствует естественной активности и характерно для глобальной сейсмичности [Stiller et al., 1984]. Предположительно, в данной области отсутствуют события, индуцированные деятельностью расплавов или антропогенным фактором.

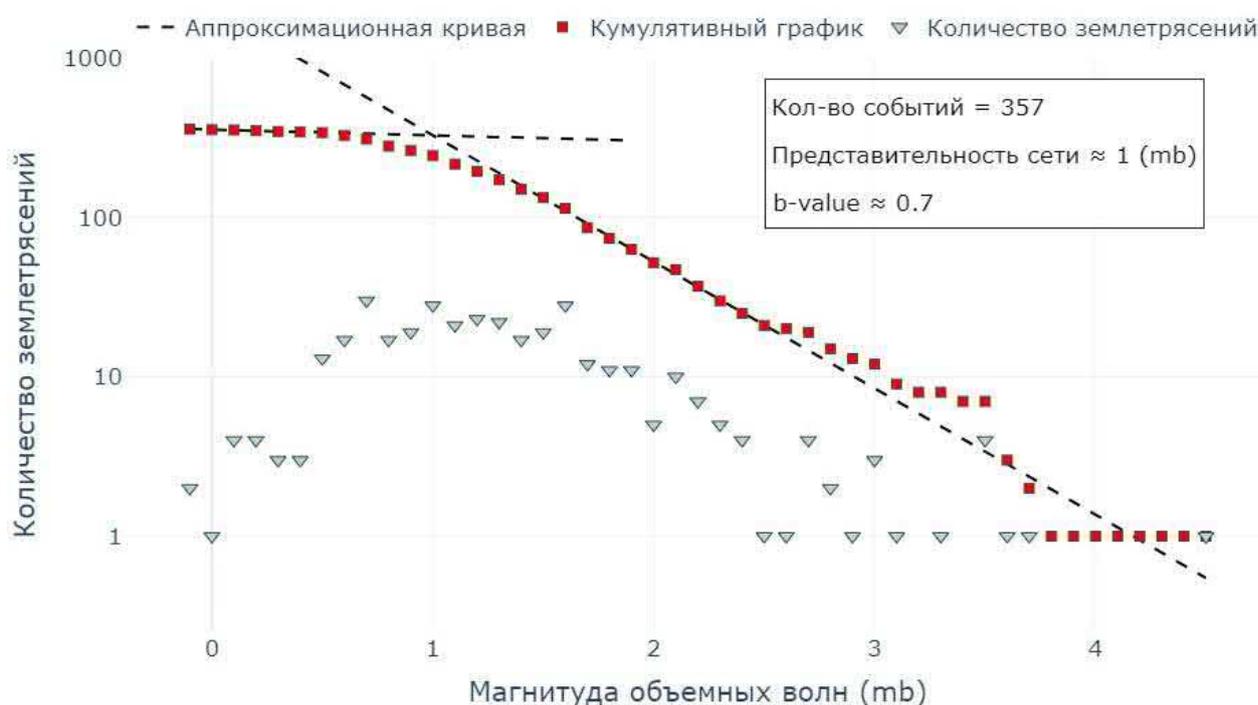


Рис. 9. График повторяемости

ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для землетрясений из области Хараулахского хребта, на которых хорошо определялись знаки прихода P -волны на вертикальной компоненте, были построены фокальные механизмы землетрясений

(рис. 10). Полученные результаты дают право полагать, что равновероятны два фокальных механизма очага – сброс и сдвиг.

Неоднозначность в определении фокальных механизмов в данной области можно объяснить неравномерным расположением пунктов сейсмологической сети относительно изучаемой зоны. Дабы решить эту неоднозначность, в полевой сезон летом 2021 г. в северо-восточной части Хараулахского хребта было дополнительно установлено два пункта сети.

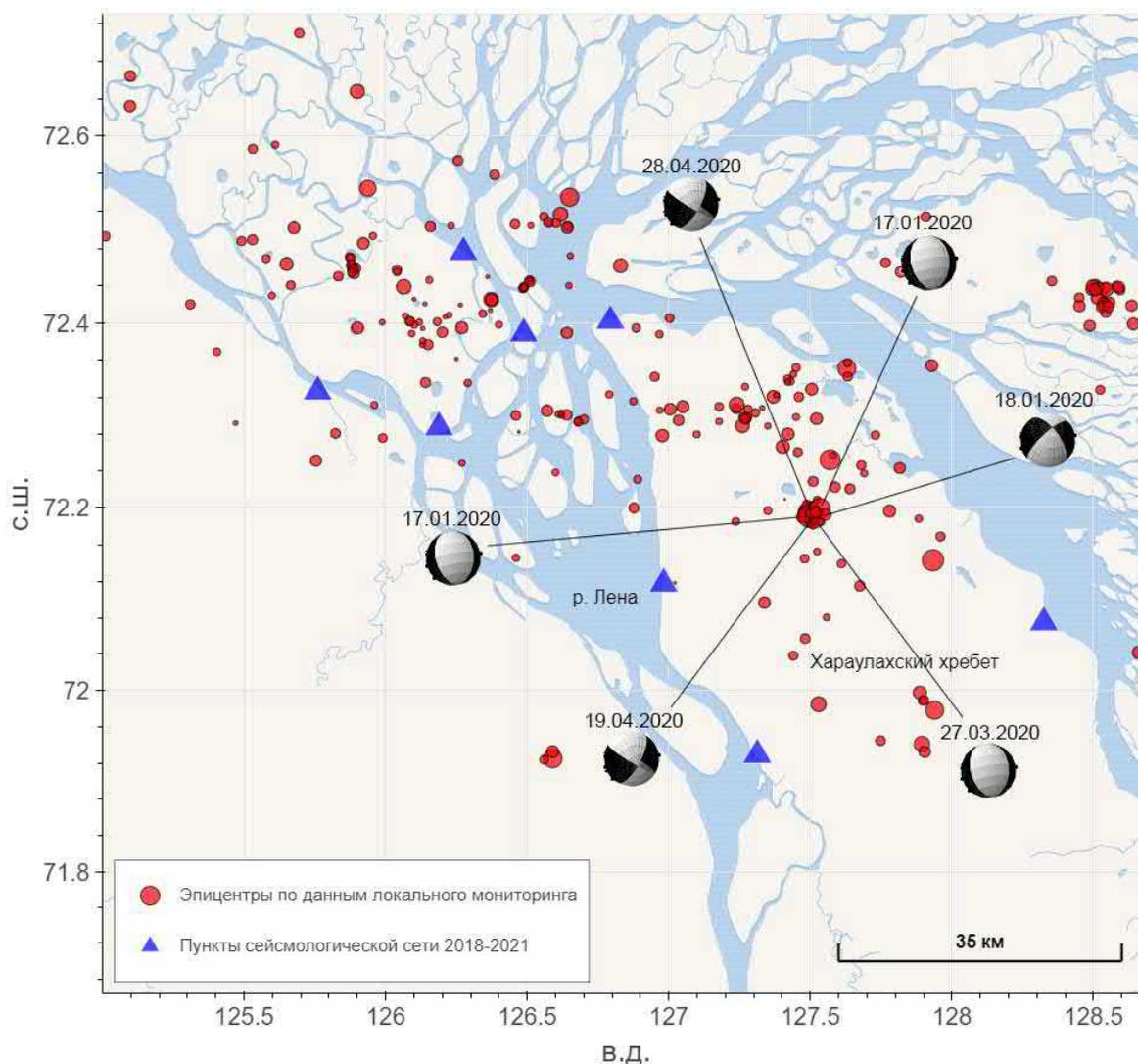


Рис. 10. Карта распределения эпицентров землетрясений за период 2018–2021 гг. с рассчитанными фокальными механизмами

СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ

Полученные результаты частично совпадают с результатами геологических исследований. На рисунке 11 изображена карта эпицентров землетрясений с погрешностью локализации менее 5 км в плане, а также разломы, выделенные по геологии.

Прослеживается, что скопления эпицентров землетрясений, расположенных по Хараулахскому хребту, тяготеют к Приморскому разлому (обозначен желтым цветом на рис. 11). По данным геологических исследований, он является крутопадающим сбросом (700–750) и простирается вдоль берега Быковской протоки. Полученные для данной области фокальные механизмы, вероятно, также являются сбросами.

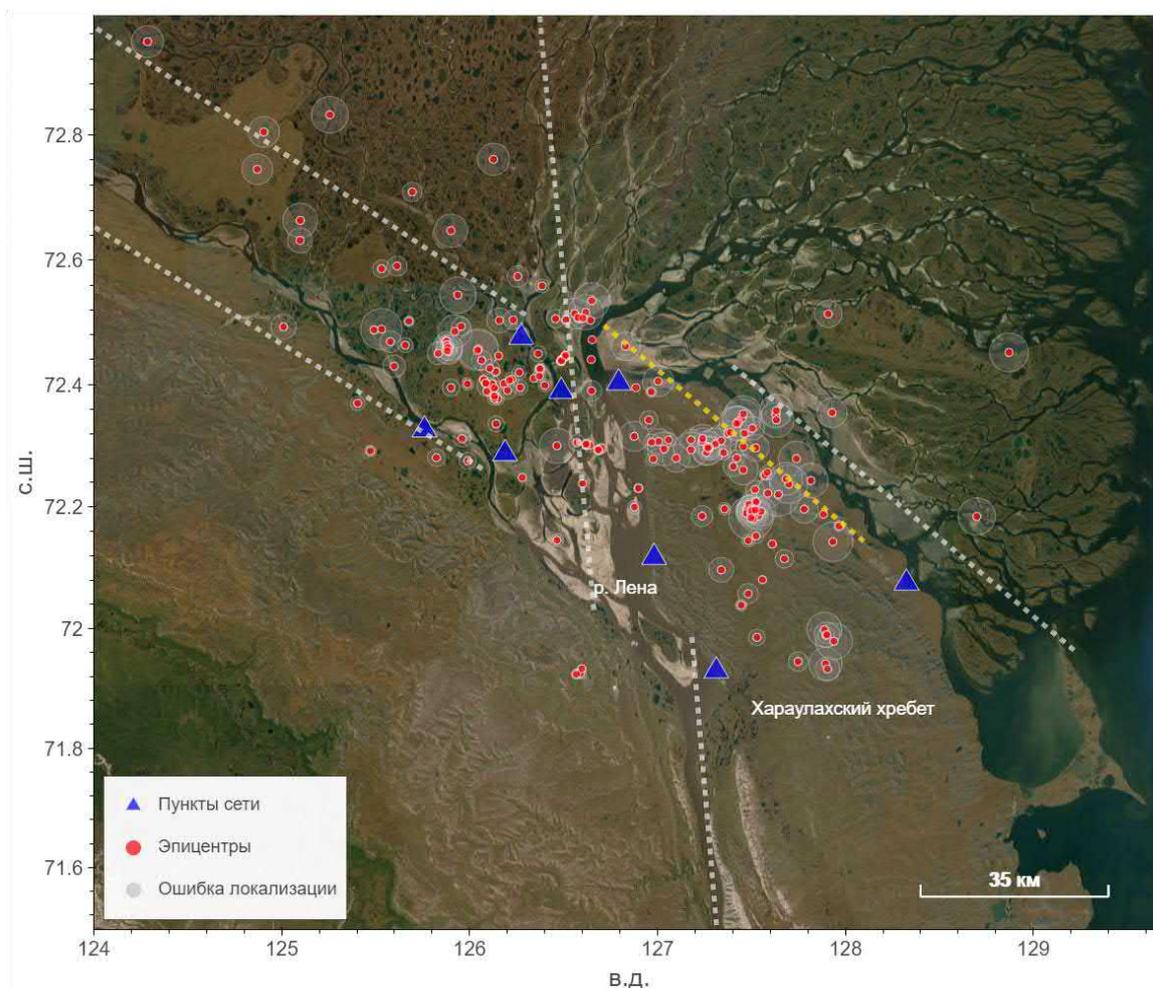


Рис. 11. Карта распределения эпицентров землетрясений за период 2018–2020 гг. с оцененными погрешностями локализации в плане, с нанесенными разломами по данным (Имаева, 2019)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По предварительным результатам сейсмологических исследований в районе дельты р. Лена за 2018–2021 гг. была подтверждена активность Приморского разлома и частично подтверждена его сбросовая динамика. Распределение эпицентров землетрясений в районе дельты р. Лена неравномерно, но и не позволяет разделить структуру на закономерные блоки. Можно выделить две крупные зоны скопления: район острова Курунгнах и северную часть Хараулахского хребта. Предположительно, в исследуемой области отсутствуют события, индуцированные деятельностью расплавов или антропогенным фактором, что сужает область интерпретации сейсмичности в область смещений по активным разломам. Полученные результаты дают право полагать, что в области скопления событий в районе Хараулахского хребта равновероятны два фокальных механизма очага – сброс и сдвиг (для уточнения была изменена конфигурация сети и результаты будут уточнены в будущем).

Для подтверждения результатов исследования будут продолжены – локализация большего количества источников землетрясений, определение скоростной модели региона.

ЛИТЕРАТУРА

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. – 2013. – № 54 (8). – С. 1083–1107.

Гайсслер В.Х., Баранов Б.В., Шибает С.В., Хаберланд К., Цуканов Н.В., Дозорова К.А. Российско-германский проект «Сейсмичность и неотектоника Лаптевоморского региона» // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2018. – № 1. – С. 102–106.

Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. – Л.: НИИГА, 1973. – Вып. 8. – С. 56–75.

Дергач П.А., Епонешникова Л.Ю., Понасенко С.Н., Картозия А.А., Гайслер В.Х., Дучков А.А., Шибает С.В., Зобнин Г.Ю. Построение сейсмотомографической модели района научно-исследовательской станции «Остров Самойловский» по данным локального сейсмологического мониторинга за 2019–2021 гг. // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – № 13 (2). – 0627, doi: 10.5800/GT-2022-13-2s-0627.

Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. – 2010. – № 46 (7). – С. 1014–1031.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Овсяченко А.Н., Колодезников И.И. Неотектоника Хараулахского сектора прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых // Геология и геофизика. – 2018. – № 59 (7). – С. 1014–1031.

Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника. – 2019. – № 5. – С. 62–77.

Stiller H., Hurtig E., Franck S. Some problems of complex interpretation of geophysical fields in Europe // International Geological Congress. – 1984. – Vol. 27.

REFERENCES

Dergach P.A., Eponeshnikova L.Y., Ponasenko S.N., Kartoziya A.A., Gaisler V.K., Duchkov A.A., Shibaev S.V., Zobnin G.Y. Building a seismic tomographic model for the area of the Samoilovsky Island research station olbased on local seismological monitoring data for 2019–2021 // Geodynamics and Tectonophysics. – 2022. – Vol. 13 (2). – Article 0627, doi: 10.5800/GT-2022-13-2s-0627.

Droznin D.V., Droznina S.Ya. Interactive DIMAS program for processing seismic signal // Seismic Instruments. – 2011. – Vol. 47 (3). – P. 215–224, doi: 10.3103/S0747923911030054.

Geissler V.K., Baranov B.V., Shibaev S.V., Haberland K., Tsukanov N.V., Dozorova K.A. Russian-German project "Seismicity and neotectonics of the Laptev Sea region" // Vestnik KRAUNTs. Series: Earth Sciences. – 2018. – Vol. 1. – P. 102–106.

Grachev A.F., Demenitskaya R.M., Karasik A.M. Problems of connection between the Mомsky continental rift and the structure of the Gakkel mid-ocean ridge // Geophysical methods of exploration in the Arctic. – NIIGA, Leningrad, 1973. – Vol. 8. – P. 56–75.

Imaev V.S., Imaeva L.P., Smekalin O.P., Chipizubov A.V., Ovsyuchenko A.N., Kolodeznikov I.I. Neotectonics of the Kharaulakh sector of the Laptev Sea // Russian Geology and Geophysics. – 2018. – Vol. 59 (7). – P. 813–826, doi: 10.1016/j.rgg.2018.07.007.

Imaeva L.P., Gusev G.S., Imaev V.S. Relief dynamics and seismotectonic activation of the newest structures in the delta of the river Lena // Geotectonics. – 2019. – Vol. 5. – P. 62–77.

Stiller H., Hurtig E., Franck S. Some problems of complex interpretation of geophysical fields in Europe // International Geological Congress. – 1984. – Vol. 27.

Vernikovsky V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Kulakov I.Yu. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic // *Russian Geology and Geophysics*. – 2013. – Vol. 54 (8). – P. 838–858, doi: 10.1016/j.rgg.2013.07.006.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ПОНАСЕНКО Святослав Николаевич – инженер научно-образовательного центра «Газпромнефть-НГУ». Основные научные интересы: сейсмология, морская сейсморазведка, скважинная термометрия.

ДЕРГАЧ Петр Александрович – научный сотрудник лабораторией динамических проблем сейсмологии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: малоглубинная сейсморазведка.

ЯСКЕВИЧ Сергей Владимирович – к.ф.-м.н., старший научный сотрудник лаборатории динамических проблем сейсмологии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: анизотропия, анализ данных микросейсмического мониторинга, сейсмология.

ДУЧКОВ Антон Альбертович – к.ф.-м.н., заведующий лабораторией динамических проблем сейсмологии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: сейсморазведка, геотермия.

*Статья поступила в редакцию 30 сентября 2022 г.,
принята к публикации 7 ноября 2022 г.*



**РЕЛАКСАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБРАЗЦОВ КЕРНА
НА ПРИМЕРЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ:
БАЗА ДАННЫХ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПО ЯМР-ДАНЫМ**

М.И. Шумскайте, П.А. Ян, Н.А. Голиков

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

Создана база данных релаксационных характеристик образцов керна параметрической скважины, включающая их основные петрофизические параметры, ЯМР-сигнал и результаты его обработки и интерпретации. Выполнен сопоставительный анализ полученных данных с результатами литолого-стратиграфического анализа. На примере параметрической скважины показано, что по ЯМР-данным можно оперативно получить информацию о распределении фильтрационно-емкостных свойств образцов керна как по разрезу в целом, так и отдельно по каждой свите.

База данных, интервал отбора, образец керна, релаксационные характеристики, фильтрационно-емкостные свойства

**RELAXATION CHARACTERISTICS OF CORE SAMPLES ON THE EXAMPLE OF PARAMETRIC WELL:
DATABASE OF FORMATION PROPERTIES BY NMR-DATA**

M.Y. Shumskayte, P.A. Yan, N.A. Golikov

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

The database of relaxation characteristics of core samples from the parametric well was created. It includes their main petrophysical parameters, the NMR signal and the results of its processing and interpretation. A comparative analysis of the obtained data with the results of lithological and stratigraphic analysis was carried out. Using the example of a parametric well, it is shown that NMR data can be used to quickly obtain information on the distribution of reservoir properties of core samples both along the section as a whole and separately for each suite.

Data base, coring interval, core sample, relaxation characteristics, formation properties

ВВЕДЕНИЕ

Одна из основных задач большинства лабораторных петрофизических исследований керна – определение фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов. Стандартные методы исследования зачастую приводят к частичному или полному разрушению образцов керна, к тому же этот процесс может занимать длительное время. В связи с этим все чаще возникает необходимость поиска альтернативных методов исследования керна, таких как, например, импульсная ЯМР-релаксометрия. Она позволяет

экспрессно и без механического воздействия получать качественную и количественную информацию о структуре порового пространства и типе насыщающего флюида.

Метод ЯМР основан на регистрации спада сигнала ядерной намагниченности водородосодержащего образца и позволяет определять общую и эффективную пористость, проницаемость, распределение по временам поперечной релаксации, которое напрямую связано с распределением пор по размерам, вязкость и компонентный состав изучаемого флюида. Начальная амплитуда ЯМР-сигнала (релаксационной кривой) соответствует ЭДС в катушке и пропорциональна количеству ядер водорода в исследуемом образце, которое затем пересчитывается в общую ЯМР-пористость. Определение пористости зерна – ключ к определению других характеристик, важных для геологоразведки. ЯМР-пористость (общая, эффективная и связанная с глинами) – основной результат измерения, она не зависит от матрицы породы и содержит информацию о распределении пустотного пространства. Ранние поколения приборов ЯМР не могли регистрировать сигнал от микропор из-за ограниченных технических возможностей, и тогда измеренную пористость называли «эффективной» [Померанцев и др., 1972; Фаррар, Беккер, 1973]. Современные приборы регистрируют времена релаксации от всех флюидов в поровом пространстве и измеряемую пористость называют «общей» или «суммарной» [Coates et al., 2001; Джафаров и др., 2002]. Доля общей пористости, приходящейся на свободный флюид и связанную воду, определяется делением площади, ограниченной кривой распределения времени поперечной релаксации T_2 , на две области, разграниченные определенной величиной, – временем отсечки $T_{2,гр}$. Обоснование граничных значений времени поперечной релаксации позволяет решать задачу определения всех основных объемных характеристик коллектора: общей и эффективной пористости, объемного содержания капиллярно-связанной воды и воды, связанной с глинами [Аксельрод, 1999, 2003].

Основная задача обработки и интерпретации релаксационной кривой сводится к обратному преобразованию ЯМР-сигнала в распределение времен продольной и/или поперечной релаксации (T_1/T_2) [Абрагам, 1963; Аксельрод, 1990; Dunn et al., 2002]. Эта процедура сводится к решению интегрального уравнения Фредгольма 2-го рода:

$$\int_{T_{min}}^{T_{max}} e^{-\frac{t}{T_2}} z(T_2) dT_2 = f(t),$$

где T_2 , T_{2min} и T_{2max} – время поперечной релаксации, минимальное и максимальное значения (мс); t – время воздействия постоянного магнитного поля (с); $z(T_2)$ – функция дифференциального распределения амплитуд сигнала по временам поперечной релаксации; $f(t)$ – ЯМР-сигнал.

Решение обратной задачи осуществляется методом регуляризации Тихонова [Тихонов и др., 1990]. Полученный спектр времен поперечной релаксации в дальнейшем анализируется и используется для количественной и качественной интерпретации [Шумская, Глинских, 2016; Тураханов и др., 2017; Шумская и др., 2017; Turakhanov et al., 2020; Мезин и др., 2021].

В общем случае в релаксации флюидов, находящихся в поровом пространстве, участвуют три процесса: объемная релаксация (в поровых флюидах), поверхностная (на поверхности зерен) и вызванная диффузией (при наличии градиента магнитного поля). Все три процесса действуют одновременно и

времена T_1 и T_2 можно представить в виде их суммы. Поверхностная релаксация и релаксация, вызванная диффузией, описываются выражениями:

$$\frac{1}{T_{1,2\ surface}} = \rho_{1,2} \left(\frac{S}{V} \right)_{pore},$$

$$\frac{1}{T_{2\ diffusion}} = \frac{D(\gamma G TE)^2}{12},$$

где ρ – поверхностная релаксивность (мкм/мс), S – площадь поры (мкм²), V – объем поры (мкм³), D – коэффициент молекулярной диффузии (см²/с), γ – гиромагнитное отношение протона, G – градиент магнитного поля (Гаусс/см), TE – интервал между эхо-импульсами, используемый в цикле CPMG (мс).

Структура порового пространства является одним из важнейших факторов при определении ФЕС пород-коллекторов. По данным многих исследователей, распределение по временам поперечной релаксации T_2 может быть пересчитано в распределение пор по размерам. Эти результаты хорошо согласуются с данными капилляриметрии [Kleinberg, 1994]. Два основных фактора определяют величину как продольной T_1 , так и поперечной T_2 релаксации породы, полностью насыщенной водой. Один из них – это отношение поверхности пор S к их объему V , второй – поверхностная релаксивность (релаксационная активность, англ. relaxivity) ρ – параметр, характеризующий способность скелета влиять на скорость релаксации примыкающей к ней жидкости [Kenyon, 1992; Аксельрод, 1999].

А.С. Денисенко в своих работах [Денисенко, 2012; Колесов и др., 2014] доказывает, что при условии полного насыщения коллектора водой времена релаксации $T_{1,2}$ пропорциональны размеру пор. Качественным подтверждением прямой зависимости времен релаксации и размеров пор является изучение водонасыщенности и распределения воды в поровом пространстве частично насыщенных пород. При этом по мере уменьшения содержания воды в породе спектр ЯМР теряет наибольшие времена релаксации. Это указывает на то, что вытеснение воды происходит в первую очередь из наиболее крупных пор.

Проницаемость пласта – один из наиболее важных параметров для достоверной оценки запасов коллектора. Точность расчета проницаемости по данным ЯМР определяется сопоставлением теоретических и экспериментальных моделей. В наиболее распространенных зависимостях используется четвертая степень пористости ϕ^4 .

Со времени работ I. Kozeny [Kozeny, 1927] для определения коэффициента проницаемости пород было предложено множество зависимостей. В практике определения коэффициента проницаемости по данным ЯМР чаще всего используют две математические модели. Оба эти подхода хорошо коррелируют с результатами лабораторных исследований на 100 % водонасыщенных образцах. Одну из них предложил G. Coates, согласно этой модели, коэффициент проницаемости $k_{пр}$ (мД) выражается через общую пористость k_p , эффективную пористость $k_{п\ эфф}$ и долю пористости, занятую связанной водой $k_{п\ связ}$ (отн. ед.):

$$k_{пр} = C_1 k_n^4 \left(\frac{k_{п\ эфф}}{k_{п\ связ}} \right)^2.$$

Другая модель, содержащая среднее логарифмическое времени поперечной релаксации (T_{2LM}), предложена W. Kenyon [Kenyon, 1992]:

$$k_{np} = C_2 k_n^4 T_{2LM}^2.$$

В этих моделях коэффициенты C_1 и C_2 являются калибровочными и изменяются в широком диапазоне и существенно зависят от литологии [Coates, 2001; Джафаров, 2002]. В настоящей работе для определения коэффициента проницаемости используется модель, предложенная G. Coates. При этом модель W. Kenyon перестает работать при наличии УВ, так как величина $T_{2лс}$ зависит не только от размеров пор, но и от свойств внутривыводного флюида. В некоторых работах показано, что сопоставление коэффициента проницаемости по данным ЯМР и результатам капилляриметрии позволяет точнее определять время отсечки $T_{2,гр.}$, с использованием которого можно идентифицировать содержание флюида в порах разного размера и описать его свойства.

В настоящей работе выполнены исследования более 100 образцов ядра юрских и меловых нефтегазоносных комплексов, а также кровли доюрского основания. На основании полученных результатов создана база данных релаксационно-петрофизических параметров ядра параметрической скважины Западно-Тымская № 1.

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА И МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являются мезозойские отложения, представленные в разрезе параметрической скважины Западно-Тымская № 1. Скважина, расположенная на север-западе Томской области в зоне сочленения Усть-Тымской мегавпадины и Александровского свода, вскрыла полный разрез юрских и меловых нефтегазоносных комплексов, а также кровлю доюрского основания (рис. 1).

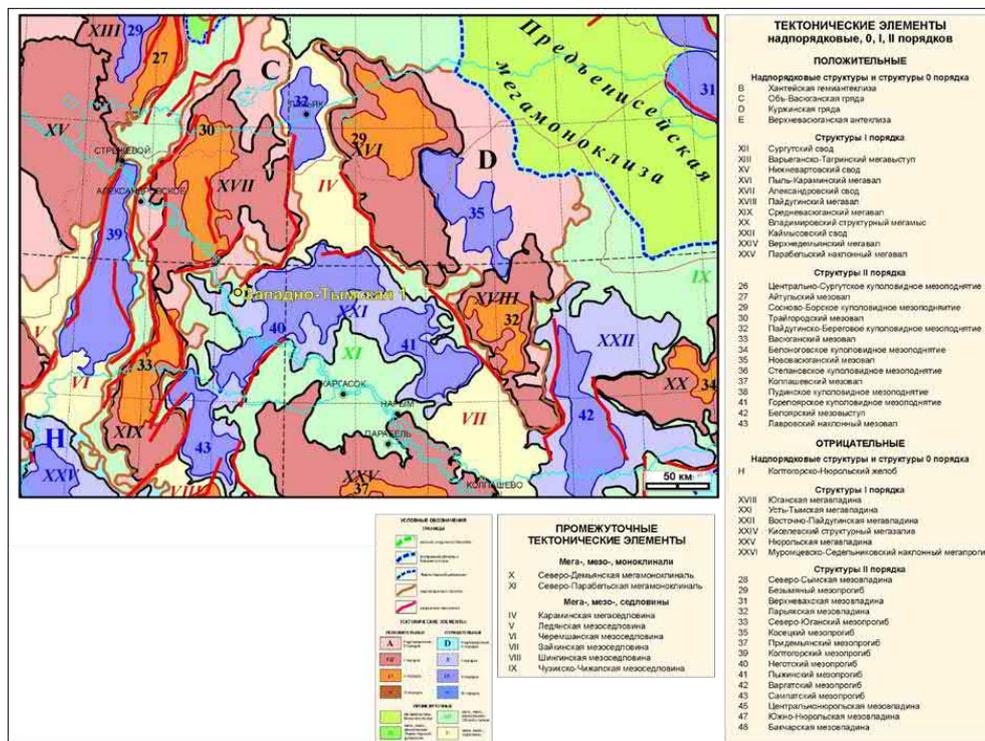


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, под ред. А.Э. Конторовича [Беляев и др., 2001]

Из керна скважины изготавливались образцы цилиндрической формы. Перед исследованиями из их порового пространства удалялся битумоид путем горячей экстракции хлороформом. Затем образцы сушились до постоянного веса. Коэффициенты пористости (K_p) и проницаемости ($K_{пр}$) классическими методами определялись по гелию на установке AP-608 (CORETEST SYSTEM, INC.). Перед исследованиями методом ЯМР образцы насыщались моделью пластовой воды с минерализацией 6 г/л. ЯМР-измерения проводились на релаксметре «МСТ-05» с рабочей частотой 2.2 МГц и величиной магнитного поля 0.05 Тл [Муравьев, Долманский, 2010].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ЯМР-ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведенных экспериментальных исследований собрана база данных релаксационных характеристик образцов керна параметрической скважины Западно-Тымская № 1, включающая геометрические размеры образцов, коэффициенты пористости и проницаемости, среднее логарифмическое время поперечной релаксации, доли свободного и связанного флюида, фотографию водонасыщенного образца, файл с параметрами эксперимента и релаксационной кривой, распределение по временам поперечной релаксации и краткий отчет о результатах ЯМР-измерения каждого образца (рис. 3).

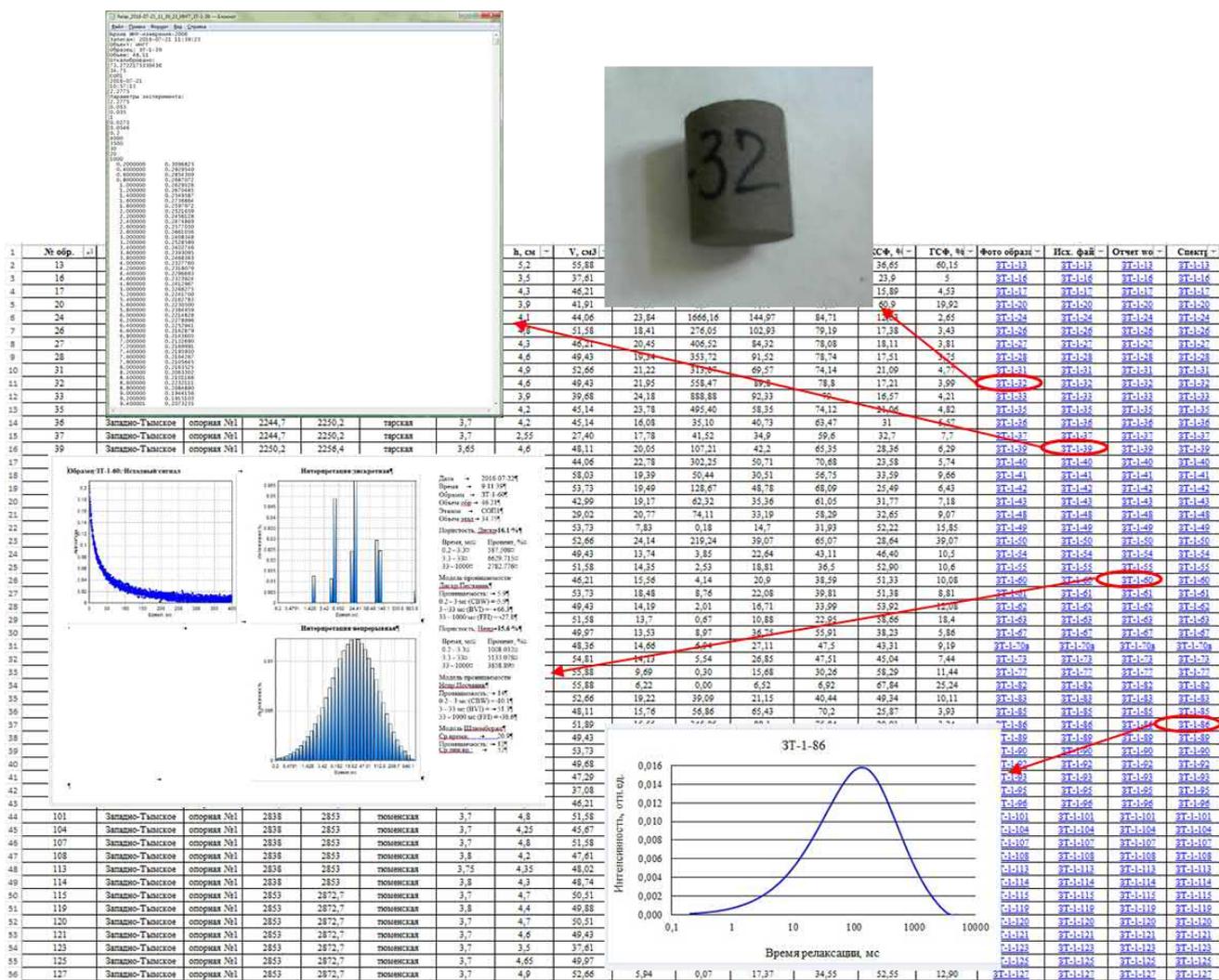


Рис. 3. Хранение и доступ к данным

Согласно полученной базе данных значения K_p и $K_{пр}$ меняются в диапазоне 3–25 % со средним значением 12 % и 10^{-2} – 10^3 мД со средним значением 70 мД соответственно. Среднее время поперечной релаксации (T_{2cp}) меняется в диапазоне 2–150 мс со средним значением 30 мс, доля свободного флюида составляет 1–85 % со средним значением 44 %. При этом большая часть образцов характеризуются значениями $K_p=10$ –15 %, $K_{пр}=0.1$ –10 мД и $T_{2cp}=10$ –30 мс (рис. 4).

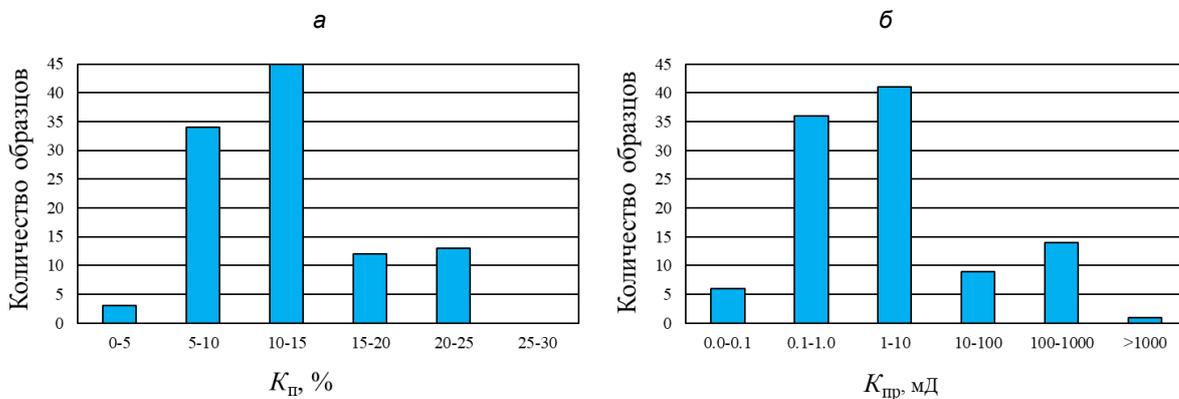


Рис. 4. Гистограмма распределения значений коэффициентов пористости (а) и проницаемости (б)

Были получены зависимости времени поперечной релаксации от пористости и проницаемости. При этом связь T_2 – K_p слабая, тогда как связь T_2 – $K_{пр}$ – надежная, поскольку время поперечной релаксации напрямую зависит от размера поровых каналов, которые в свою очередь зависят от состава обломочной части пород, от типа и количества цементирующего материала. Для установления более надежной корреляционной связи коэффициента пористости и времени поперечной релаксации необходимо использовать данные гранулометрического и минералого-петрографического анализов.

Установлены надежные корреляционные связи K_p – K_p , $K_{пр}$ – $K_{пр}$ и K_p – $K_{пр}$ для данных, полученных стандартными петрофизическими методами, и по ЯМР-данным (рис. 5). Отметим, что в корреляционной связи K_p – $K_{пр}$ не учитывались образцы со значениями проницаемости меньше 0,1 мД. При этом относительная погрешность определения коэффициента пористости по ЯМР-данным относительно стандартного метода составляет 6.5 %, погрешность определения проницаемости – 30.2 %. Погрешность в определении проницаемости объясняется тем, что в модели Coates используются доли свободного и связанного флюида, которые существенно зависят от выбора времени отсечки $T_{2гр}$.

На рисунке 5, в показана связь K_p – $K_{пр}$ для данных, полученных методом ЯМР. Аналогичную связь с коэффициентом аппроксимации $R^2=0.84$ получаем и для данных, полученных стандартными петрофизическими методами.

Наблюдается корреляция ФЕС с распределением исследуемых образцов керна по свитам, которая указывает на уменьшение коэффициента пористости песчано-алевритовых пород с глубиной вследствие уплотнения и катагенетических преобразований (рис. 6). Это позволяет проводить оперативное сопоставление петрофизических данных, полученных методом ЯМР, с результатами литолого-стратиграфического анализа и в первом приближении прогнозировать информацию о фильтрационно-емкостных свойствах керна.

Полученная база данных релаксационных характеристик образцов керна может быть использована для оценки фильтрационно-емкостных свойств аналогичных коллекторов, для установления корреляционных связей данных по керну и каротажу.

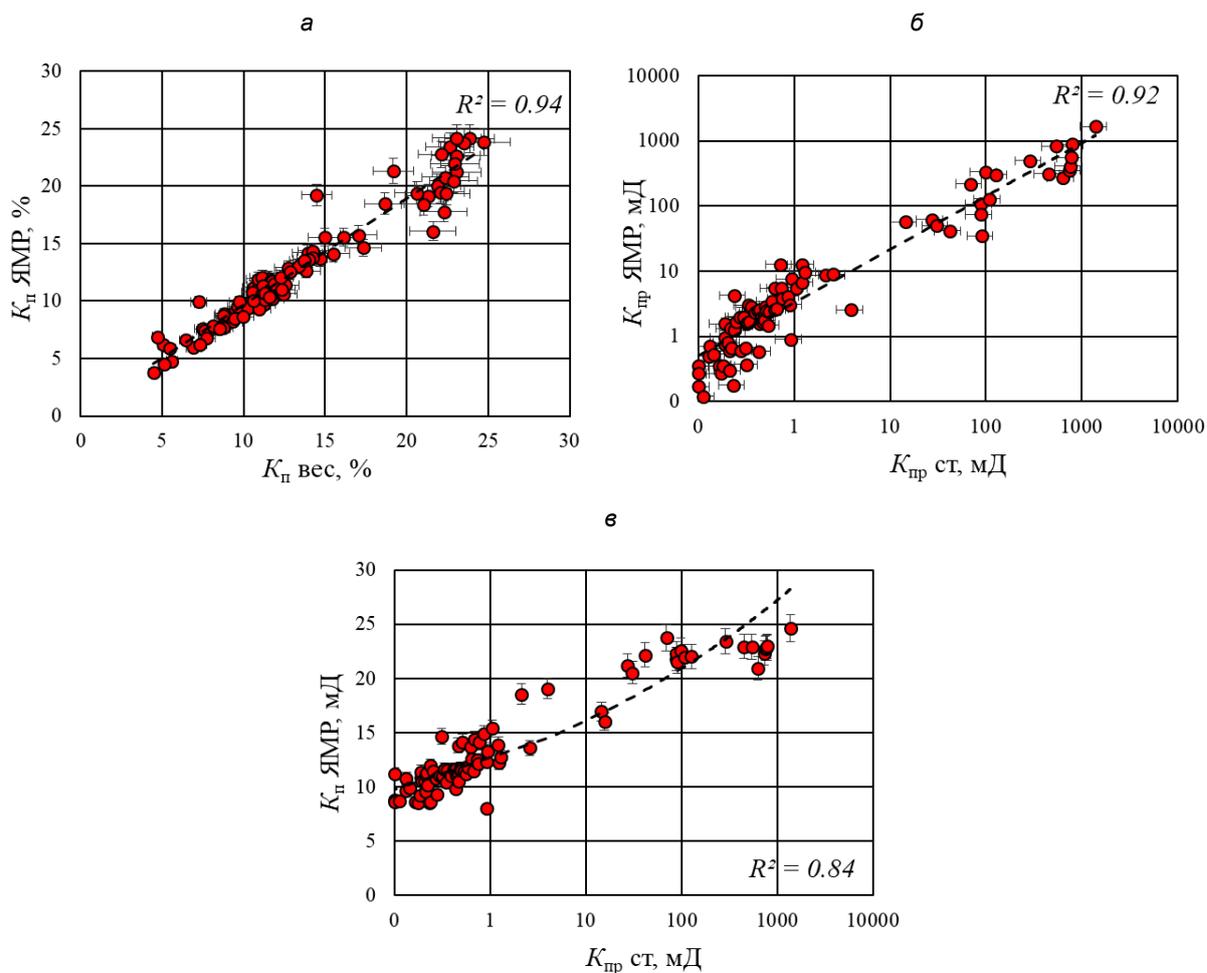


Рис. 5. Корреляционные связи $K_{п}-K_{п}$ (а), $K_{пр}-K_{пр}$ (б), $K_{п}-K_{пр}$ (в)

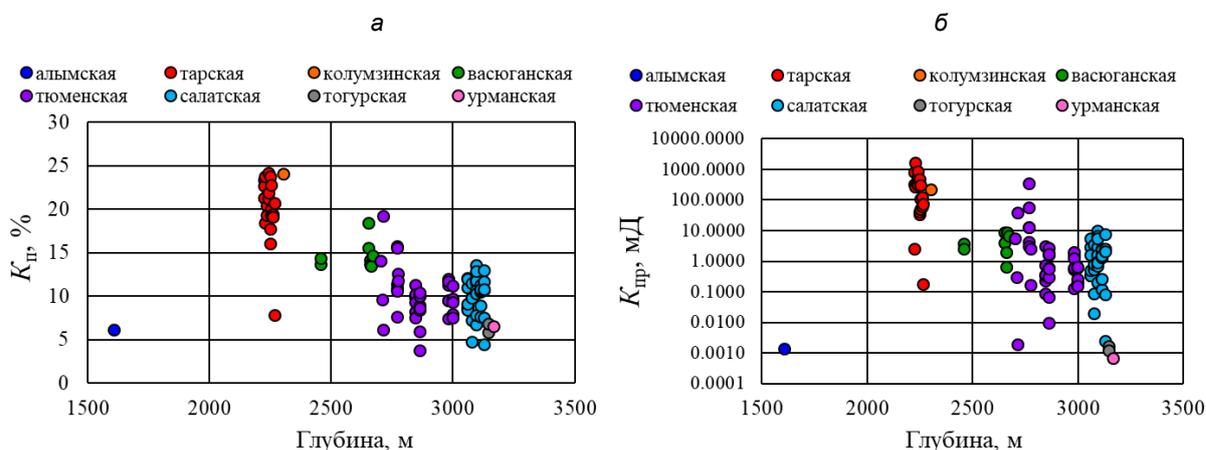


Рис. 6. Распределение значений коэффициентов пористости (а) и проницаемости (б) по свитам в зависимости от глубины

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Собрана база данных релаксационных характеристик образцов керн параметрической скважины Западно-Тымская № 1, включающая их основные петрофизические параметры, ЯМР-сигнал и результаты его интерпретации.

На примере параметрической скважины Западно-Тымская № 1 показано, что по ЯМР-данным можно оперативно получить информацию о распределении фильтрационно-емкостных свойств образцов керн

как по разрезу в целом, так и отдельно по каждой свите. Основные преимущества ЯМР-метода заключаются в оперативности получения характеристик структуры порового пространства, хорошей сходимости результатов ЯМР-релаксометрии с классическими лабораторными методами, возможности использовать метод для образцов неправильной формы, кроме того метод является неразрушающим, что позволяет использовать образцы для исследований другими методами и вовлекать ЯМР-релаксометрию в комплекс стандартных лабораторных исследований керна.

Исследование выполнено в рамках проекта ФНИ FWZZ-2022-0026.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрагам А.** Ядерный магнетизм. – М.: Иностранная литература, 1963. – 551 с.
- Аксельрод С.М.** Ядерный магнитный резонанс в нефтегазовой геологии и геофизике – М.: Недра, 1990. – 192 с.
- Аксельрод С.М.** Петрофизическое обоснование ЯМК в поле постоянных магнитов. Методология и результаты лабораторных исследований ЯМР-свойств пород // Каротажник. – 1999. – № 59. – С. 28–46.
- Аксельрод С.М.** Ядерно-магнитные методы при изучении фильтрационных и емкостных свойств карбонатных коллекторов // Каротажник. – 2003. – № 110. – С. 8–37.
- Денисенко А.С.** Петрофизическое обеспечение ядерно-магнитного каротажа при разведке нефтегазовых месторождений // Каротажник. – 2012. – № 213 (3). – С. 66–82.
- Джафаров И.С., Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф.** Применение метода ядерного магнитного резонанса для характеристики состава и распределения пластовых флюидов. – М.: Химия, 2002. – 439 с.
- Колесов В.А., Киселев В.М., Назаров Д.В., Чашков А.В., Николаев М.Ю.** Расчет коэффициента остаточного водонасыщения коллекторов Восточной Сибири по данным ядерно-магнитного каротажа // Каротажник. – 2014. – № 242 (8). – С. 50–58.
- Мезин А.А., Шумскайте М.И., Чернова Е.С., Бурухина А.И.** Физико-химические свойства нефти месторождений Восточной и Западной Сибири: комплексное изучение методами диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – № 332 (2). – С. 106–115.
- Муравьев Л.А., Доломанский Ю.К.** Программное обеспечение ЯМР-релаксометра // Уральский геофизический вестник. – 2010. – № 1 (16). – С. 33–39.
- Померанцев Н.М., Рыжков В.М., Скроцкий Г.В.** Физические основы квантовой магнитометрии. – М.: Наука, 1972. – 448 с.
- Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г.** Численные методы решения некорректных задач. – М.: Недра, 1990. – 232 с.
- Тураханов А.Х., Глинских В.Н., Каширцев В.А., Фурсенко Е.А., Шумскайте М.И.** Применение ядерного магнитного резонанса – релаксометрии для экспресс-исследования реологических свойств и группового состава нефти и конденсата // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2017. – № 12 (3). – 15 с.
- Фаррар Т., Беккер Э.** Импульсная и Фурье-спектроскопия ЯМР. – М.: Мир, 1973. – 165 с.
- Шумскайте М.И., Глинских В.Н.** Экспериментальное исследование зависимости ЯМР-характеристик от удельной поверхности и удельного электрического сопротивления песчано-алеврито-глинистых образцов // Геология и геофизика. – 2016. – № 57 (10). – С. 1911–1918.

- Шумская М.И., Глинских В.Н., Бортникова С.Б., Харитонов А.Н., Пермьяков В.С.** Лабораторное изучение жидкостей, выносимых из скважин, методом ЯМР-релаксометрии // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – № 328 (2). – С. 59–66.
- Coates G., Xiao L., Prammer M.** NMR logging. Principles and application. – Houston: Halliburton energy Services, 2001. – 342 p.
- Dunn K.J., Bergman D.J., LaTorracca G.A.** Nuclear magnetic resonance. Petrophysical and logging application. – London: PERGAMON, 2002. – 294 p.
- Kenyon W.E.** Nuclear magnetic Resonance as a petrophysical measurements // Nuclear geophysics. – 1992. – Vol. 6 (2). – P. 153–171.
- Kleinberg R.L.** Pore size distribution. Pore coupling, and transverse relaxation spectra of porous rocks // Magnetic Resonance Imaging. – 1994. – Vol. 12 (2). – P. 271–274, doi: 10.1016/0730-725X(94)91534-2.
- Kozeny I.** Über kapillare leitend des wassers im bodem. – Sitzungsber. Akad. Wiss., 1927. – Bd. 136. – Adt. 11a. – P. 271–306.
- Turakhanov A.H., Shumskayte M.Y., Ildyakov A.V., Manakov A.Y., Smirnov V.G., Glinskikh V.N., Duchkov A.D.** Formation of methane hydrate from water sorbed by anthracite: An investigation by low-field NMR relaxation. – Fuel. – 2020. – Vol. 262. – P. 1–6, doi: 10.1016/j.fuel.2019.116656.

REFERENCES

- Abragam A.** The principles of nuclear magnetism. – Clarendon Press, Oxford, 1962. – 599 p.
- Axelrod S.M.** Nuclear magnetic resonance in oil and gas geology and geophysics. – Nedra, Moscow, 1990. – 192 p.
- Axelrod S.M.** Petrophysical substantiation of NML in the field of permanent magnets. Methodology and results of laboratory studies of NMR properties of rocks // Karotazhnik. – 1999. – Vol. 59. – P. 28–46.
- Axelrod S.M.** Nuclear-magnetic methods in studying the filtration and capacitance properties of carbonate reservoirs // Karotazhnik. – 2003. – Vol. 110. – P. 8–37.
- Coates G., Xiao L., Prammer M.** NMR logging. Principles and application. –Halliburton energy Services, Houston, 2001. – 342 p.
- Denisenko A.S.** Petrophysical support of nuclear magnetic logging in the exploration of oil and gas fields // Karotazhnik. – 2012. – Vol. 213 (3). – P. 66–82.
- Dunn K.J., Bergman D.J., LaTorracca G.A.** Nuclear magnetic resonance. Petrophysical and logging application. – PERGAMON, London, 2002. – 294 p.
- Dzhafarov I.S., Syngaevsky P.E., Khafizov S.F.** Application of the method of nuclear magnetic resonance to characterize the composition and distribution of reservoir fluids. – Chemistry, Moscow, 2002. – 439 p.
- Farrar T., Becker E.** Pulsed and Fourier NMR spectroscopy. – Mir, Moscow, 1973. – 165 p.
- Kenyon W.E.** Nuclear magnetic Resonance as a petrophysical measurements // Nuclear Geophysics. – 1992. – Vol. 6 (2). – P. 153–171.
- Kleinberg R.L.** Pore size distribution. Pore coupling, and transverse relaxation spectra of porous rocks // Magnetic Resonance Imaging. – 1994. – Vol. 12 (2). – P. 271–274, doi: 10.1016/0730-725X(94)91534-2.
- Kolesov V.A., Kiselev V.M., Nazarov D.V., Chashkov A.V., Nikolaev M.Yu.** Calculation of the coefficient of residual water saturation of reservoirs in Eastern Siberia according to nuclear magnetic logging // Karotazhnik. – 2014. – Vol. 242 (8) – P. 50–58.

- Kozeny I.** Uber kapillare leitung des wassers im bodem // Sitzungsber. Akad. Wiss. – 1927. – Bd. 136. – Adt. 11a. – P. 271–306.
- Mezin A.A., Shumskayte M.Y., Chernova E.S., Burukhina A.I.** Physical/chemical properties of oil from Eastern and Western Siberia deposits: integrated study by dielectric spectroscopy and NMR relaxometry methods // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. – 2021. – Vol. 332 (2). – P. 106–115.
- Murav'ev L.A., Dolomansky Yu.K.** Software of the NMR relaxometry // Ural Geophysical Gazette. – 2010. – Vol. 1 (16). – P. 33–39.
- Pomerantsev N.M., Ryzhkov V.M., Skrotsky G.V.** Physical foundations of quantum magnetometry. – Nedra, Moscow, 1972. – 448 p.
- Shumskayte M.Y., Glinskikh V.N.** Relation of NMR parameters with specific surface and resistivity of shaly sandstone and siltstone samples: experimental study // Russian Geology and Geophysics. – 2016. – Vol. 57 (10) – P. 1509–1514, doi: 10.1016/j.rgg.2016.01.019.
- Shumskayte M.Y., Glinskikh V.N., Bortnikova S.B., Kharitonov A.N., Permyakov V.S.** NMR relaxometry laboratory study of fluids taken from boreholes // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. – 2017. – Vol. 328 (2). – P. 59–66.
- Tikhonov A.N., Goncharsky A.V., Stepanov V.V., Yagola A.G.** Numerical methods for solving ill-posed problems. – Nedra, Moscow, 1992. – 232 p.
- Turakhanov A.K., Glinskikh V.N., Kashirtsev V.A., Fursenko E.A., Shumskayte M.I.** The application of the magnetic resonance relaxometry method to express-study of rheological properties and composition of oil and gas condensate // Oil and gas geology. Theory and practice. – 2017. – Vol. 12 (3). – P. 1–15.
- Turakhanov A.H., Shumskayte M.Y., Ildyakov A.V., Manakov A.Y., Smirnov V.G., Glinskikh V.N., Duchkov A.D.** Formation of methane hydrate from water sorbed by anthracite: An investigation by low-field NMR relaxation. – Fuel. – 2020. – Vol. 262. – P. 1–6, doi: 10.1016/j.fuel.2019.116656.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ШУМСКАЙТЕ Мария Йоновна – кандидат технических наук, старший научный сотрудник. Область научных интересов: ядерный магнитный резонанс, петрофизические параметры пород-коллекторов, физико-химические свойств пластовых флюидов, релаксационные характеристики газовых гидратов, бурового шлама и образцов с искусственной пористостью.

ЯН Петр Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий лабораторией. Область научных интересов: седиментология, литология, мезозойские осадочные бассейны Сибири.

ГОЛИКОВ Никита Александрович – кандидат технических наук, старший научный сотрудник. Область научных интересов: исследования горных пород для обоснования интерпретации данных скважинной геофизики.

*Статья поступила в редакцию 2 сентября 2022 г.,
принята к публикации 17 ноября 2022 г.*



ИСКУССТВЕННАЯ НЕЙРОННАЯ СЕТЬ, УМЕНЬШАЮЩАЯ ЧИСЛЕННУЮ ДИСПЕРСИЮ, ДЛЯ ПОСТОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

К.А. Гадильшина, В.В. Лисица, Д.М. Вишнеvский, К.Г. Гадильшин

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

В работе описан новый подход к сейсмическому моделированию, сочетающий традиционный конечно-разностный метод с глубоким обучением. На первом шаге генерируется обучающий набор данных, рассчитанный для ограниченного числа источников. Этот набор вычисляется путем конечно-разностного моделирования на мелкой пространственно-временной сетке. На втором этапе рассчитываются сейсмограммы для всей системы наблюдения, но с использованием грубой расчетной сетки. На третьем, заключительном этапе происходит обучение искусственной нейронной сети, уменьшающей численную дисперсию, и ее применение ко всему набору данных. На тестовом материале проверена работоспособность такого подхода в задаче подавления численной дисперсии и продемонстрировано десятикратное ускорение расчетов сейсмических волновых полей.

Сейсмическое моделирование, численная дисперсия, глубокое обучение

DEEP NEURAL NETWORK REDUCING NUMERICAL DISPERSION FOR POST-PROCESSING OF SEISMIC MODELING RESULTS

K.A. Gadylshina, V.V. Lisitsa, D.M. Vishnevsky, K.G. Gadylshin

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

The article describes a new approach to seismic modeling that combines calculations using traditional finite difference methods with the deep learning tools. Seismograms for the training data set are calculated using a finite difference scheme with high-quality spatial and temporal discretization. A numerical dispersion mitigation neural network is trained on the training dataset and applied to inaccurate seismograms calculated on a raw grid with a large spatial spacing. The paper presents a demonstration of this approach for 2D model; it is showing a tenfold acceleration of seismic modeling.

Seismic modelling, numerical dispersion, deep learning

ВВЕДЕНИЕ

Численное моделирование сейсмических волновых полей является самой ресурсоемкой частью специальных методов обработки сейсмических данных, таких как миграция в обратном времени и метод обращения полного волнового поля [Virieux et al., 2009, 2011]. В задаче сейсмического моделирования обычно решаются уравнения линейной динамической теории упругости, поэтому для получения численного решения высокой точности необходимо проводить расчеты на мелкой вычислительной сетке. Чем меньше шаг по сетке, тем более точным будет численное решение. Вследствие чего сейсмическое

моделирование – это всегда поиск компромисса между точностью полученного решения и экономией вычислительных ресурсов.

Теоретически максимально возможный шаг дискретизации определяется частотой Найквиста, что диктует необходимость при построении расчетной сетки задавать минимум два узла на длину волны. Однако частота Найквиста определяется для аппроксимации конкретного вейвлета и не учитывает численную дисперсию, которая возникает из-за аппроксимации пространственных производных в волновом уравнении. В задаче сейсмического моделирования обычно используют дискретизацию, включающую от четырех до десяти точек на минимальную длину волны. Конечно-разностный метод является самым простым в реализации и наиболее часто используемым численным методом сейсмического моделирования. Самыми распространенными конечно-разностными методами решения уравнений линейной динамической теории упругости в двумерной постановке является стандартная схема на сдвинутых сетках [Virieux, 1986] и разновидность этой схемы, учитывающая аппроксимацию более высокого порядка по пространству [Levander, 1988].

Известным способом уменьшения численной дисперсии в конечно-разностном подходе является использование так называемых схем, подавляющих дисперсию. Идея этого подхода заключается в использовании больших шаблонов для аппроксимации пространственных производных со вторым порядком, но с избыточным числом точек (или степеней свободы) на доминирующую длину волны – порядка трех-пяти точек [Liu, Sen, 2009; Chen, 2014; Liu, 2014; Tan, Huang, 2014]. Однако такие схемы применимы для скалярного волнового уравнения, и их сложно обобщить на случай упругой среды.

В последние годы методы глубокого обучения нашли широкое применение в геофизических приложениях [Yu, Ma., 2021]. Глубокие нейронные сети эффективно применяются в задачах шумоподавления [Zhu et al., 2019; Yu et al., 2019] и в таких трудно формализуемых задачах, как обнаружение разломов или сейсмическая интерпретация [Lei et al., 2019; Wu et al., 2019, 2020]. Глубокое обучение обычно позволяет проводить более быстрые вычисления, чем моделирование традиционными методами [Guo et al., 2016; Moseley et al., 2020]. Генеративно-сопоставительные сети (generative adversarial networks – GAN) успешно применяются в задаче подавления численной дисперсии [Kaur et al., 2019; Siahkoohi et al., 2019]. В частности, Н. Kaur с соавторами [2019] предлагает использовать GAN для отображения зашумленных данных (моментальных снимков), смоделированных при помощи конечно-разностного метода, в данные, рассчитанные с применением малоранговой экстраполяции.

В данной работе описан оригинальный подход к сейсмическому моделированию, основанный на объединении вычислений конечно-разностным методом с применением искусственной нейронной сети подавления численной дисперсии (Numerical Dispersion Mitigation network – NDM-net). На примере реалистичной 2D модели продемонстрировано, что использование NDM-net сокращает общее время вычислений почти в 10 раз.

ИСКУССТВЕННАЯ НЕЙРОННАЯ СЕТЬ NDM-net

Сверточные нейронные сети (Convolutional Neural Network – CNN) обычно применяются в задачах компьютерного зрения. Частным случаем CNN является нейронная сеть U-Net [Ronneberger et al., 2015], разработанная для сегментации биомедицинских изображений. U-net представляет собой глубокую сверточную нейронную сеть, состоящую из кодировщика и декодировщика, соединенных между собой операцией конкатенации. Кодировщик построен из сверточных блоков, которые извлекают высокоуровневые признаки из входных данных и сжимают их в один многомерный тензор меньшей

размерности. Всего в оригинальном U-net используется 23 сверточных слоя, входная размерность изображения составляет 572×572 . В дальнейшем различные модификации этой архитектуры нашли широкое применение не только в задачах сегментации, но также и в задачах регрессии. В настоящее время весь класс таких нейронных сетей (полностью сверточный кодировщик-декодировщик соединенный операцией конкатенации) называют архитектурой типа U-net. В этой работе предлагается использовать NDM-net, являющуюся модификацией сети U-net, с тем чтобы численно построить оператор, переводящий сейсмограммы, рассчитанные на грубой сетке, в сейсмограммы, рассчитанные на мелкой сетке. Другими словами, при помощи глубокого обучения будет проведена постобработка синтетических сейсмических данных для уменьшения ошибки, возникающей из-за численной дисперсии.

Архитектура NDM-net повторяет глубокую нейронную сеть, которая использовалась в работе [Gadylyshin et al., 2020]. Различия заключаются в использовании стандартных сверточных слоев вместо неполных сверточных слоев (partial convolutional layer) и в различающихся размерностях ввода/вывода (рис. 1). Нейронная сеть содержит 16 сверточных слоев, восемь слоев масштабирования и восемь слоев конкатенации. Размерность входного и выходного тензоров: $1280 \times 512 \times 2$. Функция активации для первых восьми сверточных слоев, которые отвечают за кодирование или извлечение признаков, – ReLU (линейная ректификация) [Fukushima, 1969], а для последних восьми, представляющих часть декодировщика, функция активации – LeakyReLU (линейная ректификация с параметром) [Glorot et al., 2011] с отрицательным коэффициентом наклона, равным 0.2. Для программной реализации использовалась библиотека TensorFlow [Abadi et al., 2015].

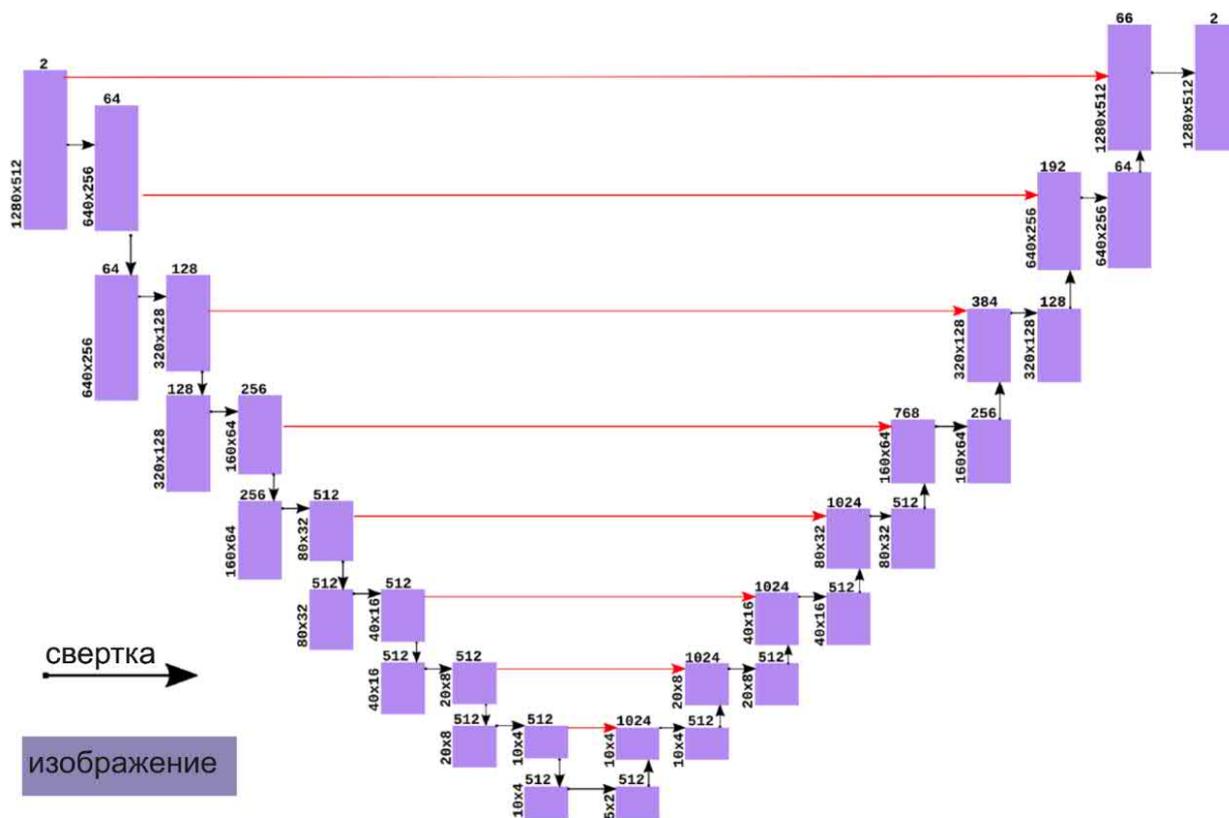


Рис. 1. Архитектура искусственной нейронной сети NDM-net

Вход и выход NDM-net – это сейсмограммы, записанные на свободной поверхности. Для обучения нейронной сети используется каждая 10 сейсмограмма общего пункта возбуждения (ОПВ), предварительно рассчитанная на мелкой сетке, в паре с ее «искаженной» версией, смоделированной на грубой сетке. Для формирования входных данных сейсмограмма преобразуется в тензор размерности $1280 \times 512 \times 2$, где 1280 – количество временных отсчетов в данных (временная дискретизация 4 мс и время записи 5.116 с), 512 – количество приемников 2С, а 2 – количество записанных компонент скорости (вертикальная и горизонтальная). Затем мы разделяем этот набор данных на обучающий набор и валидационный набор. Каждая сейсмограмма перед обработкой NDM-net масштабируется путем приведения к единичной дисперсии и нулевому среднему.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Рассмотрим упругую модель Marmousi2 [Martin et al., 2006], представленную на рис. 2. Линейные размеры модели составляют 17×3.6 км. Marmousi2 – морская модель и включает слой, моделирующий воду в верхней части. Модель была модифицирована путем замены верхнего слоя воды твердым телом, соответствующим дну океана для этой модели. Чтобы избежать появления поверхностных и кратных волн, вызванных наличием свободной поверхности, модель была расширена для $z < 0$, а для описания границы в полосе $10 < z < 100$ м применен идеально согласованный слой [Collino, Tsogka, 2001]. Поглощающие граничные условия также применялись для всех остальных границ расчетной области. Форма импульса в источнике – вейвлет Рикера с центральной частотой 30 Гц. Распространение сейсмических волн моделировалось с использованием расчетных сеток с шагами 1.25, 2.5 и 5 м, в предположении, что решение, полученное на сетке 1.25 м, является точным. Такой малый шаг сетки был выбран из-за низкоскоростного слоя, введенного вместо слоя воды в верхней части модели. Моделирование проводилось с использованием стандартных сдвинутых сеток четвертого порядка аппроксимации по пространству и второго порядка по времени [Levander, 1988].

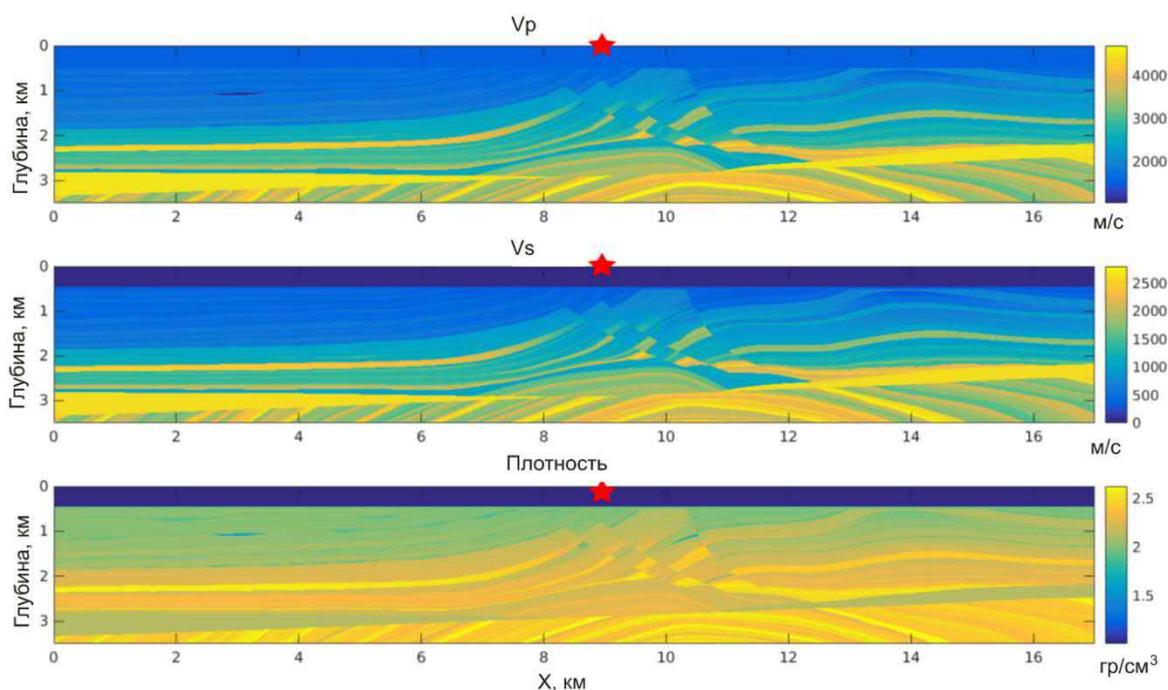


Рис. 2. Модифицированная упругая модель Marmousi2 (скорости и плотность). Красным обозначена позиция источника для $X=9$ км

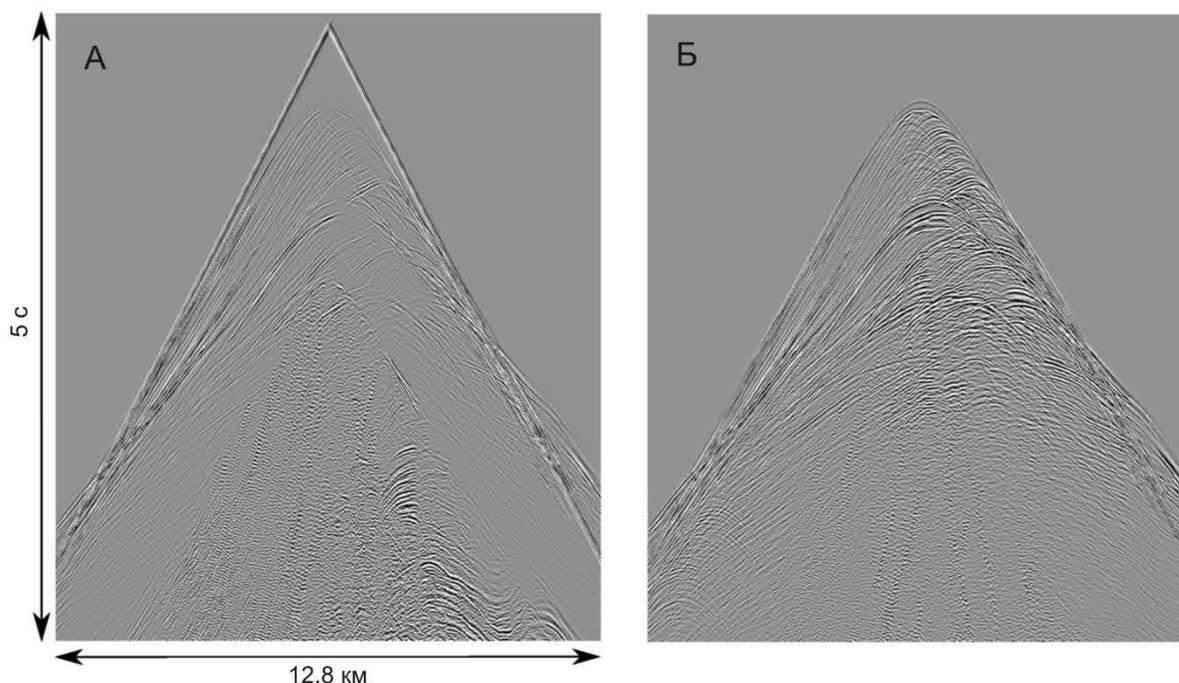


Рис. 3. Сейсмограммы, соответствующие источнику, расположенному в точке $X=9$ км: горизонтальная компонента (А) и вертикальная компонента (Б) скоростей смещений, вычисленные на сетке с шагом 1.25 м

Система наблюдения состоит из 171 источника. Расстояние между соседними источниками составляет 100 м. Двухкомпонентные данные, записанные 512 2С-приемниками, были смоделированы для каждого источника. Максимальное удаление от источника до приемника составило 6.4 км. Расстояние между двумя соседними приемниками составляло 25 м. В среднем время моделирования с использованием графического ускорителя Nvidia V100 для одного источника занимало 5 с при расчете на сетке с шагом 5 м, для сетки с шагом 2.5 м—40 с, и 4 мин для сетки с шагом 1.25 м. Пример смоделированной сейсмограммы на сетке с шагом 1.25 м ($X=9$ км) представлен на рис. 3.

Были рассчитаны три набора данных. Для первого набора данные моделировались на сетке с пространственным шагом 1.25 м. Этот набор данных распределен следующим образом: 10 % данных используется для обучения NDM-net, оставшаяся часть данных используется для верификации алгоритма. Два набора данных, рассчитанных на сетках с шагами по пространству 2.5 и 5 м, содержат видимую численную дисперсию, обусловленную плохой пространственной дискретизацией задачи.

Для того, чтобы ввести количественную меру сходства сейсмограмм, использована нормированная среднеквадратичная ошибка (normalized root mean square – NRMS) [Kragh, Christie, 2002; Kragh, Laws, 2006]. NRMS это строгая поточечная метрика, которая используется для оценки повторяемости сейсмической съемки в процессе сейсмического мониторинга. Как показано на рис. 4, NRMS между данными, полученными с использованием сетки 2.5 м, и точными данными составляет примерно 30%, а для данных, полученных с использованием сетки с шагом 5 м, составляет примерно 60%. В рамках исследования были обучены две NDM-net: первая сопоставляет данные, полученные для расчетной сетки с шагом 2.5 м, с данными для сетки с шагом 1.25 м, а вторая сопоставляет данные для сетки с шагом 5 м с данными для сетки с шагом 1.25 м. В качестве обучающего набора данных использовались всего 17 различных положений источников. Впоследствии нейронная сеть получала на вход весь набор данных, и для всего набора данных вычислялся NRMS между результирующими (обработанными с помощью NDM-net) данными и точным решением.

Сравнение NRMS для одной сейсмограммы (не из обучающей выборки) представлено на рис. 4. В обоих сценариях NDM-net уменьшила среднее значение NRMS примерно вдвое путем подавления численной дисперсии. На графике (рис. 5) показан эффект улучшения данных после применения NDM-net для одной сейсмической трассы, рассчитанной с использованием разных сеток.

В дополнение к графикам NRMS была рассчитана корреляция между волновыми полями, рассчитанными на грубой и на мелкой сетках и предсказанными с помощью NDM-net сейсмограммами. Между двумя сейсмограммами для фиксированного положения источника был рассчитан коэффициент корреляции Пирсона. Затем это значение было рассчитано для всех источников в наборе данных и усреднено. Как можно видеть (табл. 1), корреляция между сейсмограммами существенно улучшилась после применения NDM-net. В итоге корреляция между скорректированными сейсмограммами и данными, насчитанным на сетке с шагом 1.25 м, превысила 90 % для обоих сценариев.

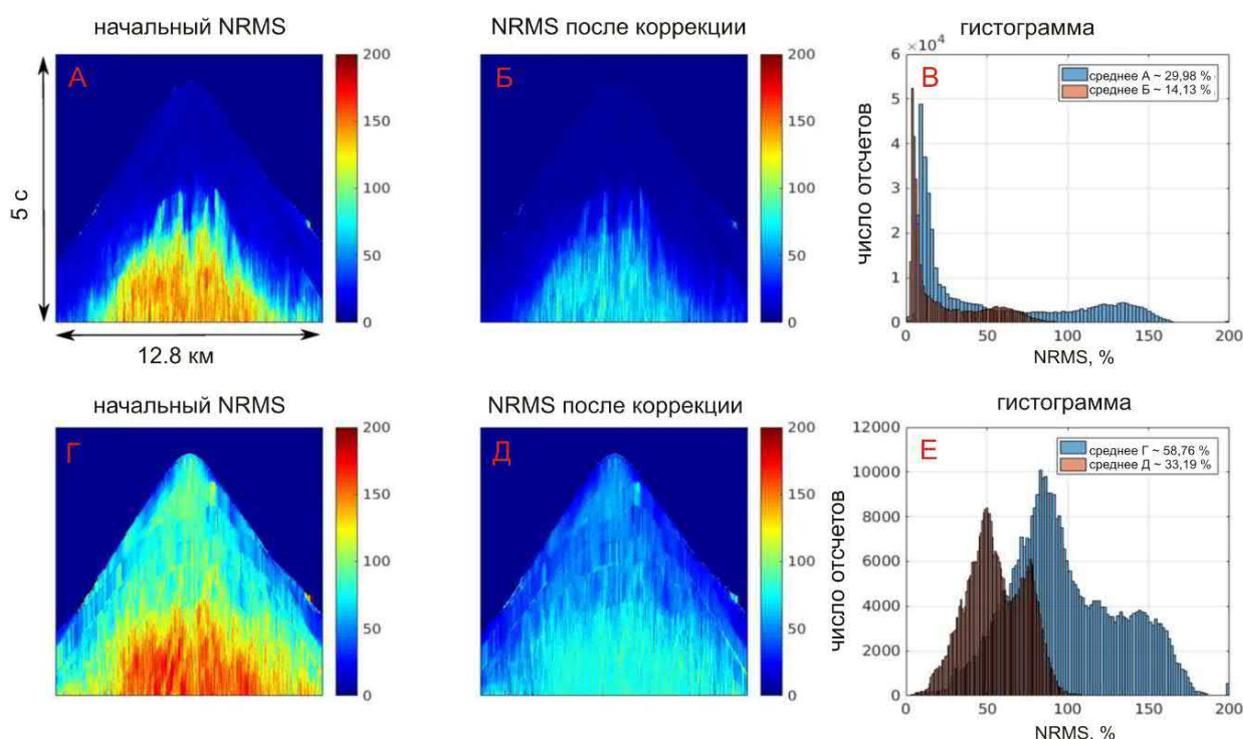


Рис. 4. NRMS, рассчитанный между сейсмограммами на сетке с шагом 1.25 и 2.5 м (А), 1.25 м и скорректированными с помощью NDM-net 2.5 м данными (Б), 1.25 и 5 м (Г), 1.25 м и скорректированными NDM-net 5 м данными (Д), и соответствующие гистограммы (В, Е)

Таблица 1

Корреляция между данными с грубой и мелкой сеткой (первый ряд) и между скорректированными с помощью NDM данными и данными с мелкой сеткой (второй ряд), рассчитанными для модели Marmousi2

Метод расчета	Шаг сетки по пространству	
	2.5 м	5 м
Конечно-разностный	0.9624	0.7634
Конечно-разностный с постобработкой данных NDM-net	0.9925	0.9300

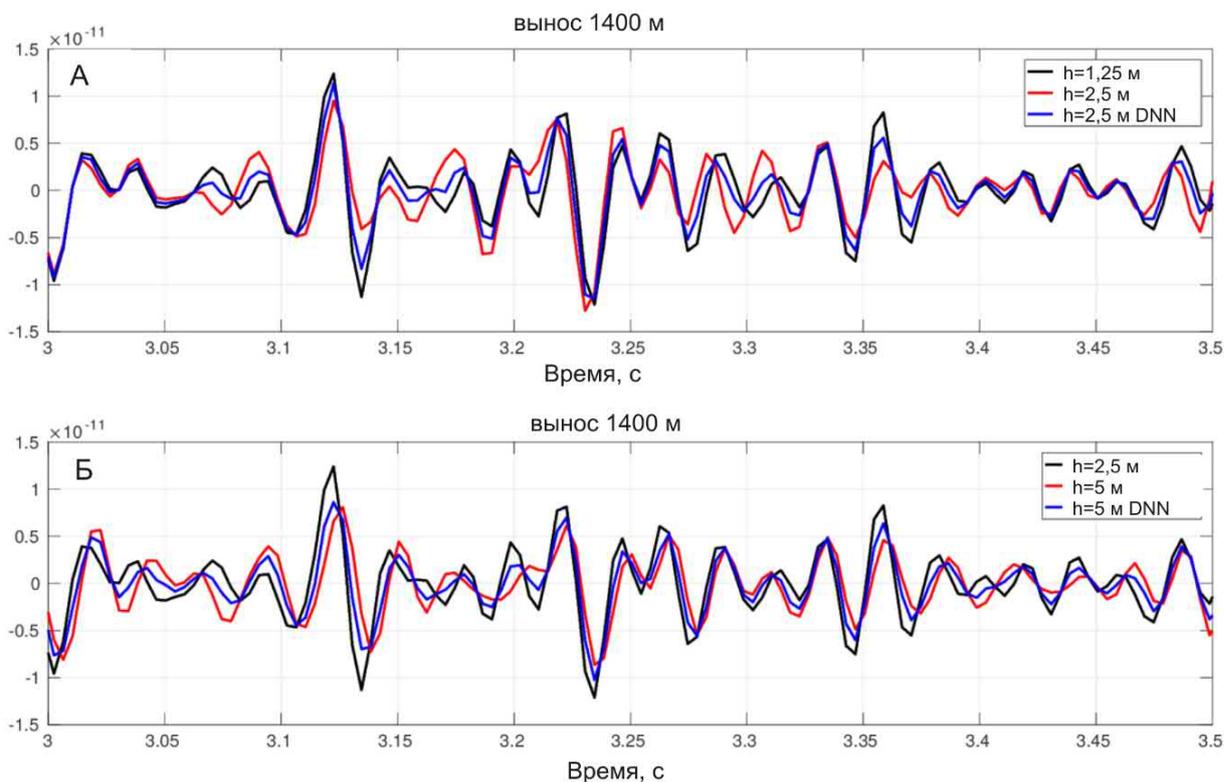


Рис. 5. Сейсмические трассы (вертикальная компонента скорости) для разных положений приемников и предсказанные с помощью NDM-net трассы с подавленной численной дисперсией для случая 2.5 м сетки (А) и 5 м сетки (Б). Черным изображена вертикальная компонента скоростей смещений на мелкой сетке (точное решение), красным – входные данные NDM-net, а синим – скорректированные данные после подавления дисперсии

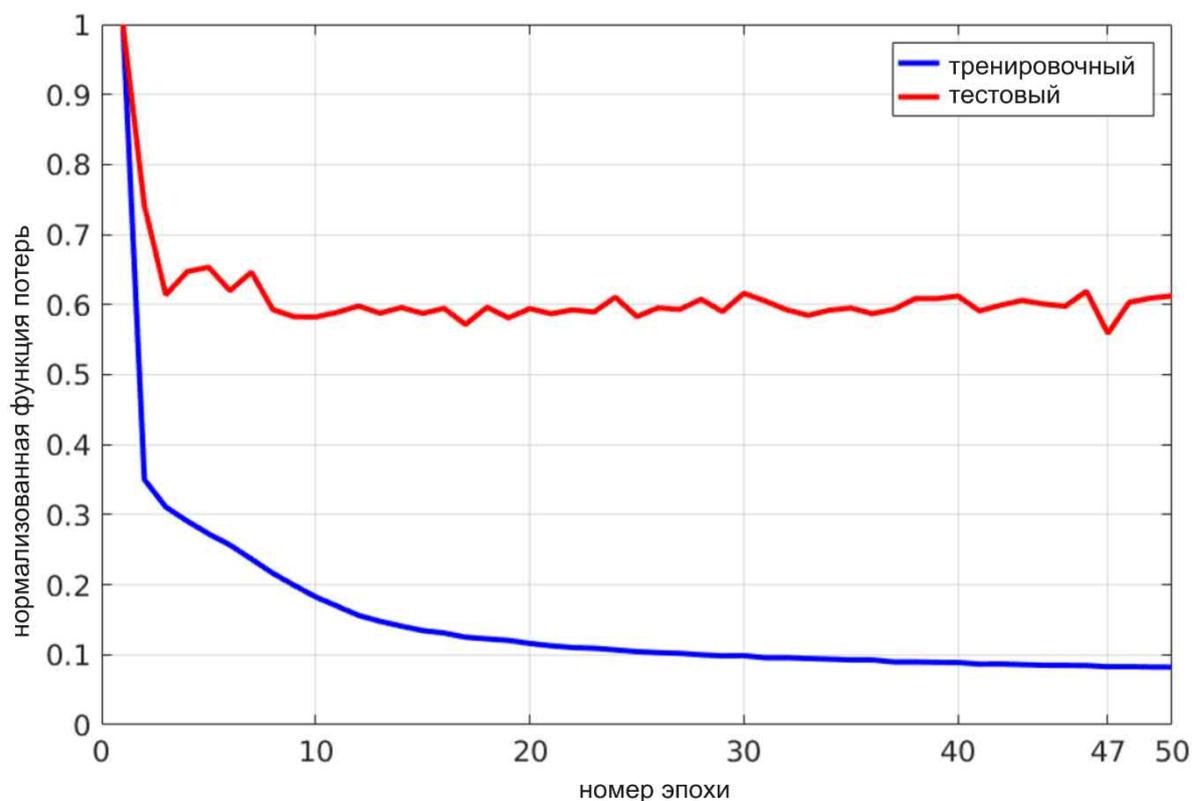


Рис. 6. Поведение нормированного целевого функционала на тренировочном наборе данных (синим) и на валидационном (красным) в процессе обучения NDM-net в зависимости от номера эпохи.

В процессе обучения NDM-net, чтобы избежать переобучения, в качестве регуляризации применялся метод ранней остановки: обучение прерывалось, когда ошибка на проверочном наборе данных (ошибка обобщения) начинала расти (рис. 6). В обоих случаях (2.5 и 5 м) процесс обучения занимал примерно 10 мин. Время предсказания составляло примерно 0.7 с для одного источника. Расчет одной сейсмограммы на графическом ускорителе с использованием конечно-разностной схемы занял примерно 5 с на сетке с шагом 5 м, примерно 40 с на сетке с шагом 2.5 м, а для самой мелкой сетки 1.25 м потребовалось 5 мин машинного времени.

Таким образом, общее время моделирования всего набора данных методом конечных разностей составило 855 с для сетки с шагом 5 м, 6840 с для сетки с шагом 2.5 м и 51300 с (14.25 часа) для сетки с шагом 1.25 м. Обучение и применение NDM-net заняли одинаковое время для обоих случаев, то есть 600 с для обучения и 69 с для применения сети ко всему набору данных. Таким образом, общее время, необходимое для вычисления моделирования сейсмограмм на грубой сетке, вычисления обучающего набора данных, обучения и применения нейронной сети, равно:

$$T = t_f N_f + t_c N + t_{tr} + t_{app} N,$$

где T – общее время, необходимое для расчета полного набора сейсмических данных; t_f и t_c – время расчета одной сейсмограммы на мелкой и грубой сетке соответственно; t_{tr} – время обучения NDM-net; t_{app} – время применения NDM-net для одного источника; N_f – количество сейсмограмм, рассчитанных на мелкой сетке; N – общее количество источников в расстановке. В первом сценарии, когда NDM-net применялась для данных, рассчитанных на сетке 2.5 м, параметры в формуле имели следующие значения: $t_f = 600$ с, $t_c = 40$ с, $N_f = 17$, $N = 171$, $t_{tr} = 600$ с и $t_{app} = 0.7$ с. Таким образом, общее время расчета T составило 17 760 с или 4.9 ч. Для второго сценария, когда NDM-net применялась для подавления численной дисперсии в данных, рассчитанных на сетке с шагом 5 м, t_c составляло 5 с и все остальные параметры остались прежними. Как итог, общее время расчета T составило 11 775 с или 3.2 ч. В результате моделирование на грубой сетке с последующим применением NDM-net (с учетом времени на генерацию обучающей выборки и обучение нейронной сети) в сравнении с расчётом полного набора данных на мелкой сетке происходит в шесть-десять раз быстрее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен оригинальный подход к сейсмическому моделированию, сочетающий стандартные конечно-разностные методы с постобработкой полученных сейсмограмм на основе глубокого обучения. Алгоритм состоит из трех основных шагов. На первом шаге генерируется обучающий набор данных, который состоит из обычных сейсмограмм, рассчитанных для небольшого числа источников из всего набора данных. Обучающая выборка рассчитывается с использованием мелкой сетки, обеспечивающей достаточное количество точек на минимальную длину волны (порядка 10), и с использованием грубой сетки, учитывающей порядка 5 точек на минимальную длину волны. Второй шаг — это обучение NDM-net для подавления численной дисперсии в решении, рассчитанном на грубой сетке, то есть построение отображения данных с грубой сетки в данные, рассчитанные на мелкой сетке. На третьем заключительном шаге NDM-net применяется ко всему набору данных, смоделированному с использованием грубой сетки.

Описанный метод был апробирован на сложной синтетической реалистичной модели Magmou2. Расчет всего набора данных конечно-разностным методом с использованием мелкой расчетной сетки

занял примерно 28 часов машинного времени. Решение той же задачи с использованием NDM-net занимало от трех до пяти часов, в зависимости от дискретизации грубой сетки. Было показано, что представленный подход позволяет ускорить на порядок общее время проведения сейсмического моделирования для всей геометрии системы наблюдения.

Вадим Лисица, Ксения Гадильшина разработали алгоритм построения оптимальной обучающей выборки и выполнили численные эксперименты по обучению NDM-net сети для различных сценариев при поддержке Российского научного фонда грант № 22-11-00004. Кирилл Гадильшин оптимизировал гиперпараметры нейронной сети NDM-net при поддержке Российского научного фонда грант № 22-21-00738. Дмитрий Вишневецкий провел моделирование сейсмических данных при поддержке проекта ФНИ 0266-2022-0022

ЛИТЕРАТУРА

REFERENCES

Abadi M., Agarwal A., Barham P., Brevdo E., Chen Z., Citro C., Corrado G., Davis A., Dean J., Devin M., Ghemawat S., Goodfellow I., Harp A., Irving G., Isard M., Jia Y., Jozefowicz R., Kaiser L., Kudlur M., Levenberg J., Mané D., Monga R., Moore S., Murray D., Olah C., Schuster M., Shlens J., Steiner B., Sutskever I., Talwar K., Tucker P., Vanhoucke V., Vasudevan V., Viégas F., Vinyals O., Warden P., Wattenberg M., Wicke M., Yu Y., Zheng X. TensorFlow: large-scale machine learning on heterogeneous distributed systems. – 2015, <http://download.tensorflow.org/paper/whitepaper2015.pdf>.

Chen J.-B. A 27-point scheme for a 3D frequency-domain scalar wave equation based on an average-derivative method // *Geophysical Prospecting*. – 2014. – Vol. 62 (2). – P. 258–277, doi: 10.1111/1365-2478.12090.

Collino F., Tsogka C. Application of the perfectly matched layer absorbing layer model to the linear elastodynamic problem in anisotropic heterogeneous media // *Geophysics*. – 2001. – Vol. 66. – P. 294–307, doi: 10.1190/1.1444908.

Fukushima K. Visual feature extraction by a multilayered network of analog threshold elements // *IEEE Transactions on Systems Science and Cybernetics*. – 1969. – Vol. 5 (4). – P. 322–333, doi: 10.1109/TSSC.1969.300225.

Gadylyshin K., Silvestrov I., Bakulin A. Inpainting of local wavefront attributes using artificial intelligence for enhancement of massive 3-D pre-stack seismic data // *Geophysical Journal International*. – 2020. – Vol. 223 (3). – P. 1888–1898, doi: 10.1093/gji/ggaa422.

Glorot X., Bordes A., Bengio Y. Deep sparse rectifier neural networks // *Proceedings of the Fourteenth International Conference on Artificial Intelligence and Statistics*, PMLR. – 2011. – Vol. 15. – P. 315–323, <https://proceedings.mlr.press/v15/glorot11a.html>.

Guo X., Li W., Iorio F. Convolutional neural networks for steady flow approximation // *KDD '16: Proceedings of the 22nd ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining*. – San Francisco, CA, USA, 2016. – P. 481–490, doi: 10.1145/2939672.2939738.

Kaur H., Fomel S., Pham N. Overcoming numerical dispersion of finite-difference wave extrapolation using deep learning / *SEG Technical Program Expanded Abstracts*. – 2019. – P. 2318–2322, doi: 10.1190/segam2019-3207486.1.

Kragh E., Christie P. Seismic repeatability, normalized RMS, and predictability // *The Leading Edge*. – 2002. – Vol. 21 (7). – P. 640–647, doi: 10.1190/1.1497316.

- Kragh E., Laws R.** Rough seas and statistical deconvolution // *Geophysical Prospecting*. – 2006. – Vol. 54 (4). – P. 475–485, doi: 10.1111/j.1365-2478.2006.00549.x.
- Lei L., Yu L., Xiong Z., Han L., Wei X., Shifan Z.** Convolutional recurrent neural networks based waveform classification in seismic facies analysis // *SEG Technical Program Expanded Abstracts*. – 2019. – P. 2599–2603, doi: 10.1190/segam2019-3215237.1.
- Levander A.R.** Fourth-order finite-difference P-SV seismograms // *Geophysics*. – 1988. – Vol. 53 (11). – P. 1425–1436, doi: 10.1190/1.1442422.
- Liu Y.** Optimal staggered-grid finite-difference schemes based on least-squares for wave equation modelling // *Geophysical Journal International*. – 2014. – Vol. 197 (2). – P. 1033–1047, doi: 10.1093/gji/ggu032.
- Liu Y., Sen M.K.** A new time–space domain high-order finite-difference method for the acoustic wave equation // *Journal of Computational Physics*. – 2009. – Vol. 228 (23). – P. 8779–8806, doi: 10.1016/j.jcp.2009.08.027.
- Martin G.S., Wiley R., Marfurt K.J.** Marmousi2: An elastic upgrade for Marmousi // *The Leading Edge*. – 2006. – Vol. 25 (2). – P. 156–166, doi: 10.1190/1.2172306.
- Moseley B., Nissen-Meyer T., Markham A.** Deep learning for fast simulation of seismic waves in complex media // *Solid Earth*. – 2020. – Vol. 11. – P. 1527–1549, doi: 10.5194/se-11-1527-2020.
- Ronneberger O., Fischer P., Brox T.** U-Net: convolutional networks for biomedical image segmentation // *Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention. MICCAI 2015. Lecture Notes in Computer Science*. – 2015. – Vol. 9351. – P. 234–241, doi: 10.1007/978-3-319-24574-4_28.
- Siahkoobi A., Louboutin M., Herrmann F.J.** The importance of transfer learning in seismic modeling and imaging // *Geophysics*. – 2019. – Vol. 84 (6). – P. A47–A52, doi: 10.1190/geo2019-0056.1.
- Tan S., Huang L.** A staggered-grid finite-difference scheme optimized in the time–space domain for modeling scalar-wave propagation in geophysical problems // *Journal of Computational Physics*. – 2014. – Vol. 276. – P. 613–634, doi: 10.1016/j.jcp.2014.07.044.
- Virieux J.** P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method // *Geophysics*. – 1986. – Vol. 51 (4). – P. 889–901, doi: 10.1190/1.1442147.
- Virieux J., Operto S., Ben-Hadj-Ali H., Brossier R., Etienne V., Sourbier F., Giraud L., Haidar A.** Seismic wave modeling for seismic imaging // *The Leading Edge*. – 2009. – Vol. 28 (5). – P. 538–544, doi: 10.1190/1.3124928.
- Virieux J., Calandra H., Plessix R.-E.** A review of the spectral, pseudo-spectral, finite-difference and finite-element modelling techniques for geophysical imaging // *Geophysical Prospecting*. – 2011. – Vol. 59 (5). – P. 794–813, doi: 10.1111/j.1365-2478.2011.00967.x.
- Wu H., Zhang B., Lin T., Cao D., Lou Y.** Semiautomated seismic horizon interpretation using the encoder-decoder convolutional neural network // *Geophysics*. – 2019. – Vol. 84 (6). – P. B403–B417, doi: 10.1190/geo2018-0672.1.
- Wu X., Geng Z., Shi Y., Pham N., Fomel S., Caumon G.** Building realistic structure models to train convolutional neural networks for seismic structural interpretation // *Geophysics*. – 2020. – Vol. 85. – P. WA27–WA39, doi: 10.1190/geo2019-0375.1.
- Yu S., Ma J.** Deep Learning for Geophysics: Current and Future Trends // *Reviews of Geophysics*. – 2021. – Vol. 59 (3). – e2021RG000742, doi: 10.1029/2021RG000742.

Yu S., Ma J.van, Wang W. Deep learning for denoising // *Geophysics*. – 2019. – Vol. 84. – P. V333–V350, doi: 10.1190/geo2018-0668.1.

Zhu W., Mousavi S.M., Beroza G.C. Seismic signal denoising and decomposition using deep neural networks // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2019. – Vol. 57 (11). – P. 9476–9488, doi: 10.1109/TGRS.2019.2926772.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ГАДЫЛЬШИНА Ксения Александровна – младший научный сотрудник лаборатории вычислительной физики горных пород Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: методы машинного обучения в приложении к решению задач геофизики.

ЛИСИЦА Вадим Викторович – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией вычислительной физики горных пород Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: численные методы для моделирования физических процессов в пористых средах.

ВИШНЕВСКИЙ Дмитрий Михайлович – научный сотрудник лаборатории вычислительной физики горных пород Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: численное моделирование сейсмических волновых полей, высокопроизводительные вычисления.

ГАДЫЛЬШИН Кирилл Геннадьевич – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории вычислительной физики горных пород Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: прямые и обратные задачи сейсмологии, применение методов машинного обучения для повышения качества сейсмических данных.

*Статья поступила в редакцию 9 августа 2022 г.,
принята к публикации 25 октября 2022 г.*



СЕЙСМОПЛОТНОСТНЫЕ ПРИЗНАКИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ВОСТОЧНОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ПРОФИЛЬ ЗДВ)

В.Д. Суворов, Е.В. Павлов, Е.А. Мельник

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

Рассмотрены результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравитационных данных вдоль части опорного профиля ЗДВ (длиной 500 км), расположенного в зоне перехода от Сибирской платформы к Верхояно-Колымской складчатой системе. Он пересекает Приверхоянский передовой прогиб, Сетте-Дабанскую тектоническую зону с выходом в складчатую область [Тектоника..., 2001; Кашубин и др., 2016]. Интерес к этой части профиля вызывает кора восточной окраины Сибирского кратона, относимая по структурно-тектоническим критериям к мезозойской пассивной континентальной окраине [Соколов, 1991; Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001], и обнаружение в ней признаков наложенной складчатости по сейсмическим и гравитационным данным. Дискуссионным также является глубина залегания кристаллического фундамента в Приверхоянском прогибе: в зависимости от природы пород на глубине 18–23 км со скоростью 6.2–6.3 км/с, относящихся, возможно, к протерозою.

Земная кора, скорость, плотность, Приверхоянский прогиб, хребет Сетте-Дабан, пассивная континентальная окраина

SEISMIC AND DENSITY SIGNS OF MESOZOIC FOLDING IN THE EARTH'S CRUST OF THE EASTERN PASSIVE MARGIN OF THE SIBERIAN CRATON (PROFILE 3DV)

V.D. Suvorov, E.V. Pavlov, E.A. Melnik

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

The results of a complex interpretation of seismic and gravity data along a part (500 km long) of the 3DV profile located in the transition zone from the Siberian Platform to the Verkhoyano-Kolyma fold system are considered. It crosses the Priverkhoyansk advanced trough, the Sette-Daban tectonic zone with access to the folded region [Tectonics..., 2001; Kashubin et al., 2016]. The structure of the crust of the eastern margin of the Siberian craton is interest, which, according to structural and tectonic criteria, belongs to the Mesozoic passive continental margin [Parfenov, 1991; Sokolov, 1991; Tectonics..., 2001] in order to find signs of superimposed folding in the structure of the Earth's crust according to seismic and gravitational data. The depth of the crystalline basement in the Priverkhoyansk trough is also debatable, depending on the nature of the rocks at a depth of 18–23 km at a velocity of 6.2–6.3 km/s, possibly belonging to the Proterozoic.

Earth's crust, velocity, density, Priverkhoyan trough, Sette-Daban tectonic zone, passive continental margin

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическая модель земной коры восточной окраины Сибирского кратона получена по данным лучевого моделирования [Zelt, 1999; Суворов, Мельник, 2021]. В верхней коре наблюдаются передовой Приверхоянский и Тыловой прогибы с прилегающей к последнему частью складчатой (пассивной)

области, разделенные Сетте-Дабанской тектонической зоной (рис. 1). Мощность осадочного чехла со скоростью 5.2–6.2 км/с в прогибах достигает 22–28 км, что совпадает с оценками по геологическим данным [Тектоника..., 2001]. Дискуссионным является определение глубины кристаллического фундамента в Приверхоянском прогибе, в зависимости от природы толщи пород (мощностью до 5–8 км) со скоростью 6.0–6.2 км/с, возможно, относящейся к толще платформенного протерозоя. Сетте-Дабанская зона шириной около 50 км в виде блока (вероятно, магматической природы) характеризуется аномально повышенной, до 6.5–6.6 км/с, скоростью. В целом, консолидированная земная кора Сибирского кратона представлена трехслойной моделью, тогда как восточнее Сетте-Дабанской зоны она характеризуется двумя слоями.

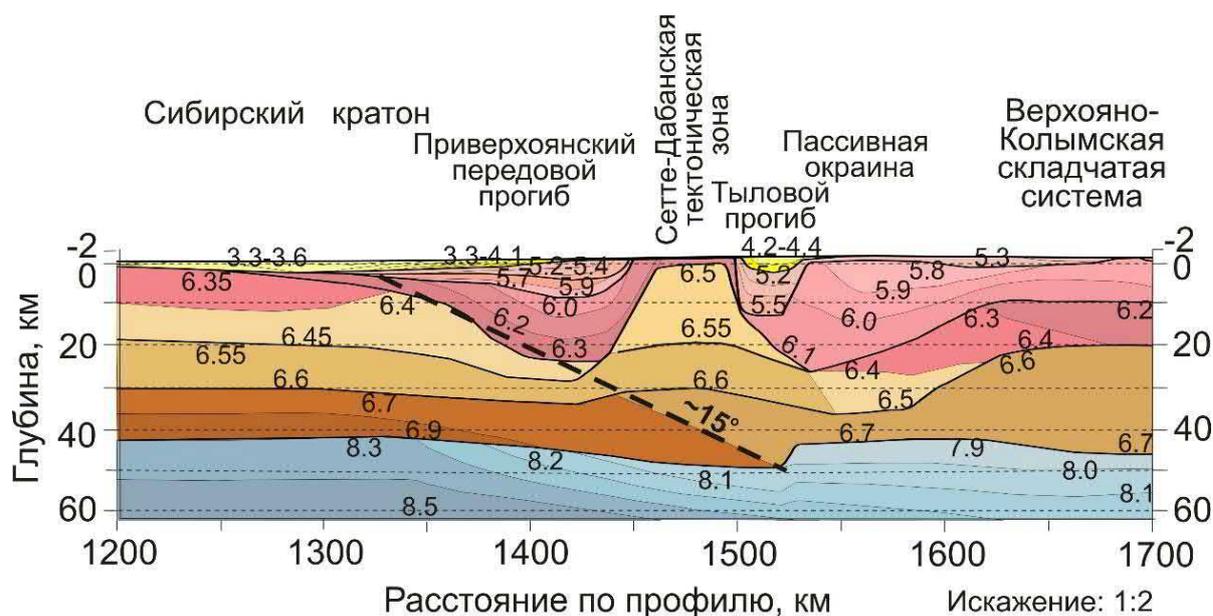


Рис. 1. Сейсмический разрез земной коры [Суворов, Мельник, 2021]. Толстые линии – границы со скачком скорости или с изменениями ее градиента в слоях, тонкие – изолинии в км/с. Штриховой линией показана вероятная граница Сибирского кратона с углом падения в градусах

Границу кратона можно определить в виде наклонной разломной зоны (с углом наклона $\sim 15^\circ$), соответствующей вероятной поверхности фундамента с выклиниванием осадочных отложений Приверхоянского прогиба, согласного с изменениями мощности слоев в нижней части коры и ступенеобразным уменьшением глубины Мохо. Принципиальных различий в структуре исключительно мощного осадочного чехла между Приверхоянским передовым прогибом и складчатой областью восточнее Сетте-Дабанской тектонической зоны не наблюдается (рис. 1).

По геологическим представлениям восточная часть Верхояно-Колымской складчатой области относится к пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженной мезозойской складчатости [Соколов, 1991; Рафеев, 1991; Тектоника..., 2001]. Заметим, что пониженный рельеф в начальной части профиля соответствует Приверхоянскому передовому прогибу, что не характерно для Тылового, расположенного на склоне хр. Сунтар-Хаята (рис. 2). Возможно, что его формирование (вероятно, одновозрастное с передовым) как и магматического массива, предшествовало мезозойской складчатости, что является сейсмическим аргументом в пользу пассивной континентальной окраины.

СЕЙСМОПЛОТНОСТНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ

Для определения распределения плотности в земной коре и условном слое верхов мантии (подошва на глубине 62.5 км) использованы спутниковые цифровые модели рельефа DNSCO8 и гравитационного поля в аномалиях Буге WGM2012. Гравитационное моделирование выполнено в программе [Кочнев и др., 2011]. Разделение гравитационного влияния земной коры и верхней мантии проведено осреднением поля аномалий Буге в радиусе 125 км, отнесенное к влиянию мантийных плотностных неоднородностей. Также использовался сглаженный в круге такого же радиуса и рельеф дневной поверхности (см. рис. 2).

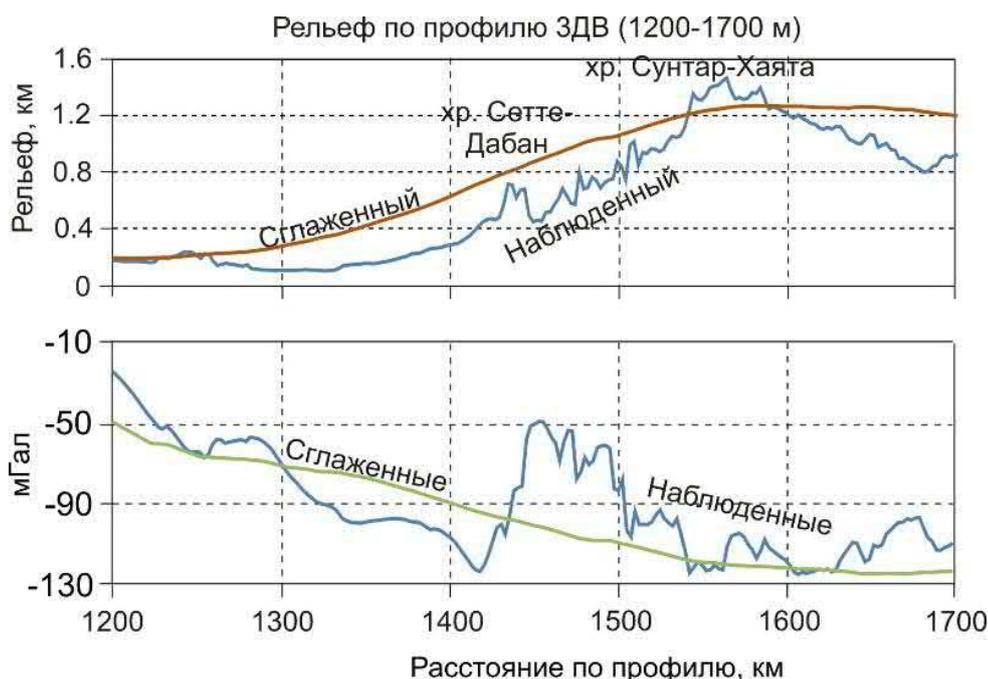


Рис. 2. Наблюденные и сглаженные в круге радиусом 125 км рельеф дневной поверхности (вверху) и гравитационное поле в аномалиях Буге (внизу)

При этом остаточные аномалии Буге в виде разности между полным аномальным полем и сглаженным можно отнести к влиянию коровых плотностных неоднородностей. Наблюдаемая уверенная корреляционная связь между сглаженным рельефом и гравитационным полем описывается соотношением $h=19.51g-741.65$ при $R^2=0.9988$ (h – рельеф, м, g – аномалии Буге, мГал), что свидетельствует об изостатическом состоянии литосферы в модели Эйри-Хейсканена [Суворов, Мельник, 2021].

Плотностная модель для гравитационного моделирования сформирована на основе сейсмической структурно-скоростной модели коры (рис. 1). Для расчета стартовых значений фоновой плотности в каждом слое использована корреляционная зависимость скорость–плотность по [Brocher, 2005]. При этом ее значения для каждого слоя определены средней величиной скорости. Далее проведен итерационный подбор значений плотности в земной коре, соответствующих остаточным аномалиям Буге по программе ADG-3D [Кочнев и др., 2011]. Результат характеризуется среднеквадратическим расхождением между модельными и экспериментальными значениями поля, не превышающим 2 мГал. Финальный шаг заключался в подборе плотности в верхах мантии (слой с подошвой под Мохо на глубине 62.5 км) по полному полю в аномалиях Буге с учетом распределения плотности в земной коре (рис. 3).

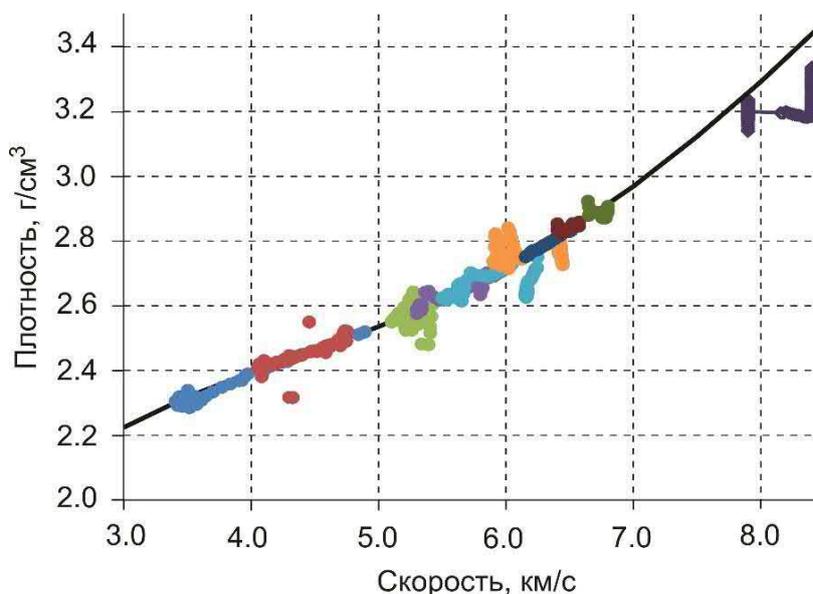


Рис. 3. Послойная корреляция скорость-плотность в земной коре и верхах мантии (сплошной линией показано изменение плотности по [Brocher, 2005], цветом плотность в слоях)

Как видно из рис. 3, слои коры характеризуются значительной латеральной плотностной неоднородностью при общей тенденции увеличения плотности и скорости с глубиной. Наиболее заметно отличающиеся пониженными значениями плотности от корреляции по [Brocher, 2005] наблюдаются для скорости на Мохо. Выделяются три блока верхней мантии, соответствующие участкам профиля 1200–1450, 1450–1515 и 1515–1700 км со значениями скорости 8.4, 8.4–8.15 и 7.9 км/с соответственно, которые в целом коррелируются с крупной блоковостью коры (см. рис. 1).

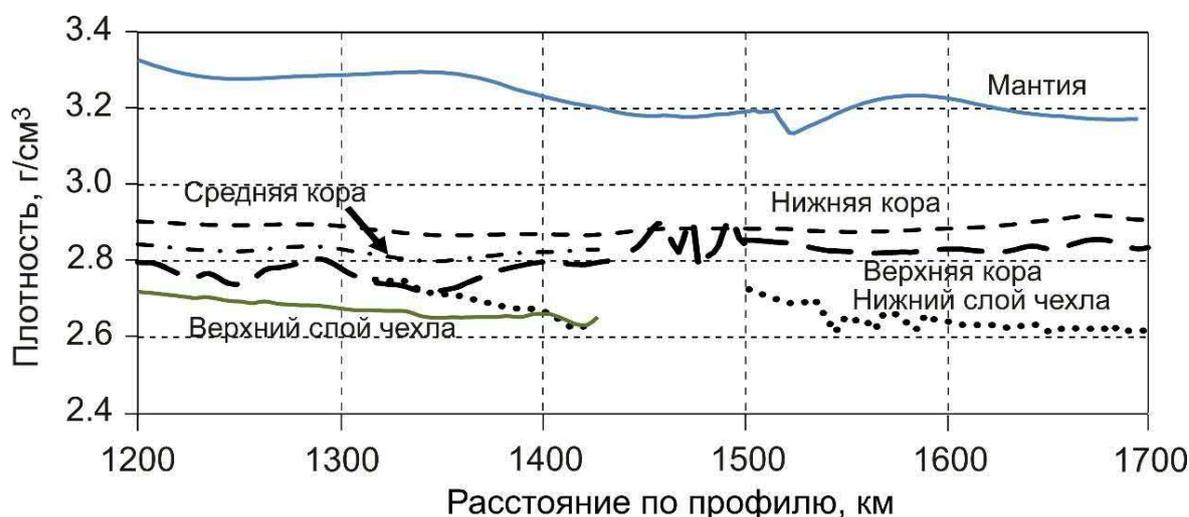


Рис. 4. Изменения плотности в слоях земной коры и верхах мантии. Дополнительно показаны ее значения в осадочном чехле

Дополнительная к сейсмической модели информация содержится в распределении плотности в слоях земной коры и верхней мантии (рис. 4). В целом разрез кристаллической земной коры представлен трехслойной моделью под Сибирским кратоном и двухслойной восточнее Сетте-Дабанской тектонической зоны. Интересно, что уменьшение плотности от 3.33 до 3.2 г/см³ в слое верхней мантии на участке профиля 1200–1512 км, относящегося к Сибирскому кратону, в целом коррелируется с изменением

скорости от 8.4 до 8.1 км/с (см. рис. 1). Наиболее заметное уменьшение плотности от 3.3 до 3.2 г/см³ наблюдается под Приверхоянским прогибом (участок 1350–1450 км), сохраняясь без изменения до 1520 км. Восточнее на участке 1525–1630 км скорость скачком уменьшается до 7.9 км/с и затем плавно увеличивается до 8.1 км/с. При этом на разломе плотность скачком уменьшается до 3.14 г/см³, плавно увеличиваясь далее до 3.24 г/см³ с последующим уменьшением до 3.17 г/см³. В слоях земной коры латеральные изменения плотности значительно меньше, чем в верхней мантии, за исключением слоя верхней коры, где плотность изменяется от 2.72 до 2.85 г/см³.

Для учета влияния латеральных изменений переменной мощности слоев на вариации обобщенной плотности можно использовать величину взвешенной ее величины $Ro = \sum h_i \rho_i / \sum h_i$, где подстрочный знак i соответствует порядковому номеру слоя.

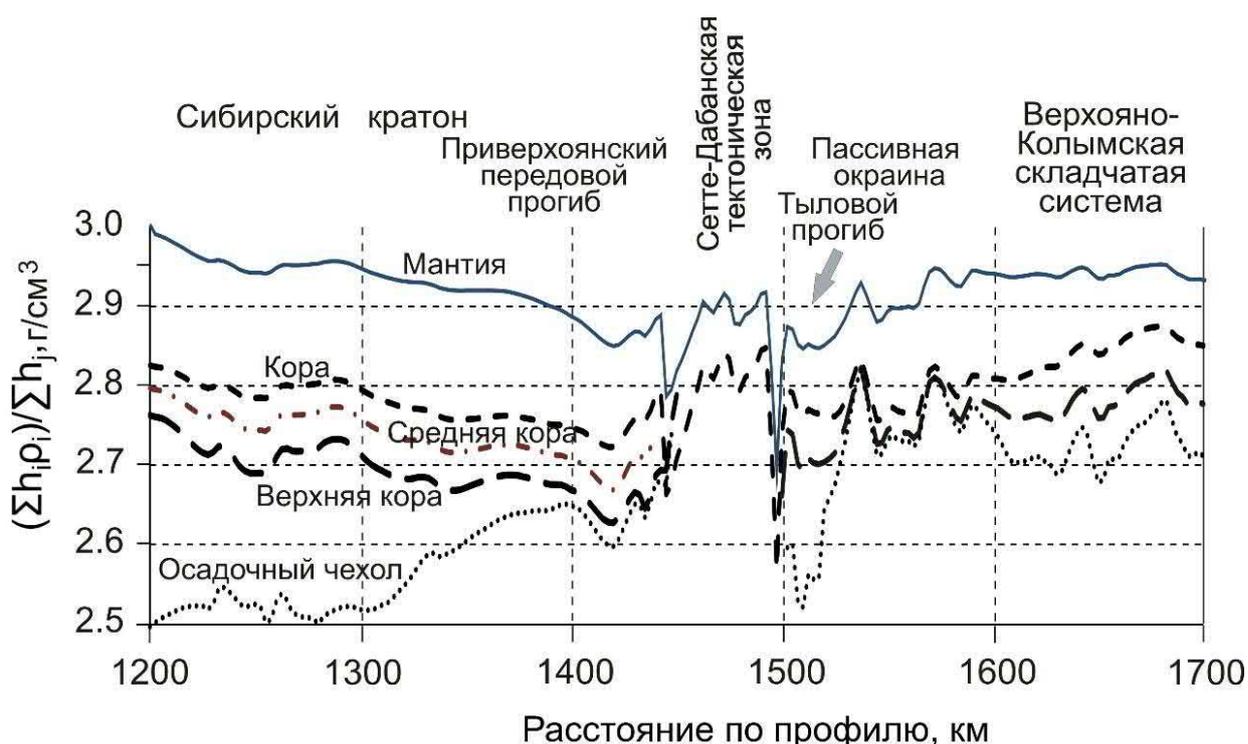


Рис. 5. Распределение взвешенной плотности в слоях земной коры и совместно со слоем в верхах мантии. Подписи на изолиниях соответствуют подошве слоев при значениях взвешенной плотности, относящиеся к покрывающей толще коры.

Полученные результаты представлены на рис. 5, где хорошо видно корреляцию взвешенной плотности между всеми уровнями суммирования на участке профиля 1200–1590 км. Такая особенность может быть связана с наложенной складчатостью, соответствующей пассивной континентальной окраине. При этом на восточном участке профиля (1500–1600 км), за пределами Сетте-Дабанской тектонической зоны амплитуда складчатости больше, чем на западной. Существенно также, что наибольшими латеральными вариациями взвешенной плотности характеризуются верхняя кора и вся ее мощность совместно со слоем верхов мантии. Средняя (в западной части профиля) и вся кора характеризуются значительно пониженными вариациями этой величины, тогда как ее амплитуды в слоистом осадочном чехле скачкообразно увеличиваются, изменяясь в соответствии с его мощностью. Наиболее контрастное локальное уменьшение взвешенной плотности наблюдается в трехслойном осадочном чехле Тылового прогиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главная особенность сейсмической модели консолидированной земной коры заключается в ее трехслойной структуре в пределах восточной окраины Сибирского кратона и двухслойной в Верхояно-Колымской складчатой системе, разделенных Сетте-Дабанской тектонической зоной. Наиболее контрастное понижение скорости на Мохо от 8.1 до 7.9 км/с можно принять за границу Сибирского кратона, ограниченного в коре наклонной под углом около 15° зоной разлома.

Мощность палеозойской части осадочного чехла в Приверхоянском прогибе и прилегающей к Сетте-Дабанской тектонической зоне восточной части профиля (1500–1600 км) со скоростью 5.2–6.1 км/с достигает 20–25 км. Дискуссионной является природа значений скорости 6.2–6.3 км/с в Приверхоянском прогибе, вероятно, относящихся к протерозойской толще пород.

Характер распределения плотностных неоднородностей значительно дополняет возможность изучения природы глубинных сейсмических неоднородностей. Неожиданным являются значительные вариации плотности в верхней коре и верхах мантии, при малых ее изменениях в среднем (западная часть профиля) и нижнем слоях коры. При этом возникает вопрос о природе латеральной неоднородности в виде значительных изменений мощности слоев при малых вариациях плотности.

Уверенная корреляция латеральных волнообразных изменений взвешенной плотности в зависимости от мощности покрывающей толщи земной коры свидетельствует о наложенной складчатости. При этом повышенная контрастность изменения взвешенной плотности наблюдается в верхнем слое консолидированной коры, который можно отнести к толще кристаллического фундамента и в слое верхней мантии, ограниченном границей Мохо и глубиной 62.5 км. Получается, что существуют два «фундамента», наиболее неоднородных по латеральным изменениям плотности и ее взвешенных значений, маркирующих кровлю коры и мантии.

Практически неизменный характер корреляции по вертикали взвешенной плотности прослеживается до 1600 км профиля, что можно принять за восточную границу континентальной пассивной окраины Сибирского кратона. Восточнее располагается собственно Верхояно-Колымская складчатая система.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2022-0021 «Региональные особенности структуры земной коры и верхов мантии платформенных и складчатых областей Сибири, их напряженно-деформированное состояние по данным сейсмологии, гравиметрии и геомеханики».

ЛИТЕРАТУРА

Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D-картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 43–48.

Кочнев В.А., Васильев Д.В., Сидоров В.Ю. Пакет для решения прямых и обратных трехмерных задач гравиметрии ADG-3D // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. – 2011. – № 2011611667.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 60–78.

Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическая модель зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (опорный профиль 3-ДВ) // *Физика Земли*. – 2021. – № 6. – С. 52–67, doi: 10.31857/S0002333721060107.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Под ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина. – М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. – 571 с.

Brocher T.M. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2005. – Vol. 95 (6). – P. 2081–2092, doi: 10.1785/0120050077.

Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in context of plate tectonics // *Tectonophysics*. – 1991. – Vol. 199 (2–4). – P. 319–342, doi: 10.1016/0040-1951(91)90177-T.

Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data // *Geophysical Journal International*. – 1999. – Vol. 139 (1). – P. 183–204, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x.

REFERENCES

Brocher T.M. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2005. – Vol. 95 (6). – P. 2081–2092, doi: 10.1785/0120050077.

Kashubin S.N., Mil'shtein E.D., Vinokurov I.Yu., Erinchek Yu.M., Serzhantov R.B., Tatarinov V.Yu. State network of geotransects and superdeep wells – the basis for 3d deep mapping of the Russian Federation and its continental shelf // *Regional Geology and Metallogeny*. – 2016. – Vol. 67. – P. 43–48.

Kochnev V.A., Vasiliev D.V., Sidorov V.Yu. Package for solving direct and inverse three-dimensional gravimetry problems ADG-3D // Certificate of state registration of a computer program [in Russian]. – 2011. – No. 2011611667.

Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in context of plate tectonics // *Tectonophysics*. – 1991. – Vol. 199 (2–4). – P. 319–342, doi: 10.1016/0040-1951(91)90177-T.

Sokolov S.D. Essay on the tectonics of the Northeast of Asia // *Geotectonics*. – 1991. – No. 6. – P. 60–78.

Suvorov V.D., Melnik E.A. Transition zone from the Siberian Craton to the Verkhoyansk-Kolyma folded system according to seismic data (Reference 3-DV Profile) // *Izv. Phys. Solid Earth*. – 2021. – Vol. 57 (6). – P. 864–877, doi: 10.1134/S1069351321060100.

Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Republic of Sakha Territory (Yakutia) [in Russian] – Nauka/Interperiodika, Moscow, 2001. – 571 p.

Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travelttime data // *Geophysical Journal International*. – 1999. – Vol. 139 (1). – P. 183–204, doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

СУВОРОВ Владимир Дмитриевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: развитие методики обнаружения и описания закономерностей распределения сейсмоплотностных и геомеханических параметров, определяющих структурообразование в земной коре.

ПАВЛОВ Евгений Владимирович – кандидат технических наук, научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики им. СО РАН. Основные научные интересы: интерпретация гравитационных аномалий в приложении к задачам тектонического районирования и разведки полезных ископаемых.

МЕЛЬНИК Елена Александровна – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности, ведущий научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: региональное изучение земной коры и верхней мантии платформенных и складчатых областей Сибири методами активной сейсмологии.

*Статья поступила в редакцию 28 ноября 2022 г.,
принята к публикации 4 декабря 2022 г.*



ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДВУМЕРНОЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЧИСЛЕННОЙ ИНВЕРСИЕЙ СИГНАЛОВ ГАЛЬВАНИЧЕСКОГО И ИНДУКЦИОННОГО КАРОТАЖА

А.А. Лапковская, К.В. Сухорукова, О.В. Нечаев, А.М. Петров

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
e-mail: lapkovskayaanya@gmail.com*

Практика применения методики двумерной инверсии данных скважинной электростратиграфии приводит к выводу о том, что получаемые результаты в достаточно большой степени зависят от набора вовлекаемых в инверсию сигналов зондов. На примере синтетических сигналов наиболее распространенных в геофизических компаниях приборов – бокового каротажного зондирования, бокового каротажа, высокочастотного электромагнитного зондирования и низкочастотного индукционного каротажа, в том числе и многозондового – рассмотрены возможности восстановления параметров проницаемых пластов в модели отложений нижнего мела Западной Сибири. Модель включает проницаемые пласты с зонами проникновения, разное стартовое значение глубины которого определяет возможность восстановления параметров зоны проникновения при инверсии данных разных комплексов методов.

Двумерная инверсия, геоэлектрическая модель, зона проникновения, боковое каротажное зондирование, боковой каротаж, индукционный каротаж, высокочастотный индукционный каротаж, синтетические сигналы

RECONSTRUCTION OF A 2D GEOELECTRIC MODEL BY NUMERICAL INVERSION OF GALVANIC AND INDUCTION LOGGING SIGNALS

A.A. Lapkovskaya, K.V. Sukhorukova, O.V. Nechaev, A.M. Petrov

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
e-mail: lapkovskayaanya@gmail.com*

The practice of two-dimensional inversion of electrolog signals leads to the conclusion that the results obtained to a large extent depend on the set of devices. Russian geophysical companies mainly use lateral logging (measuring by a set of gradient sondes), focusing lateral logging, high-frequency electromagnetic sounding and low-frequency induction logging, including multi-sonde tool. The article considers the possibilities of determining the parameters of permeable formations by two-dimensional inversion of synthetic signals for these tools, on the example of a geoelectric model of the Lower Cretaceous deposits in Western Siberia. The model includes permeable formations with mud filtrate invasion zones. The different starting value of the invasion depth determines the accuracy of estimating the parameters of the invaded zone by inverting the data of various sets of sonde signals.

Two-dimensional inversion, geoelectrical model, invaded zone, lateral logging, induction logging, high-frequency induction logging, simulated signals

ВВЕДЕНИЕ

Возможности определения электрофизических свойств геологической среды по данным каротажа ограничиваются прежде всего тем, что пространственное распределение физических параметров

восстанавливается по данным, измеренным на одной линии – в скважине. Некорректность задачи усиливается дискретностью представления данных и погрешностью их измерения, которые приводят к экспериментально обусловленной эквивалентности, увеличивающей неопределенность определяемых параметров дополнительно к характерной для каждого метода модельной эквивалентности [Табаровский и др., 1985; Табаровский, Эпов, 2006].

В большинстве случаев практики электрокаротажного зондирования численный анализ данных основывается на раздельном проведении одномерной инверсии (инверсии кривой зондирования) для выбранных методов, после чего полученные результаты обобщаются [Гурленов и др., 1997]. В связи с разными механизмами распространения полей и разными особенностями областей эквивалентности, процесс инверсии данных постоянного электрического (боксовое каротажное зондирование – БКЗ) и переменного электромагнитного (индукционный каротаж – ИК, высокочастотного индукционного каротажное изопараметрическое зондирование – ВИКИЗ) методов может приводить к плохо сопоставимым между собой моделям. Для того чтобы исключить такое кажущееся противоречие, необходима совместная инверсия данных комплекса выбранных методов в рамках единой интерпретационной модели. Комплексирование разных методов электрокаротажа признано одним из способов получения более достоверных геоэлектрических моделей сложнопостроенных отложений [Кнеллер, Потапов, 1992; Mezzatesta et al., 1994; Rabinovich, Tabarovsky, 2001; Yang, 2001; Li et al., 2007].

Повышение достоверности количественной интерпретации в классе одномерной цилиндрически-слоистой модели на основе совместной инверсии сигналов гальванических и индукционных зондирующих методов – БКЗ и ВИКИЗ – также показано в работе [Ельцов и др., 2005]. В этом случае более точно восстанавливается радиальное распределение УЭС, формирующееся при фильтрации бурового раствора в проницаемую породу во время и после бурения скважины, особенно при практически одновременном измерении сигналов зондирующих методов. Однако применимость такого подхода – совместной инверсии кривых зондирования – ограничивается при небольших толщинах коллекторов и/или изменении их свойств от кровли к подошве. Более обоснованным в этом случае является подход количественной интерпретации в классе двумерных моделей, например, с применением разработанного в ИНГГ СО РАН программного пакета Alondra WL численного моделирования сигналов электрокаротажных приборов и их инверсии. При расчете в двумерной модели учитывается влияние на сигналы неоднородности свойств вмещающих пород, а также изменение насыщения коллекторов от кровли к подошве и их слоистое строение, при этом подбирается не средний уровень сигнала в пласте, а изменение сигналов при профилировании отложений вдоль скважины [Петров и др., 2019]. Кроме этого, модель содержит скважину с буровым раствором, при этом диаметр скважины и значение УЭС раствора в ней задаются индивидуально для каждого пласта. В каждом проницаемом пласте модели можно задать необходимое количество радиальных зон, описывающих изменение электрических свойств, обусловленное фильтрацией бурового раствора в момент и после вскрытия. При инверсии варьируются значения УЭС и диэлектрической проницаемости, положения горизонтальных границ пластов и радиальных границ измененных зон [Сухорукова и др., 2020].

Основой системы инверсии сигналов в классе двумерных моделей (2D инверсия, 2D модель) являются представленные в работах [Нечаев, Глинских, 2017; Петров и др., 2018] конечно-элементные алгоритмы для моделирования сигналов ВИКИЗ, БКЗ, БК и ИК (включая многозондовый). Тем не менее, при 2D инверсии больших интервалов с контрастными тонкими пластами встает вопрос о достоверности определяемых параметров модели, а также о возможности восстановления параметров зоны, измененной

фильтрацией бурового раствора в пластах-коллекторах, в зависимости от набора используемых методов [Петров, Сухорукова, 2020].

Чтобы оценить возможность восстановления параметров 2D геоэлектрической модели по данным различных комплексов методов электрокаротажа проведен следующий численный эксперимент.

На основе анализа практических данных из нескольких скважин Имилорского месторождения выявлены типичные электрофизические свойства разреза, и для наиболее сложного сочетания проницаемых и непроницаемых пластов создана обобщенная синтетическая модель мелового коллектора. Для этой модели рассчитаны сигналы зондов различных методов, которые в разных комбинациях подвергались совместной численной инверсии в классе 2D геоэлектрических моделей для анализа возможностей восстановления параметров исходной модели.

Геоэлектрическая модель включает три проницаемых песчаных пласта, с понижением УЭС неизменной части от нижнего пласта к верхнему: 10, 8 и 6 Ом·м, толщина зон проникновения также уменьшается снизу вверх: 0.4, 0.3, 0.2 м при значениях УЭС 25, 30 и 25 Ом·м соответственно (рис.1). Толщины пластов 1.6, 1.8, 3.0 м от нижнего к верхнему.

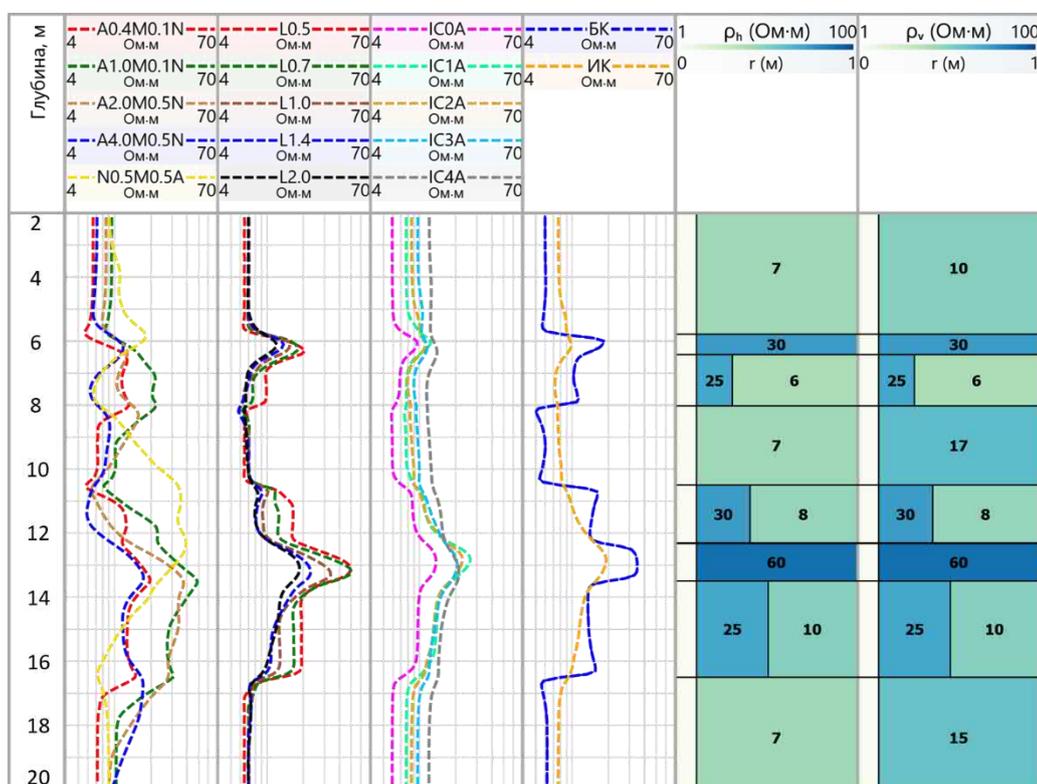


Рис. 1. Синтетическая модель и рассчитанные сигналы (слева направо): горизонтальное и вертикальное УЭС пласта (ρ_h и ρ_v , цвет и числа на блоках модели, Ом·м), отметки глубины (м), кажущееся УЭС: БКЗ, ВИКИЗ, БК и ИК, БИК

Такое изменение УЭС коллекторов соответствует реально встречающемуся и может быть обусловлено влиянием электропроводности глинистого компонента твердой матрицы. Вмещающие пласты сложены электрически анизотропными глинистыми породами, их горизонтальное УЭС $\rho_h = 7$ Ом·м, вертикальное – $\rho_v = 10$ Ом·м в верхнем пласте и 15 Ом·м – в нижнем. Параметры глинистого пласта между коллекторами: $\rho_h = 7$ Ом·м, $\rho_v = 17$ Ом·м, толщина 2.5 м. Значения УЭС пластов изотропного карбонизированного песчаника над коллектором и над нижним проницаемым пластом 30 и 60 Ом·м, толщины 0.6 и 1.2 м. Диаметр скважины 0.216 м, УЭС глинистого бурового раствора 0.9 Ом·м.

Рассчитанные сигналы зондов БКЗ, БК, ВИКИЗ, ИК, 5ИК приведены на рис. 1. Эти сигналы в разных комбинациях далее подавались как "экспериментальные" на вход алгоритма инверсии для построения геоэлектрической модели, с разных стартовых значений параметров блоков. Параметры полученных моделей приведены на рисунках 2–11 в виде графиков, рассчитанные в них сигналы – подобранные – показаны сплошными линиями вместе с исходными "экспериментальными", нанесенными пунктиром.

Восстановление параметров модели при 2D инверсии анализировалось для трех комплексов сигналов: БКЗ + БК + ВИКИЗ; БКЗ + БК + ИК; БКЗ + БК + 5ИК. При этом исследовалось, как на точность восстановления параметров влияет стартовое значение толщины зоны проникновения. Значения толщины ЗП в стартовой модели задавались равными 0.1, 0.2 и 0.5 м. Минимальное значение – 0.1 м – взято потому, что целесообразно проверить работу быстрых нейросетевых аналогов точных решений прямых задач, обученных на расчетных выборках сигналов в моделях с минимальной толщиной ЗП, равной 0.1 м. Для исследования возможностей программного комплекса при подборе сигналов с однородной по УЭС модели стартовые значения УЭС всех пластов брались равными 10 Ом·м.

ИНВЕРСИЯ КОМПЛЕКСА ДАННЫХ БКЗ + БК + ВИКИЗ

Достоверное определение параметров ЗП по данным отдельных методов каротажа практически невозможно из-за недостаточной чувствительности зондов к отдельным блокам модели. В комплексе ГИС, применяемом в Западной Сибири, наилучшим радиальным разрешением обладает метод высокочастотного индукционного изопараметрического зондирования (ВИКИЗ), сигналы которого наиболее чувствительны к геоэлектрическим параметрам измененной зоны [Ульянов, Эпов, 1998; Эпов и др., 2001], но и для этого метода характерна значительная эквивалентность определяемых значений толщины и УЭС ЗП. В работах по комплексной электрофизической и гидродинамической интерпретации уточнение параметров ЗП достигалось совместной численной инверсией кривых зондирования данных ВИКИЗ и БКЗ [Ельцов и др., 2005]. Недостаточная чувствительность сигналов ВИКИЗ к УЭС ЗП, большому по сравнению с УЭС коллектора со смешанным насыщением, компенсируется большей зависимостью сигналов градиент-зондов именно от высокоомных частей пласта, и диапазоны возможных значений УЭС и толщины становятся значительно уже, чем для каждого метода в отдельности. Более точное определение параметров ЗП, в свою очередь, ограничивает диапазон возможных значений УЭС неизменной части пласта.

Тем не менее, зонды ВИКИЗ сконструированы таким образом, чтобы исключать влияние на сигнал токов, индуцируемых в скважине с буровым раствором.

Установленное в программе инверсии ограничение на минимальную возможную толщину зоны проникновения, равное 0.1 м, а также небольшая чувствительность сигналов ВИКИЗ к параметрам тонкой прискважинной зоны, приводят к тому, что подбор сигналов при стартовом значении толщины ЗП, равном 0.1 м, определяется чувствительностью гальванических сигналов и идет преимущественно за счет варьирования значением УЭС ЗП (рис. 2). Алгоритм подбирает завышенное значение УЭС ЗП, оставляя определяемую ширину зоны, приближенной к стартовому значению. При этом значения УЭС проницаемых пластов также оказываются завышенными относительно исходных: на 0.5 Ом·м в верхнем пласте, на 1.5 Ом·м – в среднем и на 2.0 Ом·м – в нижнем. То есть, превышение УЭС пласта над модельным достигает 20 %. В анизотропных пластах горизонтальное УЭС определяется практически равным исходным значениям, а вертикальное – равным или немного заниженным (в нижнем пласте).

Следует отметить очень хорошее качество подбора сигналов зондов постоянного тока, небольшие расхождения подбираемого и подобранного сигналов заметны только для градиент-зонда длиной 4 м в нижней половине расчетного интервала и не превышают 10 %. При этом исходные сигналы всех зондов ВИКИЗ оказываются подобранными только на интервалах непроницаемых пластов. В проницаемых пластах подбирается средний уровень наиболее близких сигналов длинных зондов (верхний и средний пласты) или примерно средний для всех зондов уровень (нижний пласт), что говорит о необходимости дополнительной инверсии в интервалах коллекторов с увеличением веса сигналов ВИКИЗ в суммарной невязке и уменьшением набора подбираемых параметров за счет запрета варьирования параметрами пластов, находящихся в хорошо подобранных интервалах.

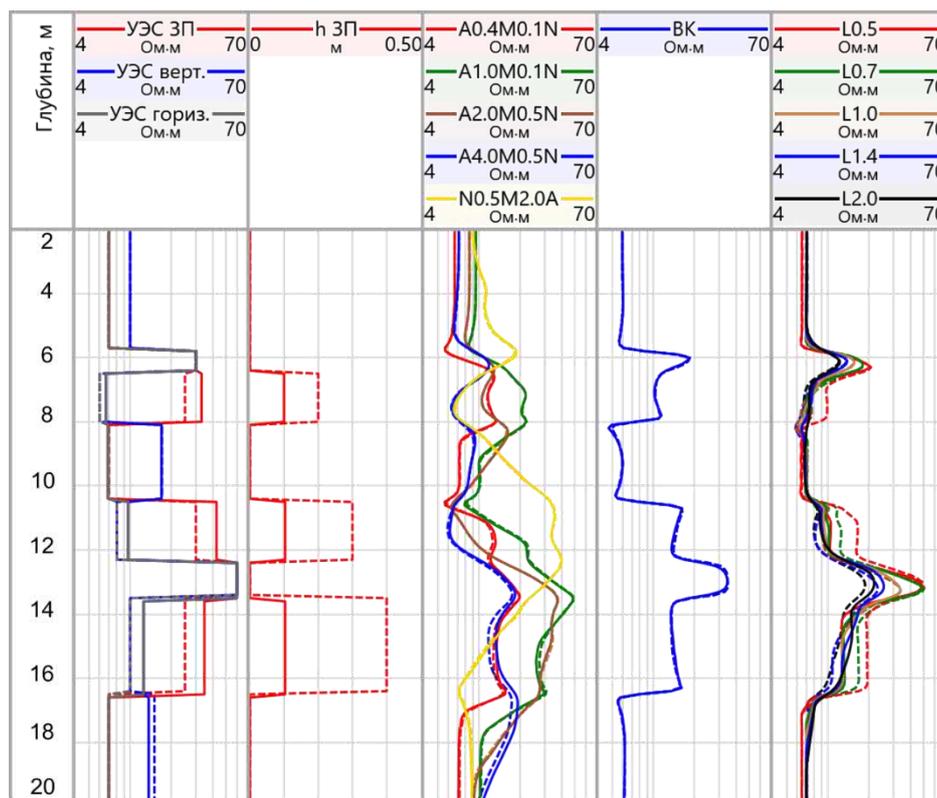


Рис. 2. Результат инверсии данных БКЗ, ВИКИЗ, БК (стартовая толщина зоны проникновения 0.1 м). Слева направо: УЭС ЗП, горизонтальное (УЭС гориз.) и вертикальное (УЭС верт.) пласта; толщина ЗП (h ЗП); кажущееся сопротивление по данным: БКЗ (A0.4M0.1N, ... N0.5M2.0A), БК, ВИКИЗ (L0.5, ..., L2.0). Пунктир – значения параметров и сигналов в исходной модели, сплошная линия – то же в подобранной модели

При стартовом значении ширины зоны проникновения 0.2 м (рис. 3) качество подбора исходных сигналов ВИКИЗ повышается по сравнению с подбором при стартовом значении ширины ЗП 0.1 м. Сигналы зондов постоянного тока практически совпадают с исходными "экспериментальными", в том числе и четырехметрового градиент-зонда. Значения УЭС проницаемых пластов становятся ближе к исходным: превышают на 0.03 Ом·м в верхнем пласте, на 0.09 Ом·м – в среднем и на 0.8 Ом·м – в нижнем. Определяемая алгоритмом толщина зоны проникновения в верхнем проницаемом пласте соответствует модельному значению, УЭС ЗП занижено на 0.08 Ом·м, в среднем пласте значение толщины ЗП занижено на 0.015 м, УЭС ЗП занижено на 0.3 Ом·м, в нижнем толщина ЗП занижена на 0.064 м, а ее УЭС завышено на 1.4 Ом·м. То есть в нижнем пласте, при вполне удовлетворительном качестве подбора сигналов, определяется эквивалентная модельной зона проникновения: толщина меньше, а УЭС больше.

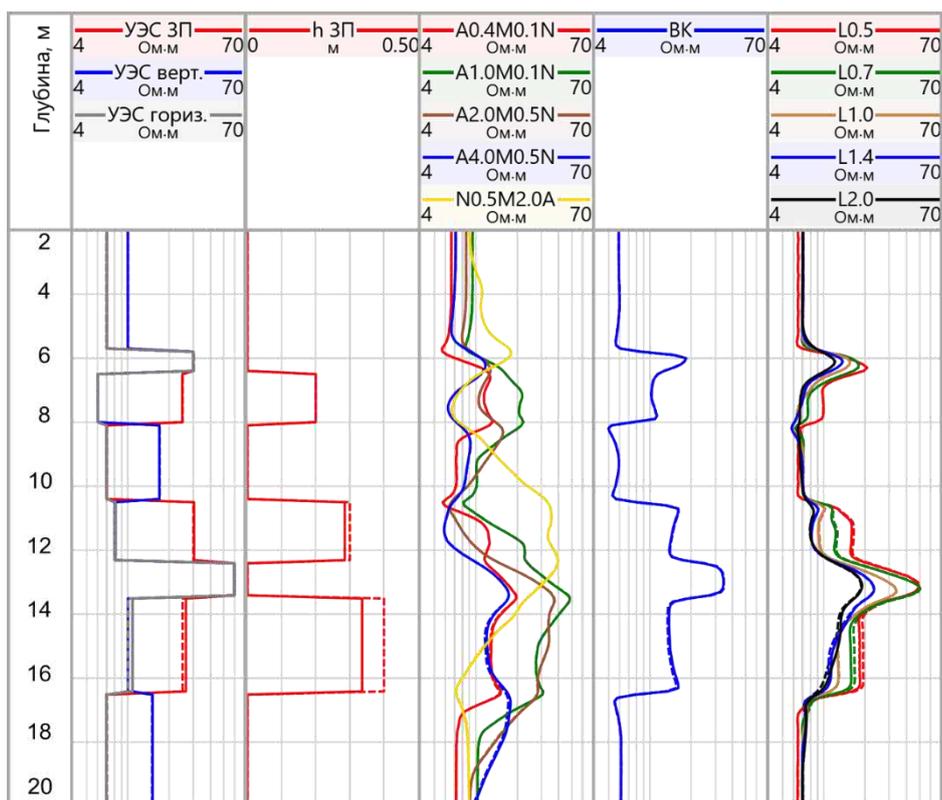


Рис. 3. Результат инверсии данных БКЗ, ВИКИЗ, БК со стартовой шириной зоны проникновения 0.2 м. Обозначения см. рис. 2

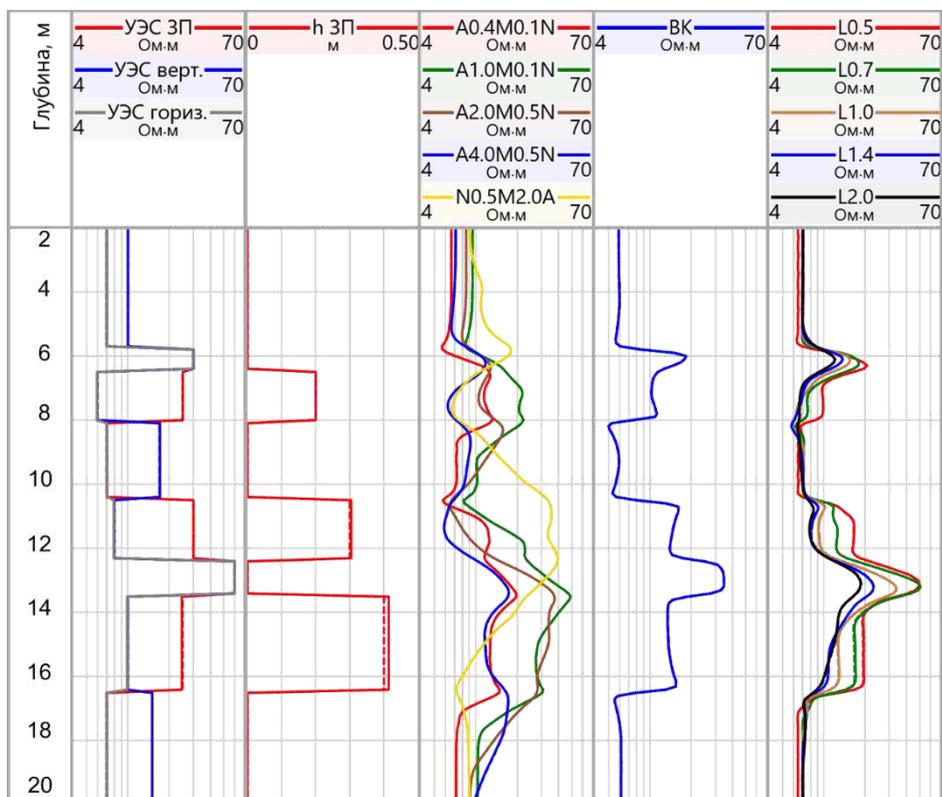


Рис. 4. Результат инверсии данных БКЗ, ВИКИЗ, БК со стартовой шириной зоны проникновения 0.5 м. Обозначения см. рис. 2.

В результате подбора сигналов при стартовом значении ширины ЗП 0.5 м (рис. 4) значения УЭС пронизаемых пластов отличаются от исходных не более чем на толщину линии, т. е. не более чем на 0.1 Ом·м. Параметры зоны проникновения также соответствуют модельным: погрешность в верхнем и среднем пластах не более 0.1 Ом·м, в нижнем пласте около 1 Ом·м, ширина совпадает с модельным значением с точностью до ширины линии в двух верхних пластах и определяется больше на 0.01–0.02 м – в нижнем. При визуальной оценке исходных и полученных сигналов всех представленных методов интервалы расхождений сигналов постоянного тока не выявляются, сигналы коротких зондов ВИКИЗ немного различаются в нижнем пронизаемом пласте (не более чем на 0.5 Ом·м).

Полученные при совместной инверсии данных БКЗ, ВИКИЗ и БК результаты – основание для вывода о том, что при выборе стартовой модели большее внимание следует уделять не столько значениям УЭС, которые подбираются даже с однородного приближения, сколько значениям глубины измененной зоны: если стартовая толщина ЗП слишком мала, чувствительности к ней сигналов ВИКИЗ не хватает, поэтому варьируется прежде всего УЭС ЗП, что обеспечивает хороший подбор сигналов БКЗ и БК, малые значения суммарной невязки и завершение инверсии с плохим качеством подбора сигналов ВИКИЗ.

ИНВЕРСИЯ КОМПЛЕКСА ДАННЫХ БКЗ + БК + ИК

В некоторых случаях совместная инверсия данных БКЗ и ВИКИЗ невозможна, даже если при измерениях соблюдалась технология и известны условия измерения. Основные причины – это разное время каротажа этими методами относительно бурения, в течение которого изменялась прискважинная зона, влияние эксцентриситета прибора в скважине, а также влияние поляризационных (диэлектрических) эффектов, из-за которого в отложениях определяется совершенно разное кажущееся сопротивление по методам постоянного и высокочастотного переменного тока в классе резистивных моделей. При несоблюдении технологии измерения, требований к калибровке приборов, при проведении неуказанной заказчиком предобработки могут оказаться измененными сигналы нескольких зондов, что также приводит к несогласованности данных. Кроме того, в архивных материалах данные ВИКИЗ не содержатся, т. к. метод еще не был разработан. Как альтернативный вариант, в таких скважинах для повышения качества подбираемой при двумерной инверсии геоэлектрической модели можно использовать комплекс данных БКЗ, БК и ИК.

Для глубинного индукционного каротажа максимальна чувствительность к УЭС неизменной части пласта. Кажущееся сопротивление пласта по данным одного зонда ИК будет искажено влиянием зоны проникновения фильтра промывочной жидкости в пласт и тем больше, чем глубже проникновение. Поэтому традиционно сигналы ИК используют в основном для выявления относительно проводящих пластов разреза, к УЭС, которых велика чувствительность даже при наличии повышающей ЗП. Для уменьшения области эквивалентности по параметрам зоны проникновения в этом случае могут быть привлечены приборы, глубинность зондов которых меньше по сравнению с индукционным методом [Антонов и др., 2008].

Данные БК, с другой стороны, при наличии повышающего проникновения фильтра бурового раствора в значительной степени определяются сопротивлением именно повышающей зоны проникновения, поэтому метод не дает надежной информации об УЭС неизменной части пласта. Тем не менее для зонда БК характерна высокая чувствительность к тонким высокоомным пластам в

непроницаемых частях разреза, неправильная оценка параметров которых может привести к ошибкам при учете зон экранирования в сигналах БКЗ.

При совместной инверсии комплекса данных БКЗ, БК и ИК в проницаемых пластах рассматриваемой модели алгоритм подбирает сигналы за счет варьирования значениями УЭС, и практически не изменяет ширину зоны при всех трех заданных стартовых значениях (рис. 5–7).

При стартовом значении ширины ЗП 0.1 м (рис. 5) УЭС проницаемых пластов завышено на 0.2 Ом·м в верхнем пласте, на 0.6 Ом·м в среднем и на 0.95 Ом·м в нижнем. Значения УЭС ЗП значительно завышены в каждом проницаемом пласте: в верхнем на ≈ 8 Ом·м, в среднем и нижнем – на ≈ 16 Ом·м. Таким образом алгоритм инверсии скомпенсировал влияние небольшой толщины зоны проникновения, чувствительность к которой низка.

Значение сигнала ИК в подобранной модели незначительно завышено относительно исходного сигнала на двух интервалах между проницаемыми пластами, завышение составляет не более 1 Ом·м в наиболее высокоомном пласте. Немного занижены подобранные сигналы БК в интервале среднего проницаемого пласта (не более чем на 0.5 Ом·м). Наибольшие расхождения подобранных и исходных сигналов наблюдаются для зондов A0.4M0.1N и A2.0M0.5N на интервале нижнего проницаемого пласта, зонда A0.4M0.1N – в среднем и A4.0M0.5N ниже среднего проницаемого пласта. Эти расхождения не превышают 1 Ом·м, притом подобранные сигналы короткого зонда больше "экспериментальных", а зонда A2.0M0.5N – меньше, A4.0M0.5N – расхождение подобранных и исходных сигналов не превышает 0.5 на интервале высокоомного пласта и нижнего проницаемого интервала, и не превышают 1 Ом·м в нижнем непроницаемом пласте.

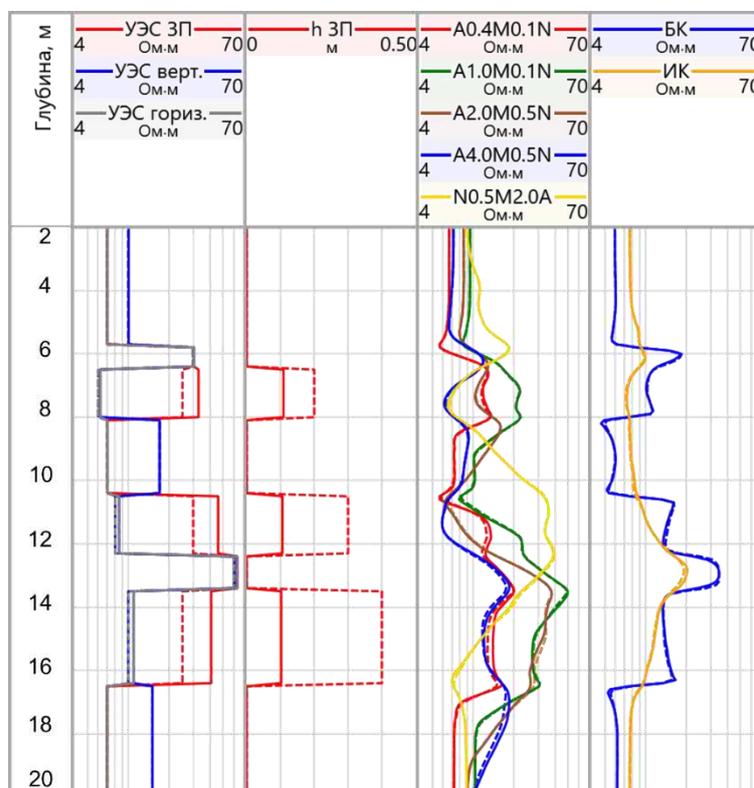


Рис. 5. Результат инверсии данных БКЗ, БК, ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.1 м. Обозначения см. рис. 2

При стартовом значении ширины ЗП 0.2 м (рис. 6) УЭС проницаемых пластов завышено на 0.1 Ом·м в верхнем пласте, на 0.6 Ом·м в среднем и на 0.5 Ом·м в нижнем. Значения УЭС ЗП завышены, как и в предыдущем случае, но не так сильно: в верхнем проницаемом пласте на 0.6 Ом·м, в среднем – на 3.8 Ом·м и нижнем – на 7.6 Ом·м. То есть, при вдвое большей, чем на рис. 5, толщине ЗП превышение УЭС над исходным становится много меньше.

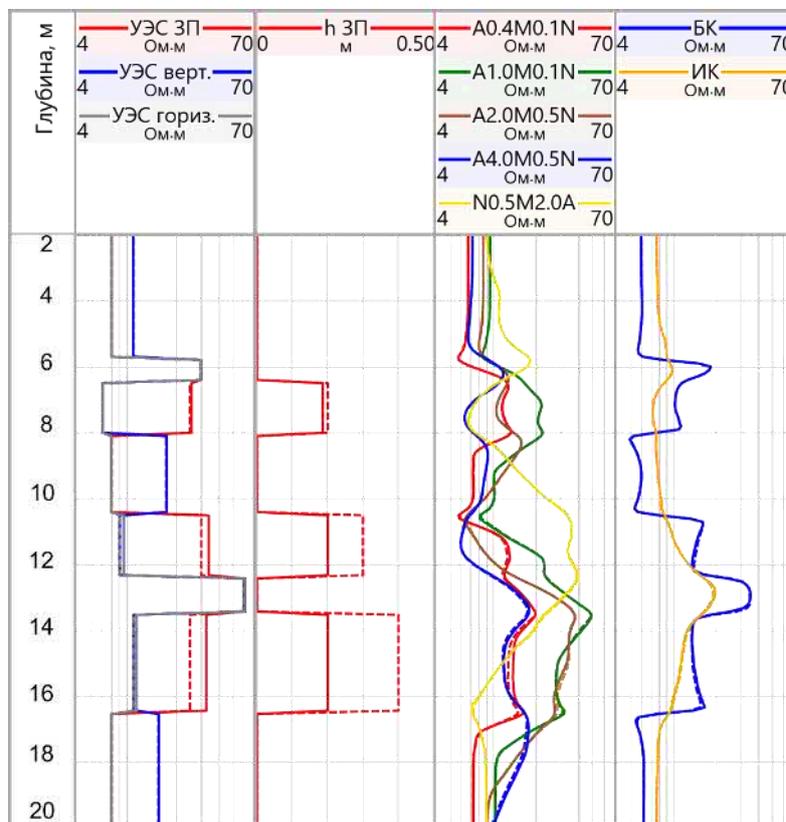


Рис. 6. Результат инверсии данных БКЗ, БК, ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.2 м. Обозначения см. рис. 2

Значение сигнала ИК в подобранной модели практически совпадает с исходным сигналом, занижение сигналов БК такое же небольшое и в тех же интервалах. Расхождения подобранных и исходных сигналов заметны для тех же градиент-зондов A0.4M0.1N, A2.0M0.5N и A4.0M0.5N на тех же интервалах, но на меньшие величины.

Увеличение стартового значения толщины ЗП до 0.5 м (рис. 7) приводит к лучшему подбору сопротивлений в среднем и нижнем проницаемых пластах, в которых это значение близко к значению в исходной модели (два нижних пласта). В верхнем пласте намечается некоторое изменение параметра в сторону модельного значения: толщина ЗП уменьшается с 0.50 до 0.43 м. УЭС проницаемых пластов занижено в верхнем и среднем пласте на 0.6 Ом·м, в нижнем на 0.1 Ом·м, т. е. не более чем на 10%. Значения УЭС ЗП занижаются относительно исходных: в верхнем проницаемом слое на 6.6 Ом·м, в среднем на 4.8 Ом·м, а в нижнем на 2.3 Ом·м. То есть для большей, чем исходная, толщине ЗП подбираются меньшие значения УЭС как пластов, так и зон проникновения. Наилучший подбор значений УЭС обеспечивается только при толщине ЗП, близкой к толщине в исходной модели.

Значение сигналов в подобранной модели практически совпадает с исходными сигналами для всех зондов кроме A0.4M0.1N и A4.0M0.5N. Наибольшее расхождение для зонда A0.4M0.1N около

1.5 Ом·м заметно на интервале верхнего проницаемого пласта, для зонда А4.0М0.5N – около 0.5 Ом·м на интервале под верхним проницаемым пластом.

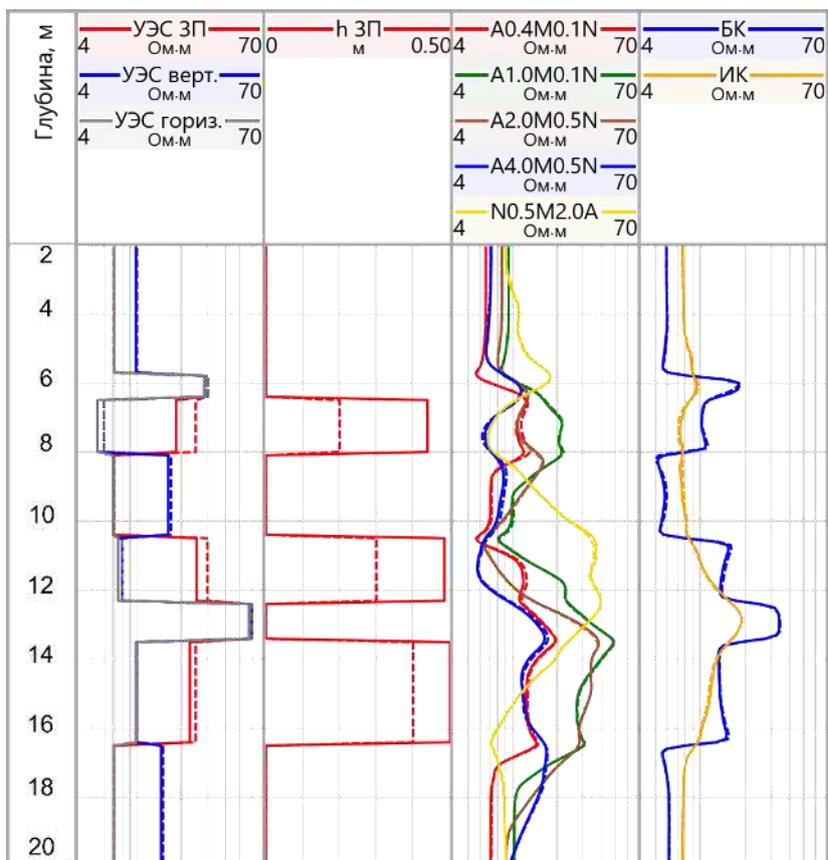


Рис. 7. Результат инверсии данных БКЗ, БК, ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.5 м. Обозначения см. рис. 2

Таким образом, для комплекса БКЗ, БК и ИК характерна эквивалентность параметров зоны проникновения, а именно ее толщины и УЭС. Сигналы зондов БКЗ и БК в большей степени чувствительны к УЭС неглубокой прискважинной зоны, чем к ее толщине, и алгоритм инверсии варьирует прежде всего УЭС и подбирает его более высокое значение при меньшей толщине зоны или наоборот.

ИНВЕРСИЯ КОМПЛЕКСА ДАННЫХ БКЗ + БК + 5ИК

В некоторых скважинах проводится каротаж методом многозондового низкочастотного индукционного каротажа (4ИК или 5ИК).

По результатам инверсии данных БКЗ, БК, 5ИК со стартовой толщиной зоны проникновения 0.1 м видна тенденция увеличения этого параметра от верхнего к нижнему проницаемому пласту, что соответствует модели (рис. 8). Тем не менее, значения толщины занижены относительно модельных: в верхнем пласте 0.17 вместо 0.20 м, в среднем – 0.24 вместо 0.30 м, в нижнем 0.26 вместо 0.40 м. Значение УЭС зон проникновения завышено на 1.4, 2.3 и 3.7 Ом·м соответственно. Значение УЭС проницаемых пластов завышено в верхнем пласте на 0.2 Ом·м, в среднем на 0.4 Ом·м, в нижнем на 0.7 Ом·м. Точность подбора сигналов лучше, чем обычно допускается при инверсии практических данных, однако видны систематические расхождения на интервалах проницаемых пластов.

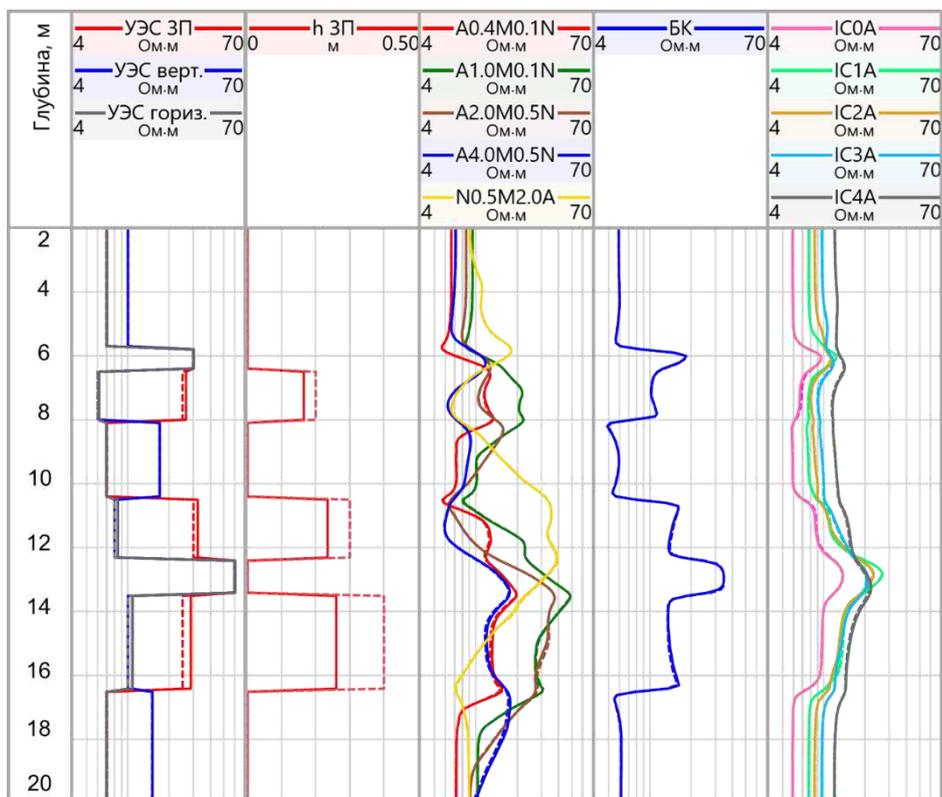


Рис. 8. Результат инверсии данных БКЗ, БК, 5ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.1 м. Обозначения см. рис. 2.

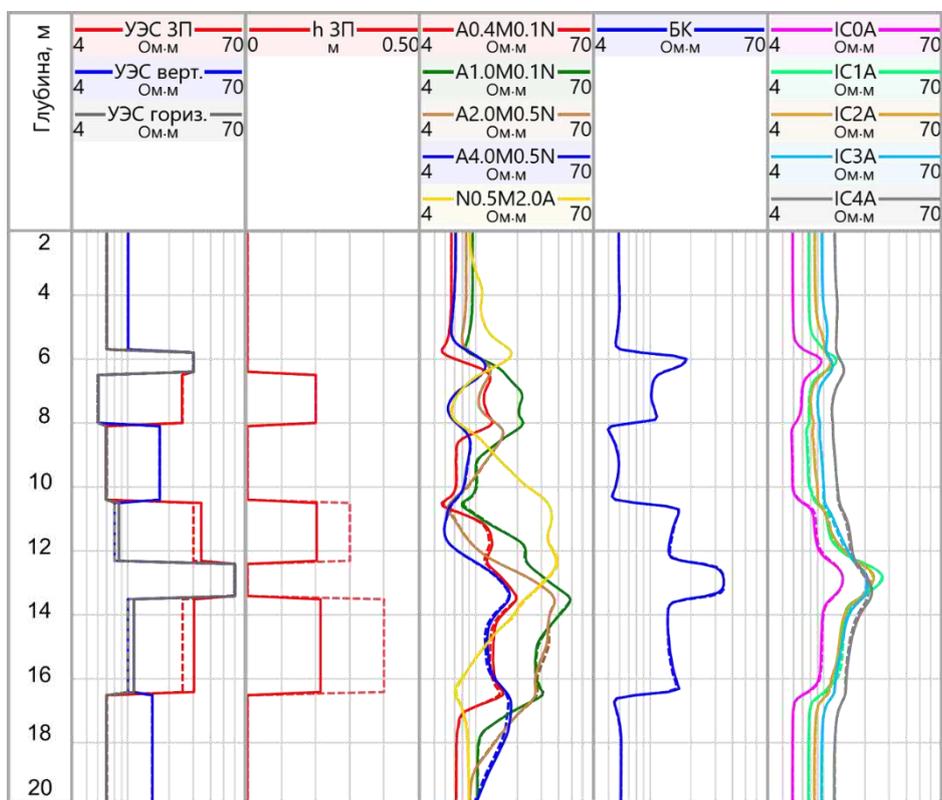


Рис. 9. Результат инверсии данных БКЗ, БК, 5ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.2 м. Обозначения см. рис. 2.

При других стартовых значениях толщина ЗП почти не отклоняется от них. При стартовом значении толщины ЗП 0.2 м УЭС ЗП в верхнем пласте занижено на 0.3 Ом·м, в среднем – завышено на 4.1 Ом·м, а в нижнем на 5.3 Ом·м; УЭС проницаемых пластов завышено на 0.03, 0.59 и 1.0 Ом·м соответственно (рис. 9), т. е. менее чем на 10 %. Точность подбора сигналов увеличилась только в верхнем проницаемом пласте, в котором ширина ЗП равнялась стартовому значению. В остальных пластах заметны практически не значимые расхождения.

При стартовом значении 0.5 м УЭС ЗП в верхнем пласте занижено на 6.0 Ом·м, в среднем на 3.4 Ом·м, а в нижнем на 2.1 Ом·м; УЭС проницаемых пластов занижено на 1.0 (17 %), 1.0, 0.5 Ом·м соответственно (рис. 10). Сигналы лучше всего подобраны на интервале нижнего проницаемого пласта, поскольку толщина ЗП близка к модельному значению. Наихудшее качество подбора наблюдается для зондов А0.4М0.1N, IC0A, IC1A и IC4A на интервале верхнего проницаемого пласта, что связано, скорее всего, с наибольшим несоответствием значения толщины ЗП значению в исходной модели. Погрешность подбора сигналов в остальных интервалах не превышает значений, допустимых при инверсии практических сигналов.

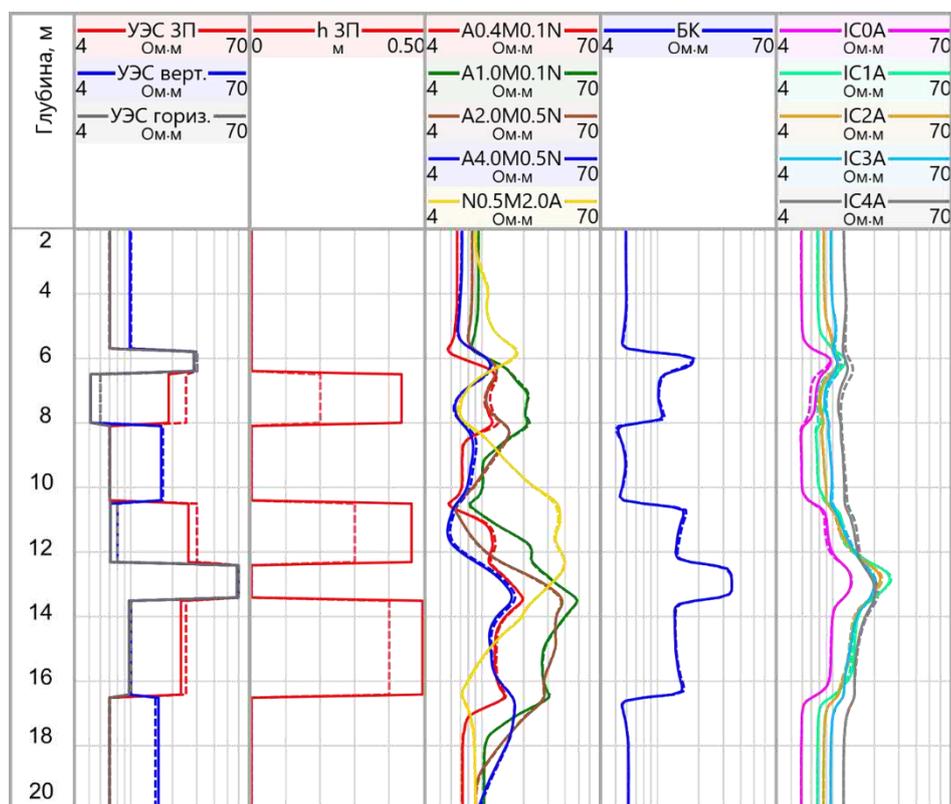


Рис. 10. Результат инверсии данных БКЗ, БК, 5ИК со стартовой шириной зоны проникновения 0.5 м. Обозначения см. рис. 2

Несмотря на увеличение количества зондов и наличие зондирующего параметра – разной длины зондов – нет достаточных оснований однозначно сказать о преимуществах многозондового индукционного каротажа по сравнению с однозондовым ИК в рассмотренной модели отложений.

Добавление к комплексу зондов постоянного тока данных низкочастотного индукционного каротажа не приводит к улучшению определения параметров зоны проникновения.

ВЫВОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведенного численного эксперимента исследованы возможности совместной численной инверсии данных разных комплексов скважинной электрометрии в классе двумерных геоэлектрических моделей. Значения УЭС и толщин проницаемых и непроницаемых пластов и зон проникновения взяты соответствующими нижнемеловым отложениям Широтного Приобья (Имилорское месторождение).

Для трех встречающихся в материалах ГИС комплексов методов электрокаротажа получены следующие результаты:

- комплексы БКЗ, БК, ИК и БКЗ, БК, 5ИК: корректно определяется пластовое УЭС при широкой области эквивалентности параметров зоны проникновения;
- комплекс БКЗ, БК, ВИКИЗ: корректно определяется пластовое УЭС, при достаточной ширине повышающей зоны проникновения ее параметры определяются корректно, но возможно отсутствие чувствительности при ее толщине около 0.1 м.

Для повышения достоверности определяемых при двумерной инверсии параметров геоэлектрической модели можно предложить следующие методические приемы.

- При построении стартовой модели желательно заранее оценить толщину зоны проникновения, особенно при комплексировании сигналов зондов БКЗ с сигналами низкочастотного ИК. В общем случае не рекомендуется использовать в стартовой модели толщины зоны проникновения менее 0.2 м.
- После инверсии большого многопластового интервала следует анализировать качество подбора в целевых проницаемых пластах и при необходимости уточнять их параметры повторной инверсией в ограниченной области с варьированием стартового значения толщины зоны проникновения.

Во всех случаях сигналы постоянного тока подбираются с небольшой невязкой, что говорит об их слабой чувствительности к толщине ЗП в рассмотренном диапазоне ее значений, которая компенсируется за счет подбора УЭС ЗП и пласта. То есть для любого значения толщины будет найдено такое УЭС, что рассчитанные сигналы совпадут с измеренными в пределах погрешности измерения. При этом если в стартовой модели толщина ЗП занижена, то УЭС неизменной части коллекторов может завышаться, но не более чем на 10 %, а при условии отсутствия чувствительности сигналов ВИКИЗ к тонкой зоне проникновения, т. е. при ее толщине около 0.1 м, – в пределах 20 %.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2022-0026 «Инновационные аспекты электродинамики в задачах разведочной и промысловой геофизики».

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Ю.Е., Кашеваров А.А., Ельцов И.Н.** Совместная инверсия данных индукционного и электрического микрокаротажа // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2008. – Т. 5. – С. 121–126.
- Гурленов Е.М., Данилов В.Н., Зубарев А.П.** Комплексирование геолого-технологических, геофизических, геохимических и петрофизических исследований // Каротажник. – 1997. – № 34. – С. 49–54.
- Ельцов И.Н., Эпов М.И., Кашеваров А.А.** Новый системный подход к интерпретации данных ГИС и ГТИ на основе комплексных геофизических и гидродинамических моделей // Технологии ТЭК. – 2005 – № 2 (21) – С. 12–18.

- Кнеллер Л.Е., Потапов А.П.** Определение удельного электрического сопротивления пластов при радиальной и вертикальной неоднородности разреза скважин // Геофизика. – 2010. – № 1. – С. 52–64.
- Нечаев О.В., Глинских В.Н.** Быстрый прямой метод решения обратной задачи электрического каротажа в нефтегазовых скважинах // Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии. – 2017. – № 15 (4). – С. 53–63, doi: 10.25205/1818-7900-2017-15-4-53-63.
- Петров А.М., Нечаев О.В., Сухорукова К.В.** Быстрая совместная двумерная инверсия данных электромагнитных и гальванических каротажных зондирований с определением вертикального сопротивления // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Международный научный конгресс (г. Новосибирск, 23–27 апреля 2018 г.): Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 6 т., СГУГиТ, Новосибирск. – 2018. – Т. 4. – С. 90–98.
- Петров А.М., Сухорукова К.В.** Оценка погрешности определения параметров среды при двумерной инверсии сигналов российского электрокаротажа с использованием статического моделирования // Геофизические технологии. – 2020. – № 1. – С. 4–15, doi: 10.18303/2619-1563-2020-1-4.
- Петров А.М., Сухорукова К.В., Нечаев О.В.** Совместная двумерная инверсия данных электрического и электромагнитного каротажных зондирований в анизотропных моделях песчано-глинистых отложений // Каротажник. – 2019. – № 3 (297). – С. 85–103.
- Сухорукова К.В., Петров А.М., Нечаев О.В.** Геоэлектрические модели меловых коллекторов Западной Сибири по результатам комплексной интерпретации данных электрокаротажа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – № 3 (41). – С. 77–86.
- Табаровский Л.А., Эпов М.И.** Оценка разрешающей способности электромагнитных методов // Геология и геофизика. – 2006. – № 47 (5). – С. 568–578.
- Табаровский Л.А., Эпов М.И., Сосунов О.Г.** Оценка разрешающей способности электромагнитных методов и подавление помех в системах многократного наблюдения (теория, алгоритмы, программы). (Препринт / ИГиГ СО АН СССР; № 7). – Новосибирск. – 1985. – 48 с.
- Ульянов В.Н., Эпов М.И.** Характеристики пространственного разрешения зондов ВИКИЗ // Электрические и электромагнитные методы исследования в нефтегазовых скважинах. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 1998. – С. 196–211.
- Эпов М.И., Глинских В.Н., Ульянов В.Н.** Оценка характеристик пространственного разрешения систем индукционного и высокочастотного электромагнитного каротажа в терригенных разрезах Западной Сибири // Каротажник. – 2001. – № 81. – С. 19–57.
- Li Sh., Liu R.C., Navarro D., Li Ch., Zhou C.** Joint inversion of SP and dual laterlog/ dual induction data in 2D formation // Transactions of the SPWLA 48th Annual Logging Symposium (Austin, Texas, United States, 3–6 June 2007). – 2007. – SPWLA-2007-ZZ, <https://onepetro.org/SPWLAALS/proceedings-abstract/SPWLA07/All-SPWLA07/SPWLA-2007-ZZ/27822>.
- Mezzatesta A.G., Payton C.C., Strack K.M., Tabarovsky L.A.** Simultaneous inversion of galvanic and induction logging measurements to improve resolution // SPE Latin America/Caribbean Petroleum Engineering Conference. – Buenos Aires, 1994. – SPE-26976-MS, doi: 10.2118/26976-MS.
- Rabinovich M., Tabarovsky L.** Enhanced anisotropy from joint processing of multicomponent and multiarray induction tools // 42nd Annual Logging Symposium (Houston, Texas, United States, 17–20 June 2001). – Houston, 2001. – SPWLA-2001-HH.

Yang W. Determining resistivity anisotropy by joint lateral and induction logs // SPWLA 42nd Annual Logging Symposium. – Houston, 2001. – SPWLA-2001-CC.

REFERENCES

Antonov Yu.E., Kashevarov A.A., Yeltsov I.N. Joint inversion of induction and microresistivity data // Proceedings of International congress GEO-Sibir-2008. – SGUGiT, Novosibirsk, 2008. – Vol. 5. – P. 121–126.

Epov M.I., Glinskikh V.N., Uljanov V.N. Evaluation of spatial resolution characteristics of induction and high-frequency electromagnetic logging systems in terrigenous sections of Western Siberia // *Karotazhnik*. – 2001. – Vol. 81. – P. 19–57.

Gurlenov E.M., Danilov V.N., Zubarev A.P. Integration of geological and technological, geophysical, geochemical and petrophysical studies // *Karotazhnik*. – 1997. – Vol. 34. – P. 49–54.

Kneller L.E., Potapov A.P. Reservoir rock resistivity studies while lateral and vertical heterogeneity // *Geofizika*. – 2010. – Vol. 1. – P. 52–64.

Li Sh., Liu R.C., Navarro D., Li Ch., Zhou C. Joint inversion of SP and dual laterlog/ dual induction data in 2D formation // Transactions of the SPWLA 48th Annual Logging Symposium (Austin, Texas, United States, 3–6 June 2007). – 2007. – SPWLA-2007-ZZ, <https://onepetro.org/SPWLAALS/proceedings-abstract/SPWLA07/All-SPWLA07/SPWLA-2007-ZZ/27822>.

Mezzatesta A.G., Payton C.C., Strack K.M., Tabarovsky L.A. Simultaneous inversion of galvanic and induction logging measurements to improve resolution // SPE Latin America/Caribbean Petroleum Engineering Conference. – Buenos Aires, 1994. – SPE-26976-MS, doi: 10.2118/26976-MS.

Nechaev O.V., Glinskikh V.N. Fast direct method for solving inverse problems of electrical logging in oil and gas wells // *Vestnik NSU. Series: Information Technologies*. – 2017. – Vol. 15 (4). – P. 53–63, doi: 10.25205/1818-7900-2017-15-4-53-63.

Petrov A.M., Nechaev O.V., Sukhorukova C.V. Fast joint two-dimensional electromagnetic and galvanic logging data inversion with vertical resistivity evaluation data // Proceedings of XIV International congress GEO-Sibir-2018. – SGUGiT, Novosibirsk, 2018. – Vol. 4. – P. 90–98.

Petrov A.M., Sukhorukova K.V. Evaluation of the uncertainties in two-dimensional inversion of the Russian electric logging signals using statistical modeling // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. – 2020. – Vol. 1. – P. 4–15, doi: 10.18303/2619–1563–2020–1–4.

Petrov A.M., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V. A combined two-dimension inversion of electric and electromagnetic sounding logs in models of anisotropic sand-and-clay sediments // *Karotazhnik*. – 2019. – Vol. 3 (297). – P. 85–103.

Rabinovich M., Tabarovsky L. Enhanced anisotropy from joint processing of multicomponent and multiarray induction tools // 42nd Annual Logging Symposium (Houston, Texas, United States, 17–20 June 2001). – Houston, 2001. – SPWLA-2001-HH.

Sukhorukova K.V., Petrov A.M., Nechaev O.V. Geoelectric models of cretaceous reservoirs of West Siberia by the results of integrated interpretation of electric log data // *Geology and Mineral Resources of Siberia*. – 2020. – Vol. 3 (41). – P. 77–86 pp. http://www.jourgimss.ru/SitePages/catalog/2020/03/abstract/2020_3_77.aspx.

Tabarovsky L.A., Epov M.I. Estimating resolution of electromagnetic logging // *Russian Geology and Geophysics*. – 2006. – Vol. 47 (5). – P. 563–573.

Tabarovsky L.A., Epov M.I., Sosunov O.G. Evaluation of the Resolution of Electromagnetic Methods and Noise Suppression in Multiple Observation Systems (Theory, Algorithms, Programs): Preprint No.7, Institute of Geology and Geophysics SB of Academy of Sciences, USSR. – Novosibirsk. – 1985. – 48 p.

Uljanov V.N., Epov M.I. Spatial resolution characteristics of VIKIZ probes. – Publishing House of the SB RAS, Novosibirsk, 1998. – P. 196–211.

Yang W. Determining resistivity anisotropy by joint lateral and induction logs // SPWLA 42nd Annual Logging Symposium. – Houston, 2001. – SPWLA-2001-CC.

Yeltsov I.N., Epov M.I., Kashevarov A.A. A new systematic approach to the interpretation of geophysical and technological log data based on integrated geophysical and hydrodynamic models // TEK Technologies. – 2005. – № 2 (21) – P. 12–18.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

ЛАПКОВСКАЯ Анита Александровна – инженер лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: количественная интерпретация комплекса данных скважинной электрометрии в вертикальных скважинах в классе двумерных анизотропных геоэлектрических моделей.

СУХОРУКОВА Карина Владимировна – доктор технических наук, главный научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: количественная интерпретация комплекса данных скважинной электрометрии в вертикальных и субгоризонтальных скважинах.

ПЕТРОВ Алексей Михайлович – кандидат технических наук, старший научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Область научных интересов Основные научные интересы: методическое и программное обеспечение количественной интерпретации данных зондирующих методов скважинной электрометрии.

НЕЧАЕВ Олег Валентинович – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории многомасштабной геофизики Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: численное моделирование и инверсия данных разведочной и скважинной электрометрии.

*Статья поступила в редакцию 10 ноября 2022 г.,
принята к публикации 7 декабря 2022 г.*



ВЫЯВЛЕНИЕ ДРЕЙФА ЧАСОВ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЯХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ СДВИГОВ ДЛЯ СЕТИ СТАНЦИЙ

Н.Н. Беловежец^{1,2}, Я.М. Бережнев^{1,2}, А.В. Яковлев¹, С.С. Абраменков^{1,2}, И.Ф. Абкадыров^{1,3}

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,*

²*Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия,*

³*Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук, 683006,
Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйпа, 9, Россия,
e-mail: BelovezhetsNN@ipgg.sbras.ru*

В записях автономных сейсмологических станций нередко встречаются некорректные записи их собственного времени, вызванные дрейфом кварцевых часов прибора. В данной работе предложена методика обнаружения подобных ошибок времени для сети сейсмических станций, основанная на анализе кросс-корреляционных функций сейсмического шума с применением инверсии Монте-Карло с цепями Маркова без использования эталонного сигнала. Предложенная методика была апробирована на данных временной сейсмической сети, установленной на острове Парамушир в 2021–2022 гг., для которых были успешно определены временные сдвиги и внесены поправки в кросс-корреляционные функции.

Шумовая сейсмическая интерферометрия, дрейф часов, временной сдвиг сейсмических записей

DETECTION OF CLOCK ERRORS IN SEISMIC RECORDS AND ESTIMATION OF TIME SHIFTS FOR A SEISMIC NETWORK

N.N. Belovezhets^{1,2}, Y.M. Berezhev^{1,2}, A.V. Jakovlev¹, S.S. Abramenkov^{1,2}, I.F. Abkadyrov^{1,3}

¹*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS,
Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,*

²*Novosibirsk State University, Pirogova Str., 1, Novosibirsk, 630090, Russia,*

³*Institute of Volcanology and Seismology FB RAS, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, Piyra Blv., 9, Russia,
e-mail: BelovezhetsNN@ipgg.sbras.ru*

In the records of autonomous seismological observations occurrence of quartz watch clock drift often leads to incorrect time records. This paper presents a method for detecting such errors in a seismic station network based on the analysis of ambient seismic noise cross-correlation functions using Monte-Carlo Markov chain (MCMC) approach without using a reference signal. The proposed method was tested on the seismic data of a temporary seismic network installed on Paramushir Island in 2021–2022 for which time shifts were successfully estimated and corrections to the cross-correlation functions were made.

Ambient seismic noise interferometry, clock error, seismic data time shifts

ВВЕДЕНИЕ

Для множества сейсмологических методов обработки ключевое значение имеет синхронизация сейсмограмм с абсолютным временем, основанная на корректности отметок всемирного координированного времени (UTC) в исходных сейсмических записях. В нормальном режиме работы сейсмологическая станция с некоторой периодичностью получает с помощью GPS-антенны эталонное время со спутника и синхронизирует с ним свои кварцевые часы. Если же станции не удастся связаться со спутником, то отметки времени во внутреннем формате продолжают выставляться по собственным часам станции, которые, к сожалению, подвержены явлению дрейфа часов. В случае длительного отсутствия сигнала от спутника из-за повреждения антенны или из-за погодных условий ошибка синхронизации начинает накапливаться в исходных сейсмических записях, что является серьезной проблемой при последующей обработке и анализе.

Пассивная сейсмическая интерферометрия основана на преобразовании квази-случайного волнового поля в полезные сигналы [Paitz et al., 2018], обычно для восстановления строения среды, например, в [Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005] или определения параметров источника шума, например, в [Ermer et al., 2017]. Этот метод основан на выделении из сейсмического шума функции Грина на паре сейсмических станций, которая характеризует среду между этими станциями, путем кросс-корреляции сейсмических записей.

Кроме определения строения Земли было показано, что по кросс-корреляционным функциям возможно определение временного сдвига на сейсмических станциях [Stehly et al., 2007; Sens-Schöenfelder, 2008; Hable et al., 2018]. Однако упомянутые исследования использовали подход с эталонной кросс-корреляцией, который не подходит для случаев, в которых большая часть сейсмических данных имеет потенциальные ошибки синхронизации. Для решения этой проблемы предложена методика, не требующая использования эталонной кросс-корреляции, которая была успешно апробирована на данных временной сейсмической сети, установленной на острове Парамушир в 2021–2022 гг.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ДАННЫЕ

Остров Парамушир, являющийся наиболее гористым из крупных островов Курильской дуги, расположен на ее северной окраине в непосредственной близости от Камчатского полуострова. В северной части острова, всего в шести километрах от г. Северо-Курильск, расположен вулкан Эбеко, который с 2016 г. находится в состоянии высокой вулканической активности, выраженной в периодических фреато-магматических извержениях. В настоящее время в районе работает одна постоянная сейсмическая станция (SKR) Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба” Российской академии наук (КФ ФИЦ ЕГС РАН), расположенная в г. Северо-Курильск. С целью изучения распределения сейсмической активности внутри постройки вулкана, а также изучения строения питающей системы, в июне 2021 года вокруг вулкана была установлена временная сеть сейсмических станций (рис. 1). Сеть включала в себя 21 станцию с одинаковым комплектом оборудования, принадлежащего ИНГГ СО РАН и НГУ. Каждый комплект включал в себя широкополосный сейсмический сенсор Guralp CMG-6T, с полосой пропускания 50 Гц–30 с, сейсмический регистратор DataCube3 с внешней GPS-антенной, а также группы из 10 батарей “Бакен ВЦ1” общей емкостью 700 А·ч. Каждая станция имеет встроенную карту памяти емкостью 32 Гб, на которую сохраняются записанные данные. При частоте регистрации 100 Гц, которая была использована в этом эксперименте, объема карты

памяти хватает для сохранения непрерывных трехкомпонентных сейсмических записей длительностью 283 дня. Следует отметить, что станция VER19 была повреждена медведем уже через три дня после установки, таким образом, одновременно работали не более 20 временных станций.

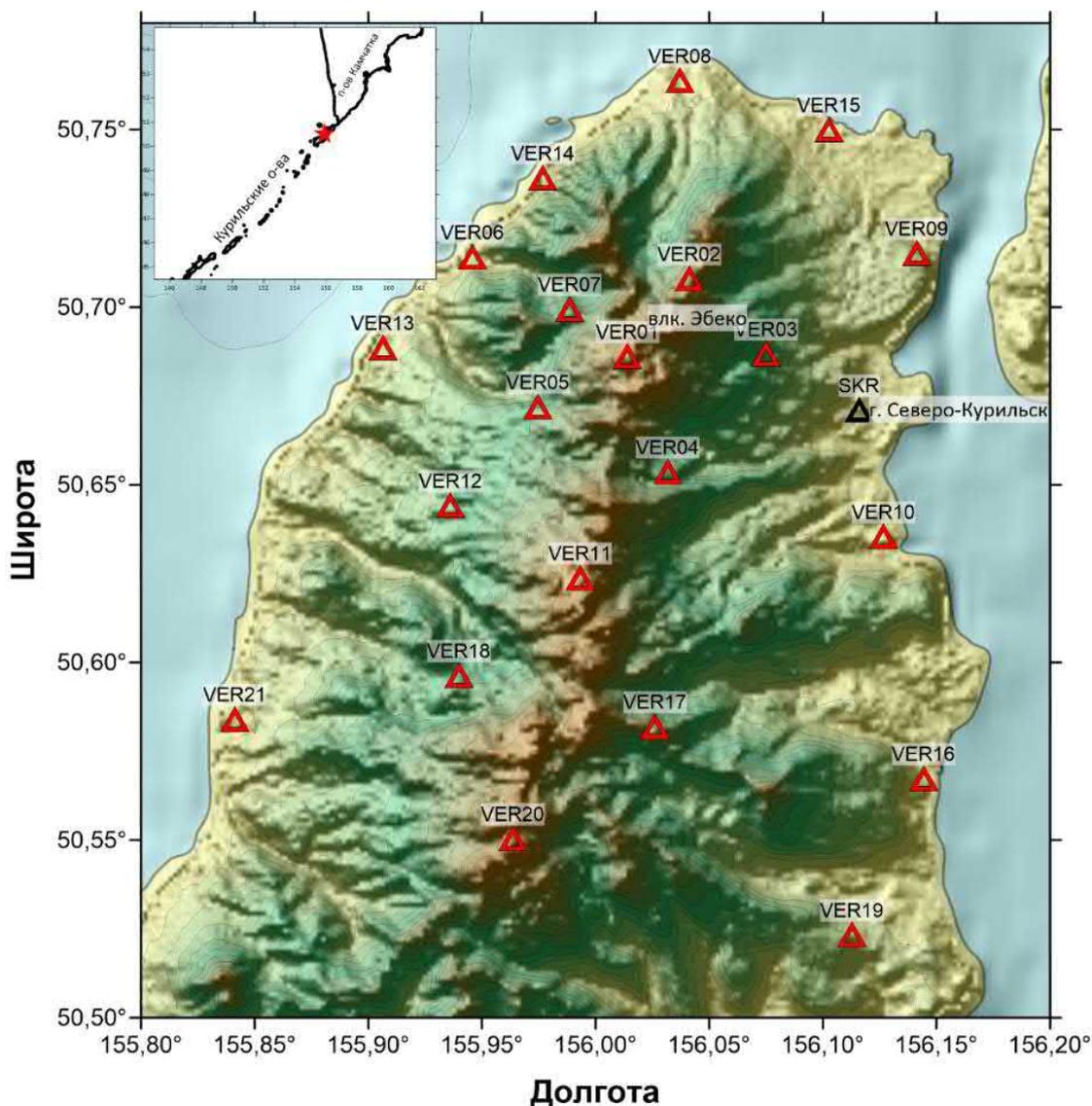


Рис. 1. Положение временных сейсмических станций и постоянной станции КФ ФИЦ ЕГС РФН показано красными и черными треугольниками, соответственно. На вставке красной звездочкой показано положение района исследования

При монтаже станции сейсмический сенсор устанавливается на постамент, представляющий из себя тротуарную плитку, жестко закрепленную на дне ямы, глубиной около 70–80 см. Сверху укрывается контейнером, предотвращающим вероятность смещения сенсора и его уровня. Батареи питания и регистратор располагаются в отдельной яме рядом – таким образом после установки станции, на поверхности остается только замаскированный приемник GPS-антенны, что делает его наиболее уязвимой для внешних факторов частью сейсмической станции. Повреждение антенны не выводит станцию из рабочего режима, однако последующая запись сейсмических сигналов происходит с отметками внутренних кварцевых часов, которые без периодической синхронизации со спутниками GPS могут накапливать существенную ошибку из-за дрейфа часов.

ОПИСАНИЕ МЕТОДА

Рассеянные волновые поля состоят из волн со случайными амплитудами и фазами, которые распространяются во всех возможных направлениях, и поэтому содержат информацию о всех возможных путях пробега. При достаточно длительном наблюдении распределение внешних источников случайным образом изменяется, и это приводит к тому, что сейсмический шум можно рассматривать как случайное поле [Shapiro et al., 2005]. Для случайного волнового поля с источниками, равномерно распределенными по всей среде, показано, что среда воздействует на испускаемый сейсмическим источником импульс в виде дельта-функции как функция Грина [Snieder, 2004]. Теоретические исследования показали, что кросс-корреляция рассеянных волновых полей (сейсмического шума) может обеспечить оценку функции Грина между станциями [Larose et al., 2004; Wapenaar, 2004]. Функцию кросс-корреляции можно интерпретировать как волны, исходящие от мнимого источника, которым является одна сейсмическая станция, и зарегистрированные на другой. Так как реальные условия не соответствуют теоретическим предположениям, перед вычислением функции кросс-корреляции необходимо предварительно обработать данные [Bensen et al., 2007].

Наличие дрейфа часов проявляется в смещении во времени всей кросс-корреляционной функции относительно такой же без дрейфа: правая часть функции перемещается ближе к $t = 0$, левая часть соответственно удаляется от нуля или наоборот. Следовательно, при отсутствии сдвига во времени кросс-корреляции за определенные промежутки времени (например, за сутки) имеют более высокий коэффициент корреляции (СС) между собой, за счет того, что сейсмический шум слабо меняется за время наблюдений. На этой идее и основан метод определения ошибок часов сейсмической станции.

Процедура определения временных сдвигов осуществляется путем реализации нескольких последовательных этапов:

- На первом шаге производится отбор кросс-корреляций с хорошим качеством сигнала (например, по критерию отношения сигнала к шуму) за определенные промежутки времени (например, в нашем случае были рассчитаны суточные кросс-корреляции). В результате получается набор суточных функций кросс-корреляции, рассчитанных для каждой компоненты каждой пары станций.
- Далее для каждой текущей пары станций рассчитываются коэффициенты корреляции между суточными функциями кросс-корреляции с различными временами относительного сдвига. При этом коэффициенты корреляции (СС) отдельно рассчитываются для каждой из компонент тензора кросс-корреляций. В результате определяется сдвиг во времени (ϵ), который максимизирует коэффициент корреляции.
- На следующем шаге определяется значение сдвига во времени для каждой пары станций и каждого промежутка времени путем вычисления взвешенного среднего ($\bar{\epsilon}$) между всеми компонентами тензора кросс-корреляций ($\epsilon_i, i = 1 \dots 9$), где весом выступает коэффициент корреляции: $\bar{\epsilon} = \frac{\sum_{i=1}^9 CC_i^2 \epsilon_i}{\sum_{i=1}^9 CC_i^2}$. Ошибкой определения считается взвешенная дисперсия $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^9 CC_i^2 (\epsilon_i - \bar{\epsilon})^2}{\frac{8}{9} \sum_{i=1}^9 CC_i^2}}$. Если ошибка получалась меньше чем шаг дискретизации, то она приравнялась к шагу дискретизации.
- Затем для определения абсолютного сдвига во времени для каждой пары станций используется инверсия Монте-Карло цепей Маркова [Taylor, Hillers, 2020] на основе алгоритма Метрополиса-

Гастингса [Hastings, 1970]. Нами было решено использовать данный метод инверсии, потому что линеаризованные постановки [Tarantola, 2005] требуют предположений об априорном распределении вероятности.

- Наконец, в предположении, что хотя бы одна станция не имеет дрейфа собственных часов, определяются временные сдвиги на отдельных станциях.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Используя непрерывные сейсмические записи, были построены суточные функции кросс-корреляций. Ниже приведена последовательность действий, которые были реализованы для их построения.

- Предварительная фильтрация каждой компоненты суточной трассы, согласно частотной характеристике сейсмической станции;
- внесение инструментальной поправки, убирающей влияние станции;
- понижение частоты дискретизации сигнала до 10 Гц и повторная фильтрация трасс в окне частот 0.33–4 Гц;
- нормализация трасс во временной и частотной области, согласно [Bensen et al., 2007]. В качестве временной нормализации была использована нормализация скользящим средним модулем (running absolute mean) с предварительной фильтрацией в окне далеких землетрясений в полосе частот 15–30 сек. В качестве нормализации в частотной области использовалось спектральное отбеливание в окне частот фильтрации 0.33–4 Гц, которое применялось к двухчасовым отрезкам;
- вычисление функций кросс-корреляции длиной 2 часа с перекрытием в час и их суммирование за полные сутки. На рисунке 2 представлены кросс-корреляции с временным сдвигом за весь период работы для пары станций SKR и VER12.

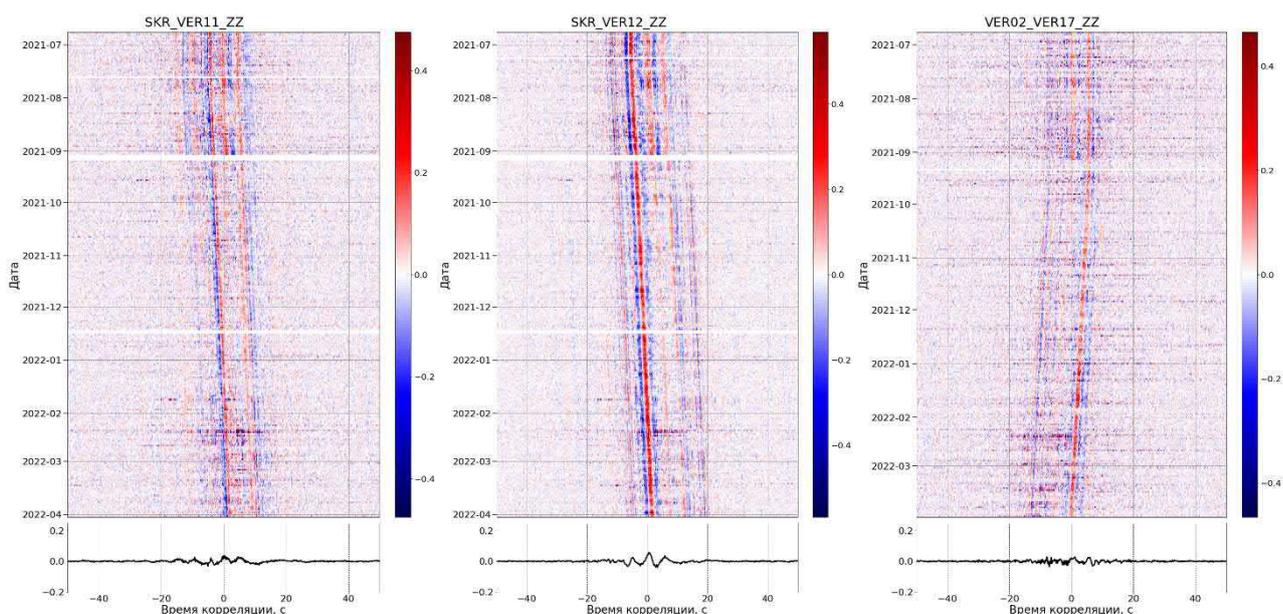


Рис. 2. Суточные кросс-корреляции для пар станций SKR-VER11, SKR-VER12 и VER02-VER17 за весь период работы станций. Внизу каждого рисунка показана суммарная кросс-корреляция

Дальнейшая обработка производилась с использованием рассчитанных на предыдущем этапе кросс-корреляций:

- Так как кросс-корреляции достаточно сильно зашумлены, производилась их предварительная фильтрация с помощью усечения сингулярного спектра матрицы и винеровской фильтрации аддитивного шума [Moreau et al., 2017];
- исключение из анализа кросс-корреляций с соотношением сигнала к шуму меньше 2;
- определение относительных временных сдвигов, которые максимизируют коэффициент корреляции между всеми суточными кросс-корреляциями для каждой компоненты тензора кросс-корреляций;
- определение средневзвешенного сдвига и ошибки определения сдвига, согласно описанному выше алгоритму;
- определение с помощью инверсии абсолютного значения сдвига для каждой пары станций и внесение полученных поправок в функции кросс-корреляции (рис. 3).

Были определены временные сдвиги для всех пар станций, после чего определены ошибки часов для отдельных станций. В результате инверсии полученные неопределенности итогового решения оказались меньше 0.0005 сек, следовательно, ошибка определения величины временного сдвига равна как минимум шагу дискретизации сигнала (в данном случае 0.1 с). На трех станциях (рис. 4) ошибка часов станции за все время работы составила более 5 с. На этих станциях наблюдается линейный дрейф часов сейсмических станций, и также в начале дрейфа часов наблюдается резкий скачок величины временного сдвига, который может быть принят в качестве оценки точности определения величины дрейфа (в данном случае – 0.13 с). Для остальных сейсмических станций сдвиги не превышают одной секунды, и при этом не имеют выраженных трендов и локализованы во времени, что может говорить о том, что сейсмические станции смогли восстановить соединение со спутником и синхронизировать внутренние часы с абсолютным временем.

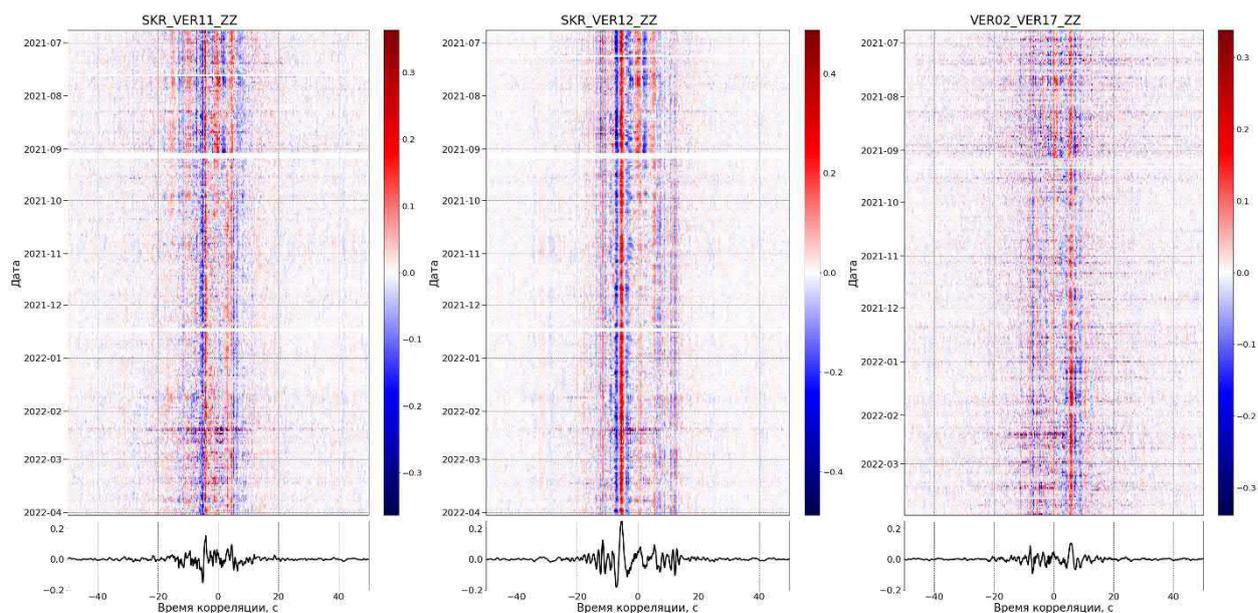


Рис. 3. Суточные кросс-корреляции для пары станций SKR-VER11, SKR-VER12 и VER02-VER17 за весь период работы станций с внесенными поправками. Внизу каждого рисунка показана суммарная кросс-корреляция

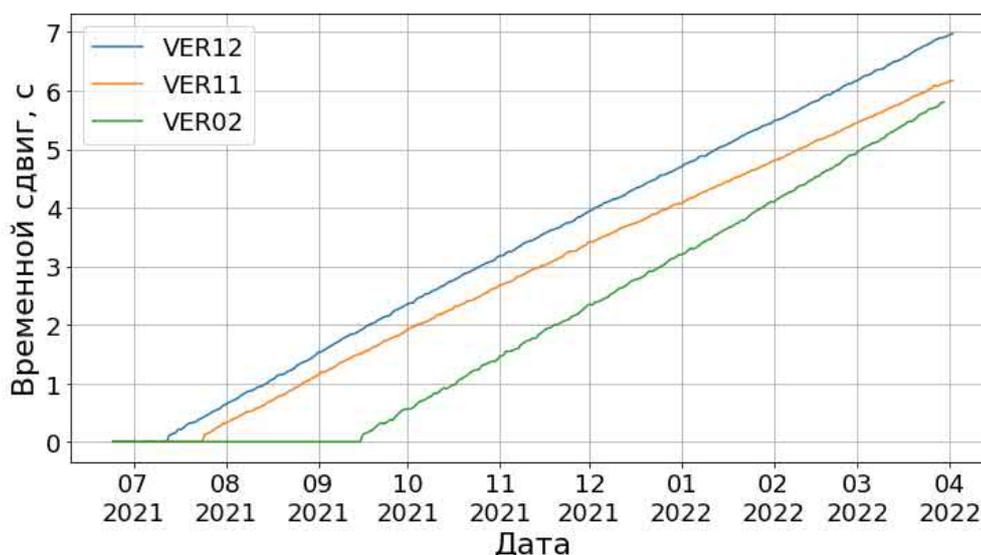


Рис. 4. Абсолютные значения временного сдвига для станций VER02, VER11, VER12 в зависимости от времени работы станций

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная методика выявления дрейфа часов в сейсмических записях и расчета соответствующих временных сдвигов для сети станций позволяет эффективно обнаруживать даже малые ошибки часов сейсмических станций. Методика была апробирована на данных временной сейсмологической сети, установленной на о. Парамушир в 2021–2022 гг. В результате на трех сейсмических станциях был определен временной сдвиг с оценкой точности в 0.13 с, который за все время работы станций превысил 5 с. На остальных станциях временной сдвиг оказался не больше 1 с. Очевидно, что в подобной ситуации коррекция отметок времени абсолютно необходима для дальнейшей обработки и анализа сейсмических данных. Необходимо отметить, что предложенный подход возможно применять не только для суточных кросс-корреляций, но и на меньших промежутках времени. Это позволит определять дрейф часов сейсмической станции в течении суток, что может быть крайне полезно для корректировки времен прихода сейсмических волн, например, от землетрясения.

Выражаем благодарность КФ ФИЦ ЕГС РАН за предоставление данных с постоянной сейсмической станции SKR.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-27-00374.

ЛИТЕРАТУРА

REFERENCES

- 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 (3). – P. 1239–1260, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Ermert L., Sager K., Afanasiev M., Boehm C., Fichtner A.** Ambient seismic source inversion in a heterogeneous Earth: theory and application to the Earth’s hum // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2017. – Vol. 122 (11). – P. 9184–9207, doi: 10.1002/2017JB014738.

- Hable S., Sigloch K., Barruol G., Stahler S.C., Hadziioannou C.** Clock errors in land and ocean bottom seismograms: high-accuracy estimates from multiple-component noise cross-correlations // *Geophysical Journal International*. – 2018. – Vol. 214. – P. 2014–2034, doi: 10.1093/gji/ggy236.
- Hastings W.K.** Monte Carlo sampling methods using Markov Chains and their applications // *Biometrika*. – 1970. – Vol. 57 (1). – P. 97–109, doi: 10.1093/biomet/57.1.97.
- Larose E., Derode A., Campillo M., Fink M.** Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields // *Journal of Applied Physics*. – 2004. – Vol. 95 (12). – P. 8393–8399, doi: 10.1063/1.1739529.
- Moreau L., Stehly L., Boué P., Lu Y., Larose E., Campillo M.** Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter // *Geophysical Journal International*. – 2017. – Vol. 211. – P. 418–426, doi: 10.1093/gji/ggx306.
- Paitz P., Sager K., Fichtner A.** Rotation and strain ambient noise interferometry // *Geophysical Journal International*. – 2019. – Vol. 216. – P. 1938–1952, doi: 10.1093/gji/ggy528.
- Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A.** Surface wave tomography from microseisms in Southern California // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32 (14). – P. L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.
- Sens-Schönfelder C.** Synchronizing seismic networks with ambient noise // *Geophysical Journal International*. – 2008. – Vol. 174 (3). – P. 966–970, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03842.x.
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.** High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. – 2005. – Vol. 307 (5715). – P. 1615–1618, doi: 10.1126/science.110833.
- Snieder R.** Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase // *Physical Review E*. – 2004. – Vol. 69. – P. 046610, doi: 10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Stehly L., Campillo M., Shapiro N.M.** Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts // *Geophysical Journal International*. – 2007. – Vol. 171 (1). – P. 223–230, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x.
- Tarantola A.** *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. – SIAM, Philadelphia, 2005. – 333 p.
- Taylor G., Hillers G.** Estimating temporal changes in seismic velocity using a Markov chain Monte Carlo approach // *Geophysical Journal International*. – 2020. – Vol. 220 (3). – P. 1791–1803, doi: 10.1093/gji/ggz535.
- Wapenaar K.** Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation // *Physical Review Letters*. – 2004. – Vol. 93. – P. 254301, doi: 10.1103/PhysRevLett.93.254301.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

БЕЛОВЕЖЕЦ Надежда Николаевна – инженер лаборатории сейсмической томографии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: шумовая сейсмическая интерферометрия, поверхностно-волновая томография.

БЕРЕЖНЕВ Ярослав Максимович – инженер лаборатории сейсмической томографии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: пассивная сейсмическая интерферометрия, мониторинг изменений сейсмических скоростей.

ЯКОВЛЕВ Андрей Владимирович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмической томографии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: алгоритмы сейсмической томографии, сейсмология вулканов, геодинамика зон коллизии и субдукции, планирование и установка временных сетей сейсмических станций.

АБРАМЕНКОВ Сергей Сергеевич – кандидат физико-математических наук, младший научный сотрудник лаборатории сейсмической томографии ИНГГ СО РАН. Основные научные интересы: вулканическая сейсмичность, обработка сейсмических данных, анализ когерентности волнового поля.

АБКАДЫРОВ Ильяс Фаритович – инженер лаборатории сейсмической томографии ИНГГ СО РАН. Основные научные интересы: микросейсмическое зондирование, сейсмология вулканов, планирование и установка временных сетей сейсмических станций.

*Статья поступила в редакцию 6 декабря 2022 г.,
принята к публикации 8 декабря 2022 г.*