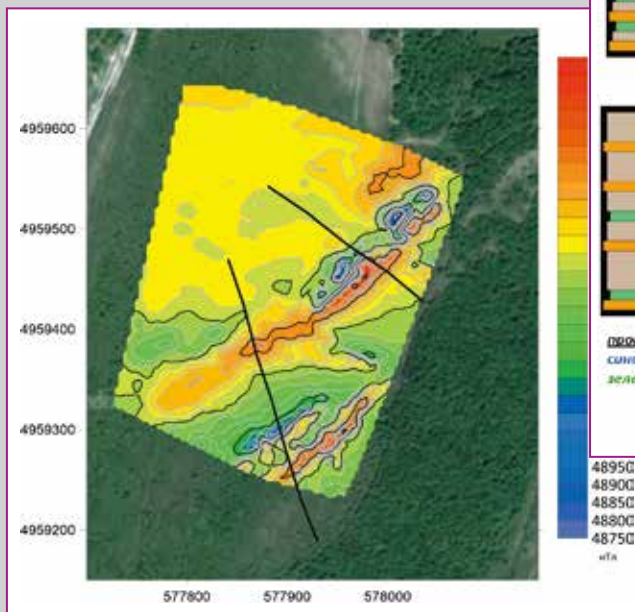




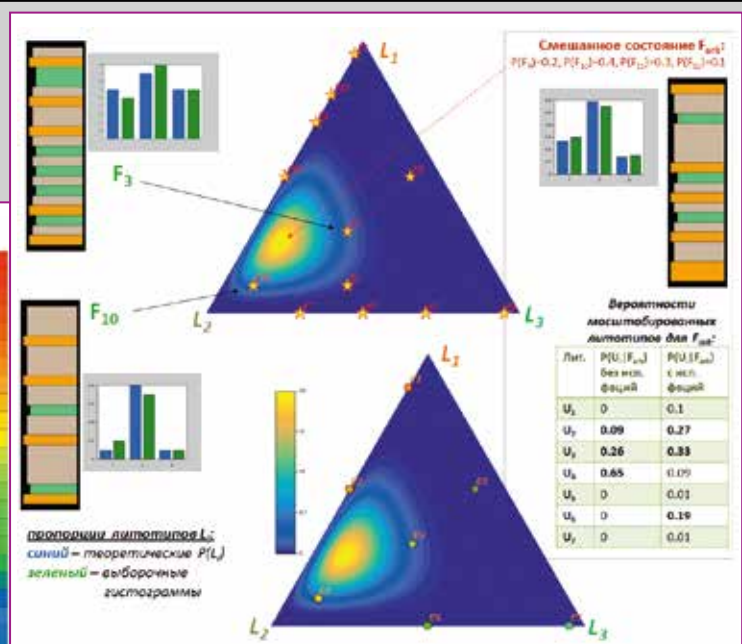
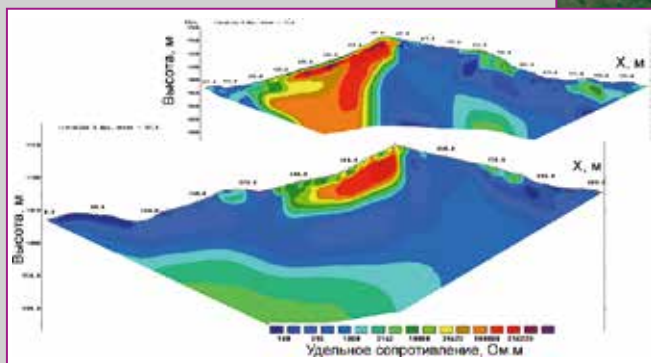
2.2020

Геофизика

Карта магнитных аномалий в абсолютных значениях вектора T с положением интерпретационных профилей (сечение изодинам 50 нТл)



Результаты 2D-инверсии полевых данных в программе res2dinv для расстановок с шагом 5 (вверху) и 10 м (внизу)



Визуализация взаимного расположения фаций F_j и масштабированных литотипов U_i на трояных диаграммах



Местоположение на космическом снимке объектов изысканий в долине Туймаада, где применялась георадиолокация в 1985–2008 гг.



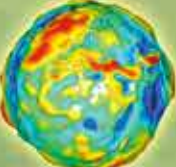
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

МГУ имени М.В. Ломоносова



СПЕЦИАЛЬНОСТЬ

КАФЕДРА

ГЕОЛОГИЯ 	ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ИСТОРИИ ЗЕМЛИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ЭКОНОМИКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	ПАЛЕОНТОЛОГИИ НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ
ГЕОФИЗИКА 	ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ	СЕЙСМОМЕТРИИ И ГЕОАКУСТИКИ
ГЕОХИМИЯ 	ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОГИИ КРИСТАЛЛОГРАФИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ	ПЕТРОЛОГИИ И ВУЛКАНОЛОГИИ ГЕММОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ 	ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ	ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ 	ГИДРОГЕОЛОГИИ ГЕОКРИОЛОГИИ ИНЖЕНЕРНОЙ И ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ	СПЕЦИАЛЬНОСТЬ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ 

ФАКУЛЬТЕТ ВОЕННОГО ОБУЧЕНИЯ

(ВОЕННАЯ КАФЕДРА №2)
Зачисление на конкурсной основе после 2 курса.

ОБЩЕЖИТИЕ

для иногородних студентов:

- новый корпус общежития ДСЛ, 15 мин от ГЗ МГУ (младшие курсы);
- общежитие в ГЗ МГУ (старшие курсы).

БАКАЛАВРИАТ (4 года)

- фундаментальные лекционные курсы
- семинарские и практические аудиторные занятия

УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРАКТИКИ
(25% от объема всех занятий):

- учебные (Горный Крым, Кавказ, Азовское море, Чехия, Белое море, Урал, Байкал и др.);

- производственные (разные регионы России и мира);

Выпускники получают два диплома международного образца - бакалавра и магистра геологии

МАГИСТРАТУРА (2 года)

***направления подготовки:**

«Геолого-геофизические исследования нефтяных и газовых месторождений»,

«Комплексная компьютерная интерпретация данных нефтяной геологии»,

«Экологическая геология техногенно осваиваемых территорий»,

«Геммология» (наука о драгоценных камнях),

«Разработка нефтяных и газовых месторождений» и др.

АСПИРАНТУРА

ТРУДОУСТРОЙСТВО:

- российские и иностранные компании (Роснефть, Лукойл, Газпром, ТНК-BP, Shell, Schlumberger, Total и др.);
- институты РАН; музеи;
- научные центры и производственные организации.

САЙТ ФАКУЛЬТЕТА

www.geol.msu.ru

ПРИЕМНАЯ КОМИССИЯ

www.geol.msu.ru/ru/priemnaya-komissiya

В КОНТАКТЕ

vk.com/msu_geo

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА

<http://geoschool.web.ru>;
school@geol.msu.ru

"Mente et Malleo"

FACEBOOK

www.facebook.com/geomsu/



СОДЕРЖАНИЕ

К.А. Эпов

Масштабирование литотипов при интегрированной интерпретации сейсмических и скважинных данных.....2

А.В. Череповский

Миллион каналов и миллиард трасс в наземной сейсморазведке: актуально или нет?22

Д.В. Егоров

Автоматическое выделение разломов по сейсмическим данным с помощью сверточных нейронных сетей27

В.И. Голик, Ю.В. Дмитрак, В.И. Комащенко, О.Г. Бурдзиева

Оценка ослабленности породного массива методом электротондирования32

А.А. Бобачев

Использование совмещенной расстановки в электротомографии – эффективный способ повышения глубинности37

О.К. Захарова, В.В. Спичак

Электромагнитный прогноз открытой пористости на глубину ниже забоя скважин45

В.В. Носкевич, Н.В. Федорова

Геофизические исследования поселений бронзового века Коноплянка-1 и Коноплянка-2 (Южный Урал)51

С.А. Великин, В.Б. Спектор

Отражение особенностей строения геологической среды в материалах геофизических исследований района Светлинской ГЭС на р. Вилуй58

Л.Г. Нерадовский

Ошибки георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов в районе города Якутска66

Л.А. Золотая, М.В. Коснырева, А.Ю. Паленов, А.В. Филиппович

Комплексирование данных площадных магнитных и палеомагнитных исследований в Крыму для уточнения геологического строения интрузий бодракской свиты средней юры73

CONTENTS

K.A. Epov

Upscaling lithotypes for integrated interpretation of well logging and seismic data2

A.V. Cherepovskiy

Million channels and billion traces in land seismic: is it actual or not?22

D.V. Egorov

Automatic extraction of fault geometry from seismic data by convolutional neural networks27

V.I. Golik, Y.V. Dmitrak, V.I. Komashchenko, O.G. Burdzieva

Estimation of the dilution of the breeder massifs by electrosondoring method32

A.A. Bobachev

Compound electrodes arrangement to increase the depth of research for electrical resistivity tomography37

O.K. Zakharova, V.V. Spichak

Electromagnetic assessment of open porosity at depths below borehole45

V.V. Noskevich, N.V. Fedorova

Geophysical researches of the settlements of the Bronze century Konoplyanka-1 and Konoplyanka-2 (South Ural)51

S.A. Velikin, V.B. Spektor

Geophysical expression of the subsurface structure in the Svetlinskaya Hydroelectric Power Station area on the Vilyuy river58

L.G. Neradovskii

Errors of geo-location in determining the depth of soil boundaries in the area of the city of Yakutsk66

L.A. Zolotaya, M.V. Kosnyreva, A.Yu. Palenov, A.V. Philippovich

Complexing of areal magnetic data and paleomagnetic studies in Crimea to clarify a geological structure of Bodrak Formation intrusions of the Middle Jurassic73

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР: А.А. НИКИТИН

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛ. РЕДАКТОРА: Л.А. Золотая, А.В. Белоусов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: В.Ю. Абрамов, И.А. Безрук, Ю.И. Блох, М.Л. Владов, Е.А. Давыдова,

М.С. Денисов, Г.М. Золотая, С.А. Кириллов, А.С. Лаврик, И.Н. Модин, И.А. Мушин, В.И. Петерсилье,

Е.Е. Поляков, С.Н. Птецов, В.И. Рыжков, Р.Б. Сержантов, В.П. Цирульников, Р.А. Шакиров, В.А. Шевнин

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР ЕАГО:

115191, г. Москва, ул. 2-я Рощинская, д. 10

Тел. (495) 952-47-15, тел./факс (495) 952-44-79

E-mail: zolotaya@eago.ru

www.moeeago.ru, geofdb.com

Свидетельство о регистрации журнала № 0110923 от 21.07.1993

ISSN 1681-4568

ООО «ПолиПРЕСС»:

Е.Н. Васильева – компьютерная верстка

И.Г. Чижикова – корректура

170041, г. Тверь, Комсомольский пр-т, д. 7, пом. II

Тел./факс (4822) 55-16-76

E-mail: polypress@yandex.ru; www.poly-press.ru

Отпечатано в ООО «ПолиПРЕСС»

Тираж 120 экз. Заказ № 7550

УДК 550.834

МАСШТАБИРОВАНИЕ ЛИТОТИПОВ ПРИ ИНТЕГРИРОВАННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ И СКВАЖИННЫХ ДАННЫХ

К.А. Эпов¹

¹ АО «Руспетро», 125167, Россия, г. Москва, Ленинградский пр-т, д. 37; e-mail: kepov@ruspetro.com

Аннотация. Предлагается подход к решению задачи перехода от системы литотипов, выделяемых при интерпретации каротажных данных, к классам пород, характеризующим литологическое разнообразие отложений в сейсмическом диапазоне частот. Масштабированные литотипы отождествляются с некоторыми классами ансамблей каротажных литотипов, характеризующихся близкими статистическими свойствами. В свою очередь, мера близости классов друг к другу определяется величиной ошибки классификации таких ансамблей. Оценку параметров вероятностных распределений эффективных петрофизических характеристик масштабированных литотипов предлагается осуществлять с применением инструментов стохастического петрофизического моделирования. Масштабированные литотипы могут быть естественным образом увязаны с результатами фациальной интерпретации ядра и материалов ГИС, что позволяет согласованно выполнять интегрированную количественную интерпретацию сейсмических и скважинных данных. В первой части работы рассматриваются теоретические основы предлагаемого метода. Вторая часть посвящена двум примерам его практического применения, основанным на синтетических и реальных данных.

Ключевые слова. Фации, литотипы, сейсмическая инверсия, коллекторские свойства.

UPSCALING LITHOTYPES FOR INTEGRATED INTERPRETATION OF WELL LOGGING AND SEISMIC DATA

К.А. Эпов¹

¹ Ruspetro JSC. Leningradsky prospekt, 37, 125167, Moscow, Russia; e-mail: kepov@ruspetro.com

Abstract. An approach to upscaling petrophysical lithotypes is proposed. This procedure results in a new system of effective rock types which characterize lithological diversity of deposits in the seismic frequency bandwidth. These upscaled lithotypes are corresponded to some classes of stochastic ensembles composed of log-scale "elementary" lithotypes. Similarity measure between any two classes is defined based on classification error probability. Parameters of "effective" petrophysical properties probability distributions for the upscaled lithotypes can be estimated using stochastic petrophysical modeling technique. The obtained system can be naturally linked to the results of geological interpretation of core and well logging data. Theoretical background of the suggested method is considered in the first part. The second part presents two case studies based on synthetic and real data.

Key words. Facies, lithotypes, seismic amplitudes inversion, reservoir properties.

ВВЕДЕНИЕ. Современные подходы к созданию объемных моделей месторождений нефти и газа базируются на комплексировании разномасштабной геолого-геофизической информации, включающей скважинные данные (кern, ГИС) и материалы поверхностных наблюдений. Ключевую роль при этом играет процесс количественной интерпретации данных 3D-сейсморазведки, позволяющий при определенных условиях выполнить прогноз петрофизических свойств целевых интервалов в межскважинном пространстве. Пожалуй, наиболее универсальное решение данной задачи для широкого класса природных резервуаров может быть получено с применением технологий сейсмической инверсии, комбинированных с байесовским подходом к интерпретации полученных результатов [Duijndam, 1998; Tarantola, 2005]. Некоторые современные алгоритмы геостатистической инверсии объединяют в себе задачу согласованного восстановления упругих параметров и других петрофизических характеристик в рамках единого технологического процесса [Bosch, etc., 2010; Sams, etc., 2011; Kemper, Gunning, 2014; Saussus D., Sams M., 2012; Grana, 2018]. Важной отличительной чертой подобных алгоритмов с точки зрения их практической реализации является использование при описании моделей среды параметризаций смешанного типа, включающих

как непрерывные петрофизические параметры, так и дискретные переменные. Последние обычно связаны с разделением пород, составляющих разрез, на классы, характеризующиеся сравнительно небольшими внутренними вариациями основных петрофизических характеристик. Использование таких классов (часто называемых литотипами либо фациями) позволяет сузить пространство решений задачи сейсмической инверсии, однако требует оценки вероятностей появления пород каждого типа для каждой точки сеточной модели. В частности, в простейшем случае ступенчатого подхода к сейсмической инверсии [Bosch, etc., 2010] оценка вероятности появления класса U_i при условии получения в результате сейсмической инверсии значений упругих свойств m_{elas} дается следующим выражением:

$$P(U_i|m_{elas}) = \frac{p(m_{elas}|U_i) \cdot P_a(U_i)}{\sum_k p(m_{elas}|U_k) \cdot P_a(U_k)} \quad (1)$$

Здесь $P_a(U_i)$ – априорная вероятность появления i -го класса пород (U_i) в данной точке модели, а $p(m_{elas}|U_i)$ – совместное распределение упругих параметров m_{elas} для данного класса (правдоподобие появления U_i при заданных значениях упругих характеристик).

Таким образом, корректное применение подобных подходов требует предварительного выполнения следующих процедур:

1. Разделение всего многообразия ожидаемых типов пород на классы $\{U_i\}$.

2. Оценка априорных вероятностей $P_a(U_i)$ для каждой точки модели.

3. Задание распределений $p(m_{\text{elas}}|U_i)$ для каждого класса U_i .

Распределения $p(m_{\text{elas}}|U_i)$ могут быть оценены с применением технологий статистического анализа упругих свойств, измеренных в скважинах, и петроупругого моделирования [Mukerji et al., 2001; Avseth et al., 2005; Mavko et al., 2009; Grana et al., 2012; Dvorkin et al., 2014]. Решение задачи оценки априорных вероятностей $P_a(U_i)$ может быть получено с привлечением геологической информации об условиях осадконакопления и трансформации горных пород в процессе геологической истории.

Критерии задания системы «геофизических литотипов» $\{U_i\}$ должны, с одной стороны, обеспечивать возможность эффективного разделения осадочных отложений по значениям петрофизических свойств, а с другой – не терять связь с априорной геологической информацией, необходимой для выполнения оценки априорных вероятностей $P_a(U_i)$ в межскважинном пространстве. В частности, надежный прогноз «литологии» $\{U_i\}$ по результатам сейсмической инверсии возможен лишь при достаточно уверенном разделении распределений $p(m_{\text{elas}}|U_i)$. При этом априорно ожидаемый вдали от скважин литологический состав пород зависит от представлений об их фациальной принадлежности. Поэтому выбор используемой классификации $\{U_i\}$ должен быть увязан с моделью обстановок осадконакопления и фаций. Более того, в связи с ограниченностью спектра сейсмического сигнала используемая классификация $\{U_i\}$ должна быть представительной именно в сейсмическом диапазоне частот.

Применяемые сегодня методы построения геологических моделей осадочных комплексов основаны на реконструкции обстановок осадконакопления, установлении связей литологического состава пород с процессами седиментации через систему генетически связанных фаций и последующем моделировании распределения фаций в пространстве. При этом генетическая интерпретация наблюдаемого разнообразия типов пород базируется на детальном анализе кернового материала, который, как правило, был отобран лишь в небольшом числе скважин из ограниченного интервала глубин. Для распространения результатов таких детальных исследований на всю изучаемую область осуществляется переход к системе «каротажных» фаций, позволяющей восстановить целостную картину смены обстановок осадконакопления. При этом характерные размеры рассматриваемых неоднородностей смещаются из миллиметрового диапазона, позволяющего фиксировать структурно-текстурные характеристики горных пород, к масштабу разрешающей способности каротажа (первые десятки сантиметров). Более того, фациальная интерпретация каротажных кривых базируется не только на оцениваемом из петрофизической интерпретации данных ГИС литологическом составе отложений, но и в значительной степени на

анализе парагенетических ассоциаций петрофизических литотипов. В связи с этим разрешенность фациальной интерпретации данных ГИС, как правило, измеряется первыми метрами. Амплитуды сейсмических отражений чувствительны к эффективным упругим свойствам неоднородной геологической среды, масштаб осреднения которых определяется первыми долями длины сейсмических волн, что обычно составляет от нескольких метров до первых десятков метров. При таком переходе между масштабами в несколько порядков использование единой сквозной системы литотипов, как правило, чрезвычайно затруднено. Довольно значительная часть информации о строении пород, выявляемая при генетической интерпретации керна, теряется при переходе к масштабу «каротажных литотипов», основным критерием выделения которых является наличие контраста между различными типами отложений по некоторому набору методов ГИС. А при дальнейшем огрублении масштаба с переходом к сейсмическому диапазону частот все большее значение начинают играть факторы, связанные со статистическими свойствами ансамблей каротажных литотипов. Чувствительность эффективных петрофизических характеристик к свойствам индивидуальных тонких (в масштабе данных ГИС) пропластков при этом снижается практически полностью.

Тем не менее использующиеся в современной производственной практике подходы к указанной проблеме часто основаны на отождествлении элементов $\{U_i\}$ с наиболее часто встречающимися в пределах масштаба осреднения элементарными «петрофизическими» литотипами $\{L_i\}$. Такой подход редко позволяет получить результаты количественной интерпретации геофизических данных, хорошо согласованные с геологическими представлениями. В частности, известно, что прямое применение выражения (1) с использованием «каротажных литотипов» $\{L_i\}$ дает заниженные оценки вероятностей для литотипов с экстремально высокими или низкими значениями упругих свойств и завышенные оценки вероятностей для литотипов, чьи петрофизические характеристики близки к фоновым значениям для изучаемого разреза. В некоторых случаях этот негативный эффект удается компенсировать за счет оценки распределений $p(m_{\text{elas}}|L_i)$ по сложенным каротажным данным, однако платой за это является увеличение дисперсии оцениваемых распределений, приводящее к росту неопределенности результатов байесовской классификации. Кроме того, во многих практических случаях реально встречающиеся в сейсмическом масштабе ассоциации слоев элементарных литотипов не могут быть представительно описаны только лишь классами, отвечающими чистым литологическим разностям $\{L_i\}$. Например, в аллювиальных обстановках осадконакопления вряд ли следует ожидать появления мощных многометровых пластов, сложенных чистой глиной или углем: пойменные углисто-глинистые осадки организованы в тонкослоистые системы.

В связи с этим при огрублении масштаба число классов $\{U_i\}$, описывающих разнообразие эффек-

тивных характеристик исследуемых отложений, как правило, должно увеличиваться, по сравнению с количеством исходных элементарных литотипов $\{L_i\}$. Такое увеличение разнообразия связано с ростом числа степеней свободы выборки (соответствующего количеству элементарных пропластков, уместяющихся в единице характерной длины масштаба осреднения). С другой стороны, в результате агрегации разброс значений эффективных петрофизических характеристик внутри огрубленных литотипов может уменьшаться по сравнению с допустимыми вариациями этих же свойств для исходных элементарных литотипов. Более того, сами средние значения петрофизических свойств огрубленных литотипов могут значительно отличаться от таковых для элементарных литотипов, что и является одной из причин упомянутых выше искажений при использовании в (1) исходных литотипов $\{L_i\}$.

Может показаться, что при огрублении количество появляющихся классов пород $\{U_i\}$ на новом масштабе должно увеличиваться лавинообразно из-за упомянутого выше увеличения числа степеней свободы выборки. Однако в реальных геологических ситуациях этого не происходит, поскольку осадконакопление контролируется действием сравнительно небольшого числа седиментационных процессов. В результате их взаимодействия разнообразие «эффективных» литотипов на некотором масштабе осреднения определяется разнообразием геологических фаций того же масштаба. Поэтому можно ожидать, что число элементов в системе $\{U_i\}$ не превосходит количества фаций соответствующего масштаба. На практике же часто оказывается возможным несколько сократить это число за счет объединения фаций со схожими эффективными петрофизическими свойствами. При этом сами петрофизические свойства, присущие конкретному масштабированному классу, будут, с одной стороны, зависеть от свойств слагающих его «элементарных» литотипов, а с другой – от статистических характеристик ансамблей, соответствующих этому классу. Представляется, что наиболее естественное решение задачи определения петрофизических параметров масштабированных литотипов может быть получено с применением методов теории эффективных сред [Баюк, 2013].

В настоящей работе предлагается подход к масштабированию системы литотипов, основанный на высказанных выше соображениях.

Масштабирование литотипов

Рассмотрим следующую постановку задачи. Пусть в процессе интерпретации каротажных данных была разработана система из N «каротажных литотипов» $\{L_i\}$ и с ее использованием выполнена поточечная интерпретация данных ГИС. В результате такой интерпретации были получены кривые индексов литотипов $\{L_i\}$ с шагом $h_{\log}$. Предположим далее, что масштаб осреднения при интерпретации сейсмических данных, определяемый эффективной длиной сейсмической волны в изучаемом интервале разреза, составляет H_{seis} . Тогда разнообразие

«сейсмических литотипов» будет определяться разнообразием всевозможных последовательностей элементарных литотипов $\{L_i\}$ длины $M = H_{\text{seis}}/h_{\log}$. Первый вопрос, возникающий на этом шаге, заключается в том, какие ансамбли необходимо считать различными с точки зрения решаемой задачи, а какие можно объединить в один класс. При отсутствии дополнительных ограничений число возможных последовательностей длины M составленных из N элементов равно N^M . Однако эффективные петрофизические характеристики пород, как правило, определяются некоторым ограниченным набором статистических показателей, что позволяет значительно снизить число рассматриваемых классов. Дополнительные ограничения на размерность модели масштабированных литотипов могут накладываться за счет использования представлений об условиях осадконакопления.

Пусть на основе существующей геологической информации в исследуемом интервале разреза ожидается присутствие K фаций $\{F_j\}$ (полученных в результате геологической интерпретации скважинных данных), масштаб которых соответствует средней толщине пропластка H_{seis} . Примем, что каждой фации может быть поставлено в соответствие свое подмножество эталонных ансамблей каротажных литотипов $\{L_i\}$, характеризующихся значениями некоторых статистических показателей. Как правило, во многих практических ситуациях для задания литологической характеристики фаций достаточно оперировать средними пропорциями литотипов $\{L_i\}$. В данной работе для простоты дальнейшего изложения рассматривается именно такая простая модель. Однако в более общем случае набор используемых статистических признаков может быть расширен в рамках этого же подхода. Основным правилом для выбора набора определяющих статистик является связь последних с эффективными значениями петрофизических параметров. Большое число практически значимых петрофизических свойств определяется в первую очередь именно пропорциями литотипов, в то время как такие характеристики, как средняя толщина однородных пропластков или статистики соседства литотипов в пределах фаций, играют обычно менее определяющую роль.

Назовем две случайные последовательности литотипов длины M эквивалентными, если по заданному набору статистических критериев (пропорциям литотипов) они классифицируются как одна и та же фация. Таким образом, фациям ставятся в соответствие вероятностные распределения, заданные на пространстве значений определяющих статистик (пропорций). При этом может оказаться так, что некоторые фации будут характеризоваться близкими распределениями, то есть им соответствуют ансамбли с похожими статистическими характеристиками. В рамках рассматриваемой модели система огрубленных литотипов $\{U_i\}$ формируется путем объединения фаций с близкими пропорциями литотипов $\{L_i\}$ в один класс, при этом параметры распределений, определяющие данный класс, могут незначительно корректироваться. Данная точка

зрения позволяет взглянуть на масштабированные литотипы как на классы эквивалентности, возникающие при классификации случайных реализаций последовательностей элементов из $\{L_i\}$ фиксированной длины M .

В случае, когда определяющими статистиками являются пропорции литотипов $\{L_i\}$, свойства ансамблей могут быть описаны параметрами $\{x_i\}$ мультиномиального распределения, интерпретируемыми как средние значения пропорций. Тогда каждому классу U_k можно поставить в соответствие некоторое вероятностное распределение параметров $\{x_i\}$. В качестве семейства распределений $p(x_i|U_k)$ удобно выбирать сопряженные априорные распределения, которыми в данном случае являются распределения Дирихле:

$$P(\{x_i\}|U_k) = \text{Dir}(\alpha_{ki}) = \frac{\Gamma(\sum_{i=1}^N \alpha_{ki})}{\prod_{i=1}^N \Gamma(\alpha_{ki})} \cdot \prod_{i=1}^N x_i^{\alpha_{ki}-1}. \quad (2)$$

Здесь $\Gamma()$ – гамма-функция, N – число элементарных литотипов $\{L_i\}$. Для последовательностей элементарных литотипов фиксированной длины сумма $\sum_i \alpha_{ki}$ является постоянной величиной. Удобство использования сопряженных априорных распределений обусловлено тем, что апостериорные распределения пропорций литотипов принадлежат тому же семейству, что и априорные. При этом пространства параметров $\{x_{ki}\}$ и $\{\alpha_{ki}\}$ могут быть отождествлены.

Значения параметров α_{ki} зависят от средних ожидаемых пропорций элементарных литотипов p_{ki} , количества слоев M и априорной вероятности появления литотипов $\{L_i\}$. При отсутствии каких-либо внешних ограничений на априорное распределение пропорций литотипов $\{L_i\}$ во всей совокупности последовательностей разумно принять $\sum_i \alpha_{ki} = M$. Тогда для фиксированного класса U_k параметры α_{ki} связаны с пропорциями p_{ki} выражением:

$$p_{ki} = E[x_i|U_k] = \frac{\alpha_{ki}}{\sum_i \alpha_{ki}} = \frac{\alpha_{ki}}{M}. \quad (3)$$

Рассмотрим два класса U_1 и U_2 , характеризующиеся своими значениями параметров распределения Дирихле $\{\alpha_{1i}\}$ и $\{\alpha_{2i}\}$. Из-за конечности M существует ненулевая вероятность того, что случайные последовательности, представляющие собой единичные реализации случайной величины, отвечающей классу U_1 , могут быть ошибочно отнесены к классу U_2 . Оценка вероятности такой ошибочной классификации дается коэффициентом Чернова [Chernoff, 1952; Nielsen, 2013], который определяется степенью перекрытия соответствующих вероятностных распределений и может быть использован в качестве меры близости классов U_1 и U_2 . Дополнительной мотивацией к использованию коэффициента Чернова в качестве меры близости распределений при фациально обоснованном масштабировании литотипов является получаемая при этом согласованность с подходом к параметризации фациального многообразия, который в этом случае может быть применен к оценке априорных вероятностей $P_a(U_i)$ из (1) [Эпов, 2019]. Благодаря этому создаваемая система литотипов как нельзя лучше подходит для выполнения количественной интерпретации сейсмических

данных с применением байесовского формализма.

Вычисление коэффициента Чернова для распределений Дирихле подразумевает выполнение минимизации функционала по скалярному параметру, значение которого может меняться в зависимости от свойств сравниваемых распределений. Поэтому с точки зрения удобства практической реализации в рамках рассматриваемого подхода предлагается использовать приближение, основанное на коэффициенте Бхаттачария [Bhattacharyya, 1943]. В этом случае несложно показать (см. Приложение), что для распределений Дирихле с фиксированной суммой параметров $\{\alpha_{ki}\}$ величина коэффициента подобия двух классов U_1 и U_2 дается следующим выражением:

$$C(U_1:U_2) = \frac{\prod_i \Gamma(\frac{\alpha_{1i}+\alpha_{2i}}{2})}{\prod_i \sqrt{\Gamma(\alpha_{1i}) \cdot \Gamma(\alpha_{2i})}}. \quad (4)$$

Оценка вероятностей $P_a(U_i)$ при уже построенной вероятностной фациальной модели $\{P_a(F_j)\}$ может быть выполнена с применением двух альтернативных подходов. Первый подразумевает расчет $P_a(U_i)$ с использованием предварительно оцененных условных вероятностей $P(U_i|F_j)$:

$$P_a(U_i) = \sum_j P(U_i|F_j) \cdot P_a(F_j). \quad (5)$$

Однако важно подчеркнуть, что, поскольку масштабы литотипов $\{U_i\}$ и фаций $\{F_j\}$ в данном случае совпадают, вероятности $P(U_i|F_j)$ не могут быть оценены по статистикам пропорций литотипов в фациях, как это можно было сделать при оценке вероятностей $P(L_i|F_j)$. Скорее, величины $P(U_i|F_j)$ необходимо интерпретировать как вероятности отнесения к классу U_i последовательности элементарных литотипов, полученной в условиях, характерных для фации F_j . Другими словами, данные вероятности отвечают не частоте встречаемости литотипов в определенной фации, а мерой уверенности в получении литологических признаков, отвечающих классу U_i , в заданных обстановках осадконакопления F_j . То есть при переходе к сопоставимым масштабам фаций и литотипов частотная интерпретация вероятности теряет смысл, а на смену ей приходит информационная модель. Очевидно, что приведенная интерпретация $P(U_i|F_j)$ совпадает с определением ошибки классификации. Поэтому данные вероятности естественным образом также оцениваются с применением коэффициентов Чернова между распределениями Дирихле, отвечающими масштабированным литотипам U_i , и распределениями Дирихле, отвечающими геологическим фациям того же масштаба:

$$P(U_i|F_j) = \frac{C(U_i:F_j)}{\sum_k C(U_k:F_j)}. \quad (6)$$

Второй подход к оценке $P_a(U_i)$ может быть основан на непосредственном применении выражений типа (6). Для этого на первом шаге, основываясь на (3), оцениваются параметры распределения Дирихле, отвечающие смешанной обстановке осадконакопления F_{arb} :

$$\alpha_{ai} = \sum_k P_{arb}(F_k) \cdot \alpha_{ki}. \quad (7)$$

Здесь $P_{arb}(F_k)$ – вероятности фаций, отвечающие обстановке F_{arb} .

После этого априорные вероятности масштабированных литотипов могут быть получены из коэффициентов подобия (4), рассчитанных для пар $(U_i: F_{arb})$:

$$P(U_i|F_{arb}) = \frac{C(U_i:F_{arb})}{\sum_k C(U_k:F_{arb})} \quad (8)$$

Выбор в пользу одного из двух подходов может быть сделан исходя из интерпретации самих величин априорных вероятностей фаций, а также критериев, лежащих в основе выделения фаций и литотипов. Использование выражения (5) подразумевает наложение более строгих ограничений, связанных с фациальной моделью, что, в свою очередь, требует более детальной проработки последней. Выражение (8) использует информацию об обстановках лишь при задании параметров классифицируемых условий F_{arb} (которое, в частности, может быть выполнено вообще без привлечения седиментологической информации), тогда как сама классификация выполняется исключительно по литологическим признакам, без использования априорной информации об ожидаемых в данных условиях комбинациях пропорций элементарных литотипов. Пример сравнения данных двух подходов будет рассмотрен ниже.

Основываясь на приведенных выражениях, можно предложить следующую последовательность действий для задания системы масштабированных литотипов:

1. Выбор системы элементарных «каротажных литотипов» $\{L_i\}$.
2. Оценка вероятностных распределений упругих параметров $p(m_{elas}|L_i)$.
3. Задание масштаба осреднения H_{seis} и выбор набора геологических фаций $\{F_i\}$ в качестве начального приближения системы $\{U_i\}$. Оценка условных вероятностей $P(L_i|F_j)$ и расчет параметров распределений Дирихле для фаций на основании (3).
4. Оценка коэффициентов подобия $C(F_i:F_j)$ для всевозможных попарных комбинаций $F_i - F_j$. При необходимости визуализация взаимного расположения фаций в соответствии с полученными оценками меры их отличия по пропорциям литотипов.
5. Группировка близких по литологическому составу фаций с получением системы масштабированных литотипов $\{U_i\}$; задание условных вероятностей $P(L_i|U_j)$, задание параметров распределений Дирихле для элементов $\{U_i\}$.
6. Оценка условных вероятностей $P(U_i|F_j)$.
7. Оценка вероятностных распределений упругих параметров $p(m_{elas}|U_i)$.

Последний шаг удобно выполнять с применением инструментов стохастического петроупругого моделирования. Зная параметры распределений $p(m_{elas}|L_i)$, распределения $p(m_{elas}|U_i)$ могут быть

определены при помощи генерации достаточного числа случайных реализаций последовательностей элементарных литотипов, отвечающих классу U_i , и оценкой эффективных свойств для каждой из полученных последовательностей посредством применения методики осреднения по Бэкусу [Backus, 1962]. Созданная таким образом выборка значений эффективных параметров служит основой для оценки $p(m_{elas}|U_i)$.

Синтетический пример

В качестве первой иллюстрации практического применения метода рассмотрим модельный пример, полученный путем стохастического моделирования последовательности элементарных слоев, каждый из которых может быть представлен одним из трех литотипов $\{L_1, L_2, L_3\}$. Литотип L_1 условно соответствует песчанику со средними значениями пористости 0,25 и объемной глинистости 0,07. Литотип L_3 отвечает глинистым породам (средняя пористость 0,15, глинистость – 0,7), а литотип L_2 занимает промежуточное положение, представляя низкопористые глинизированные песчаники и алевролиты со средней пористостью 0,11 и глинистостью 0,35. Вероятности появления литотипов в каждой точке разреза задавались на основе некоторой априорной фациальной модели, отражающей гипотетическую последовательность смены обстановок осадконакопления в разрезе. Разнообразие седиментационных обстановок описывалось набором из 12 фаций, каждая из которых характеризовалась собственным распределением априорных вероятностей появления литотипов $P_a(L_i)$ (табл. 1). По своему литологическому составу и характеру ассоциаций в разрезе фации $F_1 - F_5$ могут быть поставлены в соответствие русловым и пойменным отложениям, накапливавшимся в обстановках некоторой гипотетической аллювиальной равнины, фации $F_6 - F_7$, сложенные тонким переслаиванием песчаных и глинистых прослоев, – переходным прибрежно-морским условиям; а фации $F_8 - F_{12}$ – условиям мелководного шельфа.

Последовательные переходы от одной фации к другой в разрезе моделировались плавными изменениями априорных вероятностей литотипов. В нескольких точках разреза были заданы границы секвенций, нарушающие такую закономерную последовательность смены литологического состава. На рисунке 1 показаны характеристики априорной литолого-фациальной модели, выбранная случайная реализация последовательности литотипов, соответствующие данной реализации синтетические кривые пористости, глинистости и упругих параметров, а также результаты байесовской классификации модельных каротажных кривых.

Таблица 1

Вероятности присутствия «каротажных литотипов» L_i в фациях

	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	F_8	F_9	F_{10}	F_{11}	F_{12}
L_1	0,95	0,7	0,3	0,1	0	0,5	0	0	0	0,1	0,5	0,8
L_2	0,05	0,3	0,4	0,5	0,3	0,1	0,7	0,05	0,5	0,8	0,5	0,2
L_3	0	0	0,3	0,4	0,7	0,4	0,3	0,95	0,5	0,1	0	0

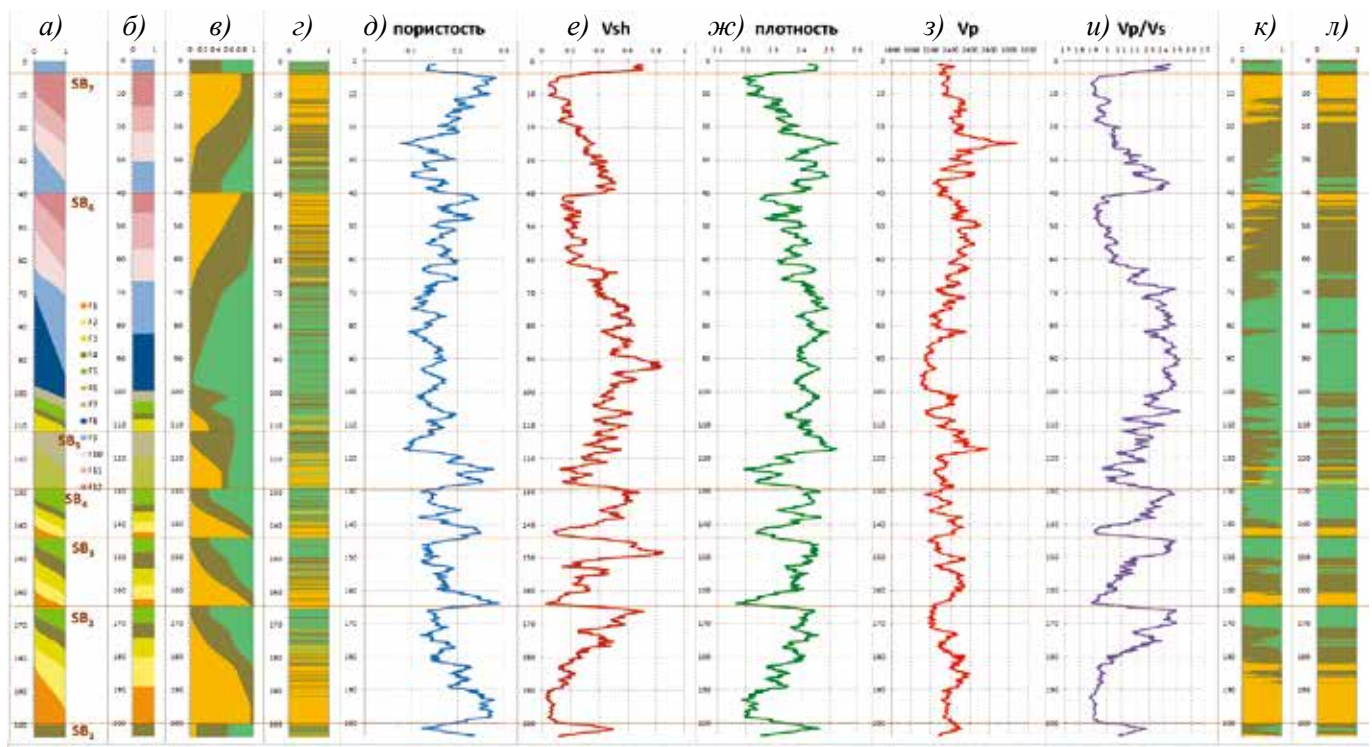


Рис. 1

Синтетический литологический разрез и его петрофизические характеристики.

а) – априорные вероятности фаций $P_a(F_j)$; б) – наиболее вероятная фация; в) – априорные вероятности элементарных литотипов $P_a(L_i)$; г) – случайная реализация последовательности литотипов, соответствующая (в); (д – и) – модельные каротажные кривые. Результаты байесовской классификации кривых пористости и глинистости: к) – колонка вероятностей литотипов для данных значений пористости и глинистости $P(L_i|por, Vsh)$; л) – наиболее вероятный литотип L_i по результатам байесовской классификации

Толщина микрослоев синтетической последовательности элементарных литотипов (рис. 1, б) составляла 20 см. Модельные кривые петрофизических характеристик (рис. 1, г – з) рассчитывались методом Монте-Карло по заданным совместным распределениям вероятностей петрофизических характеристик для каждого элементарного литотипа $\{L_i\}$. Используя исходные совместные распределения пористости и глинистости для каждого литотипа $p(por, Vsh|L_i)$, с применением байесовской классификации была выполнена литологическая интерпретация модельных кривых: оценены вероятности появления литотипов L_i (рис. 1, к) и на их основе определен наиболее вероятный литотип в каждой точке разреза (рис. 1, л). Для того чтобы учесть в модели влияние ограниченной разрешающей способности методов ГИС, при расчете синтетических кривых петрофизических параметров применялось их незначительное сглаживание, что привело к отличиям в разрешенности колонок (рис. 1, г и л). Для созданной модели были рассчитаны синтетические угловые суммы и по ним выполнена синхронная инверсия (рис. 2).

В качестве зондирующего импульса при моделировании и инверсии использовался нуль-фазовый сигнал с частотными характеристиками 5–20–40–100 Гц. Синтетические угловые трассы рассчитывались в диапазоне 0–45 градусов, с шагом 5 градусов. Инверсия выполнялась с применением ПО HampsonRussell, начальная модель рассчитывалась из низкочастотной составляющей исходных синтетических кривых акустического и плотностного каротажа (верхние ча-

стоты пропускания/срезания 7/15 Гц). Типичное для рассматриваемой модели поведение коэффициентов отражения в зависимости от угла падения в диапазоне углов до 45 градусов не обеспечивает возможности восстановления плотности в результате сейсмической инверсии. Поэтому далее рассматриваются результаты интерпретации, основанные на совместном анализе значений только акустического и сдвигового импедансов.

Для количественной интерпретации восстановленных в результате инверсии упругих свойств необходимо выбрать систему литотипов $\{U_i\}$, задать совместные распределения $p(m_{elas}|U_i)$ и оценить априорные вероятности $P_a(U_i)$. В качестве примера рассмотрим две системы литотипов:

1. Система $\{U_i\}$ тождественна системе исходных «каротажных» литотипов $\{L_i\}$ (огрубления литотипов перед сейсмической интерпретацией не выполняется, а распределения $p(m_{elas}|L_i)$ оцениваются по исходным показаниям каротажных кривых).

2. Система $\{U_i\}$ выбирается по изложенной методике для масштаба осреднения $N_{seis} = 4$ м.

В рассматриваемой модели интервалу осреднения 4 м в среднем отвечает временная толщина 3–4 мс. Такая база осреднения, с одной стороны, позволяет сохранить приемлемую детальность описания литологической изменчивости разреза, а с другой – является достаточной для того, чтобы изменения свойств индивидуальных пропластков огрубленной модели начинали сказываться на амплитудах сейсмической записи.

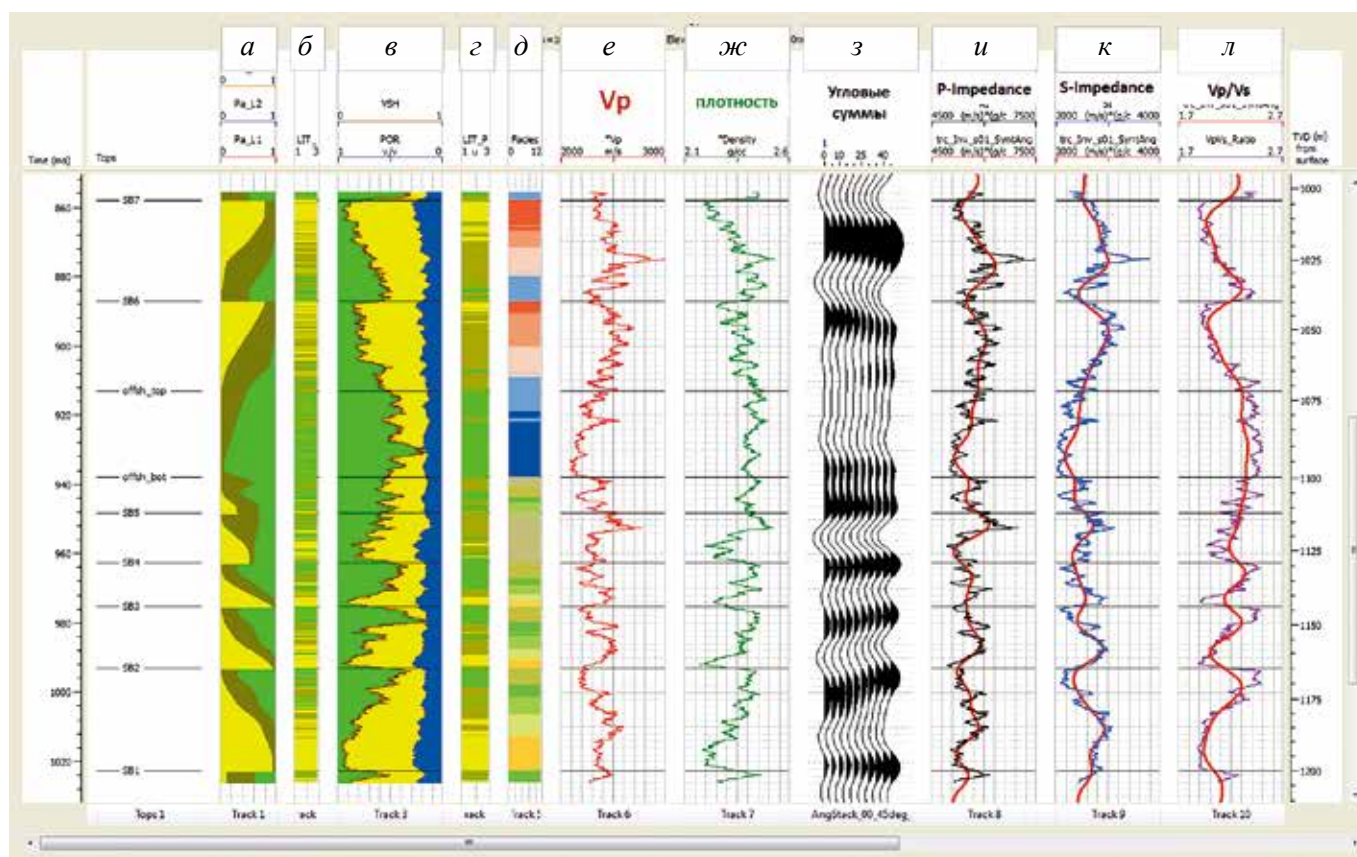


Рис. 2

Синтетическая сейсмограмма угловых сумм и результаты синхронной инверсии.

а – априорные вероятности элементарных литотипов $P_a(L_i)$; б – случайная реализация последовательности литотипов, лежащая в основе анализируемой модели; в – модельные кривые пористости, песчаности и глинистости; г – наиболее вероятный литотип по результатам байесовской классификации значений пористости и глинистости; д – наиболее вероятная фация; е, ж – синтетические кривые скорости продольных волн и плотности; з – синтетические угловые суммы; и – исходная кривая акустического импеданса (черная) и восстановленная в результате инверсии (красная); к – исходная кривая сдвигового импеданса (синяя) и восстановленная в результате инверсии (красная); л – исходная кривая соотношения V_p/V_s (фиолетовая) и восстановленная в результате инверсии (красная)

В качестве начального приближения системы масштабированных литотипов $\{U_i\}$ выбирается набор классов, отвечающих чистым фациям $\{F_i\}$. Расчет коэффициентов подобия $C(F_i; F_j)$ для всевозможных попарных комбинаций фаций по исходным пропорциям литотипов, приведенным в таблице 1, позволяет выявить фации, характеризующиеся наиболее близким литологическим составом, и затем выполнить их группирование. В рассматриваемом случае простой модели, базирующейся всего на трех элементарных литотипах, такой анализ может быть подкреплён визуализацией фаций, а также распределений Дирихле для различных масштабов осреднения на тройных диаграммах (рис. 3). В более сложных случаях визуализация взаимного расположения фаций в соответствии с оцененными коэффициентами подобия может быть выполнена после применения методов факторизации [Дейвисон, 1988; Borg, Groenen, 2005].

На приведенном рисунке хорошо видно, что многие из исходных 12 фаций характеризуются довольно близким литологическим составом. Однако следует подчеркнуть, что оценка меры «близости» имеет смысл лишь при привязке к конкретному масштабу осреднения. Чем меньше база осреднения, то есть чем меньше количество микрослоев

в классифицируемой последовательности, тем выше вероятность ошибочной классификации и тем «ближе» фации друг к другу в статистическом смысле. С другой стороны, чрезмерное увеличение масштаба осреднения приводит к тому, что не только последовательности микрослоев, отвечающие «чистым» фациям, с высокой степенью уверенности начинают статистически разделяться, но и некоторые промежуточные «смешанные» состояния могут быть выделены в самостоятельные классы. Это означает в таком случае, что выбранный набор фаций не позволяет полностью охватить разнообразие статистических характеристик последовательностей элементарных литотипов, которые могут быть реализованы в изучаемых геологических условиях. Поэтому выполнение огрубления литотипов на больших масштабах, как правило, требует использования в качестве начального приближения большего количества фаций по сравнению с моделями, настроенными на меньшую базу осреднения.

Оптимальная плотность расположения осредненных литотипов в пространстве литологических признаков определяется вариацией распределений Дирихле, соответствующих заданной базе осреднения N_{seis} . Этот же критерий используется для принятия решения о том, какие фации могут быть

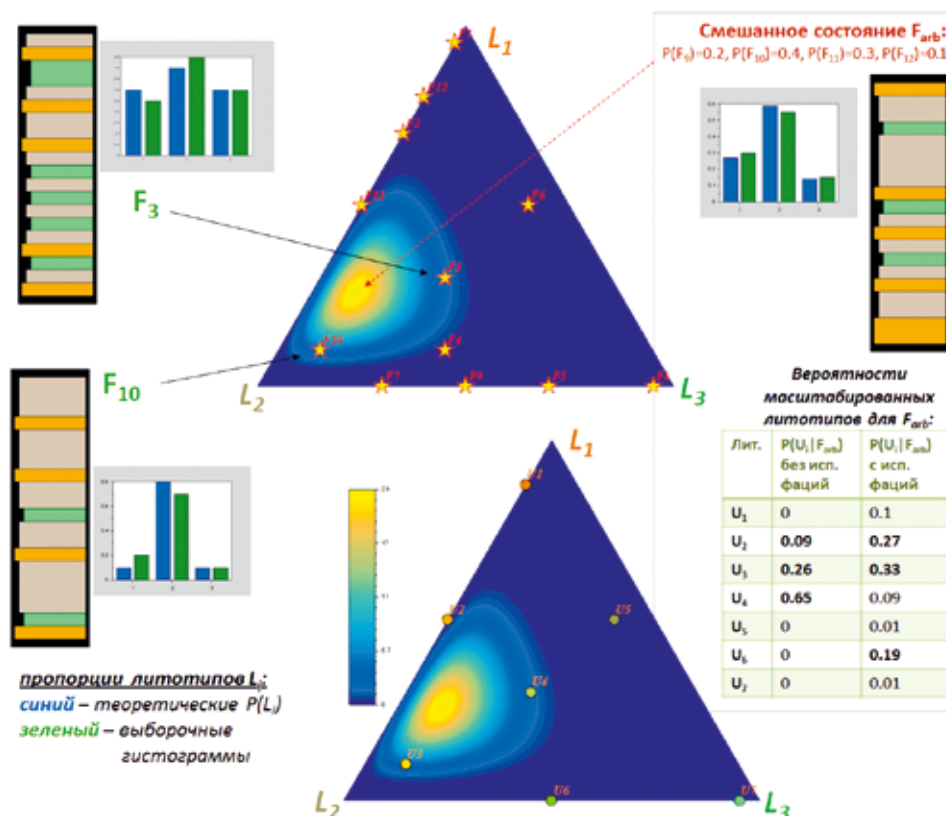


Рис. 3

Визуализация взаимного расположения фаций F_i и масштабированных литотипов U_i на тройных диаграммах.

Цветом показан пример распределения Дирихле, отвечающего случайной последовательности 20 микрослоев для некоторого смешанного состояния F_{arb} седиментационной системы, характеризующейся указанными справа вверху значениями вероятностей фаций. Справа показана единичная случайная реализация такого состояния. Слева показаны примеры случайных реализаций последовательностей такой же длины, отвечающих ближайшим фациям F_3 и F_{10} . Справа внизу приведены оценки вероятностей литотипов U_i для состояния F_{arb} , выполненные с использованием и без использования информации об обстановках осадконакопления

объединены в один класс без потери точности принимаемой статистической модели. Из рисунка 3 видно, что получаемый при выбранном масштабе осреднения уровень неопределенности приводит к значительной погрешности разделения таких пар фаций, как, например, $(F_2:F_{12})$ или $(F_4:F_9)$. Поэтому выделять самостоятельные осредненные литотипы, отвечающие подобным близко расположенным фациям, нет необходимости. Как правило, такое объединение не приведет в последующем к значительному увеличению неопределенности результатов прогноза, если при интерпретации используется информация о парагенетических ассоциациях, контролирующей топологию принципиальной фациальной модели. Например, фации F_4 и F_9 относятся к принципиально разным седиментационным условиям. Поэтому, даже если эти фации будут классифицированы как один и тот же масштабированный литотип, в процессе интерпретации выбор в пользу одной из них с достаточной степенью уверенности может быть сделан на основе априорной геологической информации об обстановках осадконакопления. В качестве еще одного дополнительного критерия, используемого при выборе системы $\{U_i\}$, может быть использована чувствительность ключевых петрофизических параметров (например, упругих свойств) к вариациям литологического состава.

Основываясь на приведенных выше соображениях, для анализируемой синтетической модели может быть выбрана система из семи масштабированных литотипов:

1. Класс U_1 – песчаные отложения, отвечающие осредненному литологическому составу фаций F_1 и F_{12} .
2. Класс U_2 – песчано-алевритистые отложения, по составу отвечающие фации F_{11} .
3. Класс U_3 – алевритовые отложения, по составу отвечающие фации F_{10} .
4. Класс U_4 – смешанные отложения, по составу отвечающие фации F_3 .
5. Класс U_5 – переслаивание тонких песчаных и глинистых пластов, по составу отвечает фации F_6 .
6. Класс U_6 – алевритово-глинистые отложения, по составу отвечающие фации F_9 .
7. Класс U_7 – глинистые отложения, отвечающие фации F_8 .

Используя параметры распределений Дирихле для элементов $\{U_i\}$ и фаций $\{F_i\}$ (см. (3)) в выражениях, аналогичных (4), выполняется оценка коэффициентов подобия между масштабированными литотипами и фациями $S(U_i:F_j)$. Затем на их основе рассчитываются вероятности $P(U_i|F_j)$ (табл. 2).

Таблица 2

Вероятности $P(U_i|F_j)$, синтетический пример

	U_1	U_2	U_3	U_4	U_5	U_6	U_7
F_1	0,9	0,05	0	0,01	0,04	0	0
F_2	0,44	0,47	0,01	0,05	0,03	0	0
F_3	0,01	0,08	0,09	0,6	0,14	0,08	0
F_4	0	0,01	0,14	0,27	0,02	0,54	0,02
F_5	0	0	0,02	0,07	0,02	0,64	0,25
F_6	0,04	0,01	0	0,18	0,75	0,01	0,01
F_7	0	0,01	0,41	0,09	0	0,49	0
F_8	0	0	0	0	0,01	0,04	0,95
F_9	0	0	0,1	0,1	0,01	0,76	0,03
F_{10}	0	0,1	0,7	0,1	0	0,1	0
F_{11}	0,11	0,69	0,1	0,09	0,01	0	0
F_{12}	0,67	0,26	0	0,03	0,04	0	0

Как связать созданную систему масштабированных литотипов с результатами наблюдений в скважинах? Рассмотрим следующий пример. Пусть в результате петрофизической интерпретации данных ГИС в некотором интервале разреза были получены следующие пропорции элементарных литотипов: $P(L_1) = 0,27$; $P(L_2) = 0,59$; $P(L_3) = 0,14$. Выберем для примера базу осреднения $N_{\text{seis}} = 4$ м (20 микрослоев при толщине одного микрослоя в 20 см). Соответствующие значения параметров распределения Дирихле, описывающего данные пропорции, получаются из (3) и составляют: $\alpha_1 = 5,4$; $\alpha_2 = 11,8$; $\alpha_3 = 2,8$ (распределение Дирихле с такими параметрами показано на тройной диаграмме рис. 3 цветом). Оценивая вероятности $P(U_i|F_{\text{arb}})$ при помощи (8), получаем следующие значения вероятностей масштабированных литотипов: $P(U_1) = 0$; $P(U_2) = 0,09$; $P(U_3) = 0,26$; $P(U_4) = 0,65$; $P(U_5) = 0$; $P(U_6) = 0$; $P(U_7) = 0$. То есть наиболее близким к данным условиям является класс U_4 . Важно подчеркнуть, что данные значения характеризуют вероятности идентификации масштабированных литотипов для всего диапазона условий, при которых возможно получение наблюдаемых пропорций элементарных литотипов $\{L_i\}$. Эти вероятности не будут совпадать с вероятностями отнесения единичной наблюдаемой реализации последовательности литотипов $\{L_i\}$ к классам $\{U_i\}$, поскольку последние не учитывают возможность появления в данных условиях эквивалентных реализаций.

Рассмотрим теперь подход к оценке вероятностей $P(U_i)$ с использованием результатов фациальной интерпретации. Пусть в результате анализа геологической информации была установлена принадлежность данного интервала разреза к мелководно-морским обстановкам и оценены следующие априорные вероятности фаций: $P(F_8) = 0$; $P(F_9) = 0,2$; $P(F_{10}) = 0,4$; $P(F_{11}) = 0,3$; $P(F_{12}) = 0,1$ (в данном примере эти значения вероятностей подобраны так, чтобы, в соответствии с таблицей 1, получались те же самые вероятности появления элементарных литотипов: $P(L_1) = 0,27$; $P(L_2) = 0,59$; $P(L_3) = 0,14$).

Оценивая вероятности $P(U_i|F_j)$ при помощи (6), а затем, используя в (5) указанные априорные вероятности фаций, получаем следующие значения вероятностей масштабированных литотипов: $P(U_1) = 0,1$; $P(U_2) = 0,27$; $P(U_3) = 0,33$; $P(U_4) = 0,09$; $P(U_5) = 0,01$; $P(U_6) = 0,19$; $P(U_7) = 0,01$. В данном случае наиболее вероятным масштабированным литотипом оказывается U_3 , а литотип U_4 получает весьма незначительный вес. На первый взгляд, это не согласуется с положением литотипов U_i относительно распределения Дирихле, показанного на рисунке 3. Кажется, что вероятность появления литотипа U_4 должна быть довольно большой. Для того чтобы объяснить полученный результат, достаточно рассмотреть вероятности $P(U_i|F_j)$, приведенные в таблице 2. Видно, что появление литотипа U_4 ожидается преимущественно в условиях, отвечающих фациям F_3 и F_4 , входящим в группу обстановок осадконакопления аллювиальной равнины. Поскольку априорная геологическая информация (представленная априорными вероятностями фаций) свидетельствует о мелководно-морских условиях формирования данного интервала, априорная вероятность появления литотипа U_4 оказывается довольно низкой, несмотря на его «близость» к рассматриваемым условиям по литологическим признакам.

Рассмотренный пример наглядно иллюстрирует различия в двух подходах к заданию априорных вероятностей литотипов, основанных на выражениях (5) и (8). В случае выполнения количественной интерпретации данных с привлечением априорной геологической информации, применение подхода, основанного на (5), будет являться предпочтительным. С другой стороны, применение оценок (8) может быть оправданным при использовании литологических и петрофизических критериев классификации отложений без привязки их к обстановкам осадконакопления.

На следующем этапе необходимо выполнить оценки параметров распределений $p(m_{\text{elas}}|U_i)$. Данная задача решалась с применением технологии стохастического моделирования эффективных упругих свойств, основанного на методике осреднения по Бэкусу [Backus, 1962]. Для этого выполнялся расчет представительного числа случайных реализаций последовательностей слоев элементарных литотипов $\{L_i\}$ с вероятностями их появления, отвечающими классам $\{U_i\}$. Количество микрослоев в последовательности соответствовало масштабу осреднения N_{seis} . На рисунке 4 представлено сравнение результатов такого моделирования для разных значений N_{seis} и их сопоставление с упругими характеристиками исходных «каротажных» литотипов $\{L_i\}$, оцененных по синтетическим кривым упругих методов и результатам литологической классификации каротажных данных, показанной на рисунке 1, л.

Приведенные графики наглядно демонстрируют эффект агрегации, проявляющийся в стабилизации эффективных значений упругих параметров вокруг некоторых средних значений по мере увеличения базы осреднения. При базе осреднения 2 м облака точек, отвечающие отдельным литотипам, разделя-

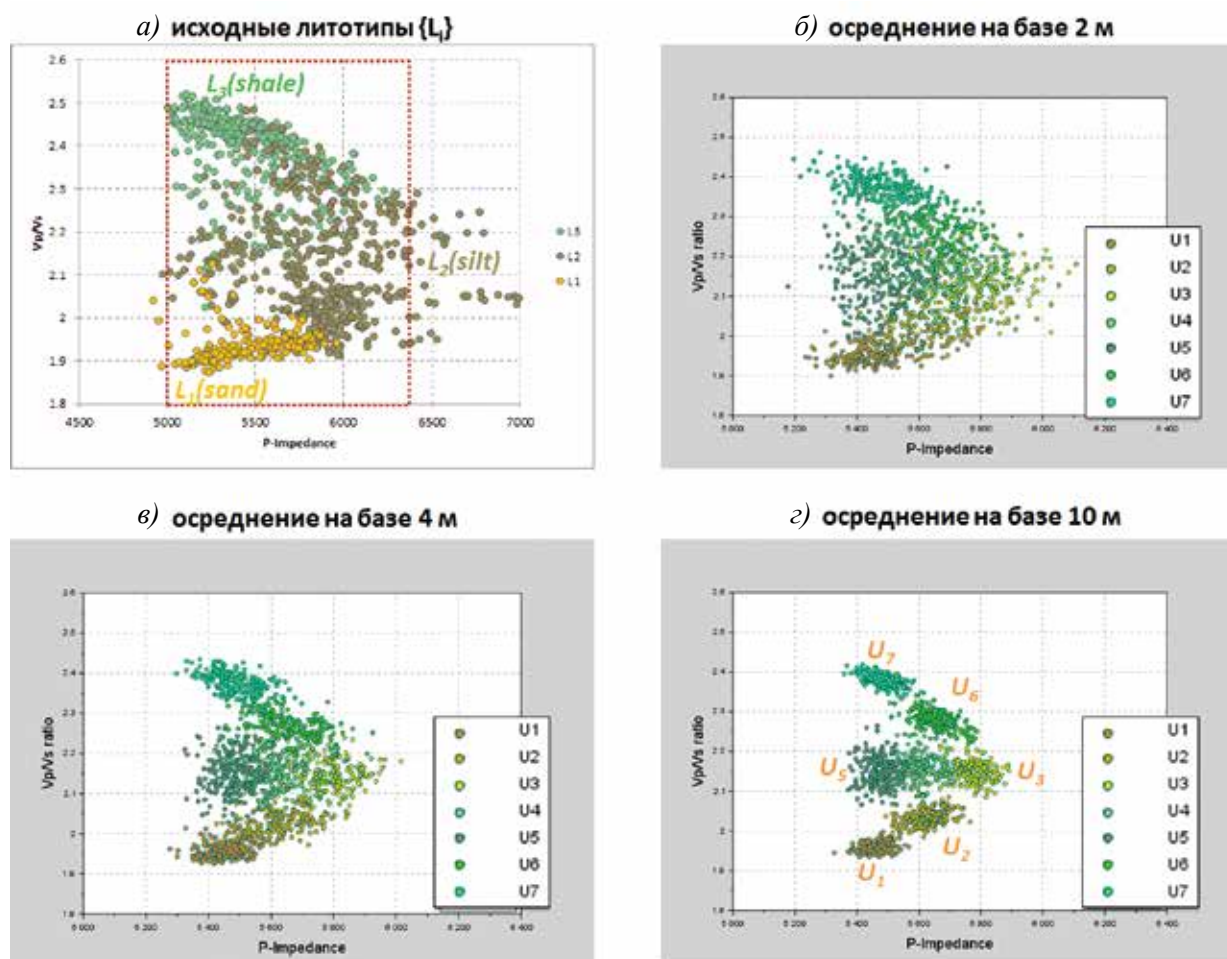


Рис. 4

Сравнение распределений упругих свойств каротажных литотипов и огрубленных литотипов для разных масштабов осреднения

ются гораздо хуже, чем при базе осреднения 10 м. Использование исходной системы «каротажных» литотипов $\{L_i\}$ в процессе байесовской интерпретации результатов сейсмической инверсии с применением (1) приведет к выполнению классификации по сильно перекрывающимся функциям распределения $p(m_{\text{elas}}|L_i)$ (рис. 4, а). Результаты такого прогноза будут характеризоваться высокой степенью неопределенности. Кроме этого, использование подхода, основанного на литотипах $\{L_i\}$, выделенных в масштабе каротажных кривых, может быть сопряжено с появлением противоречий фундаментального характера. Связаны они со сложностью интерпретации значений вероятностей $P(L_i|m_{\text{elas}})$, получаемых из упругих свойств, оцененных в сейсмическом диапазоне частот. С одной стороны, байесовский подход подразумевает информационную модель, рассматривая вероятности как меру определенности наших представлений о литологическом составе, основанных на наблюдениях. В реальности же осадочные толщи в сейсмическом масштабе крайне редко бывают представлены чистыми литологическими разностями из $\{L_i\}$. Более того, в практических приложениях оценки вероятностей $P(L_i|m_{\text{elas}})$ часто используются в дальнейшем для оценок частоты встречаемости микрослоев каротажных литотипов в слое характерной для сейсмической разрешенности толщины (например, для оценки эффек-

тивных толщин коллекторов). Очевидно, что можно привести много примеров геологических ситуаций, когда такой подход будет приводить к некорректным результатам. Выполнение масштабирования литотипов по предлагаемой в настоящей работе методике позволяет разрешить подобные противоречия. А благодаря уменьшению разброса упругих свойств литотипов при масштабировании и получении оценок эффективных значений упругих свойств для сейсмического диапазона частот результаты байесовской классификации с применением в (1) масштабированных литотипов, как правило, характеризуются меньшей неопределенностью, чем при использовании исходных литотипов масштаба каротажа.

Чтобы проиллюстрировать это, рассмотрим результаты применения двух вариантов байесовской интерпретации к трассам акустического импеданса и соотношения V_p/V_s анализируемого синтетического примера. В первом случае интерпретация выполнялась с использованием системы «каротажных» литотипов $\{L_i\}$ и распределений $p(m_{\text{elas}}|L_i)$, оцененных по выборкам, представленным на рисунке 4, а. Во втором случае использовались масштабированные литотипы $\{U_i\}$ с базой осреднения 4 м, а распределения $p(m_{\text{elas}}|U_i)$ оценивались по выборкам, представленным на рисунке 4, в. Априорные вероятности $P_a(L_i)$ задавались на основе исходной

априорной фациальной модели (рис. 2, а), которая использовалась для генерации рассматриваемого синтетического примера. Априорные вероятности $P_a(U_i)$ рассчитывались из значений $P(U_i|F)$, представленных в таблице 2, и априорной фациальной модели. Для того чтобы можно было сопоставить результаты двух вариантов интерпретации, во втором случае выполнялась оценка вероятностей появления «каротажных» литотипов $\{L_i\}$ из вероятностей $P(U_i|m_{elas})$, оцененных с применением (1):

$$P(L_i|\bar{U}, m_{elas}) = \sum_k P(L_i|U_k) \cdot p(U_k|m_{elas}). \quad (9)$$

Полученные результаты представлены на рисунке 5. Для того чтобы отдельно проиллюстрировать вклады априорной модели и функций правдоподобия $p(m_{elas}|U_i)$, в колонках рисунка 5, κ и λ приведены вероятности $P(L_i|m_{elas})$ и $P(U_i|m_{elas})$, оцененные с применением (1), однако в предположении равных априорных вероятностей соответствующих литотипов, то есть данные вероятности, по сути, являются нормированными функциями правдоподобия. Колонка рисунка 5, m показывает вероятности элементарных литотипов, рассчитанные с использованием (9) из вероятностей $P(U_i|m_{elas})$,

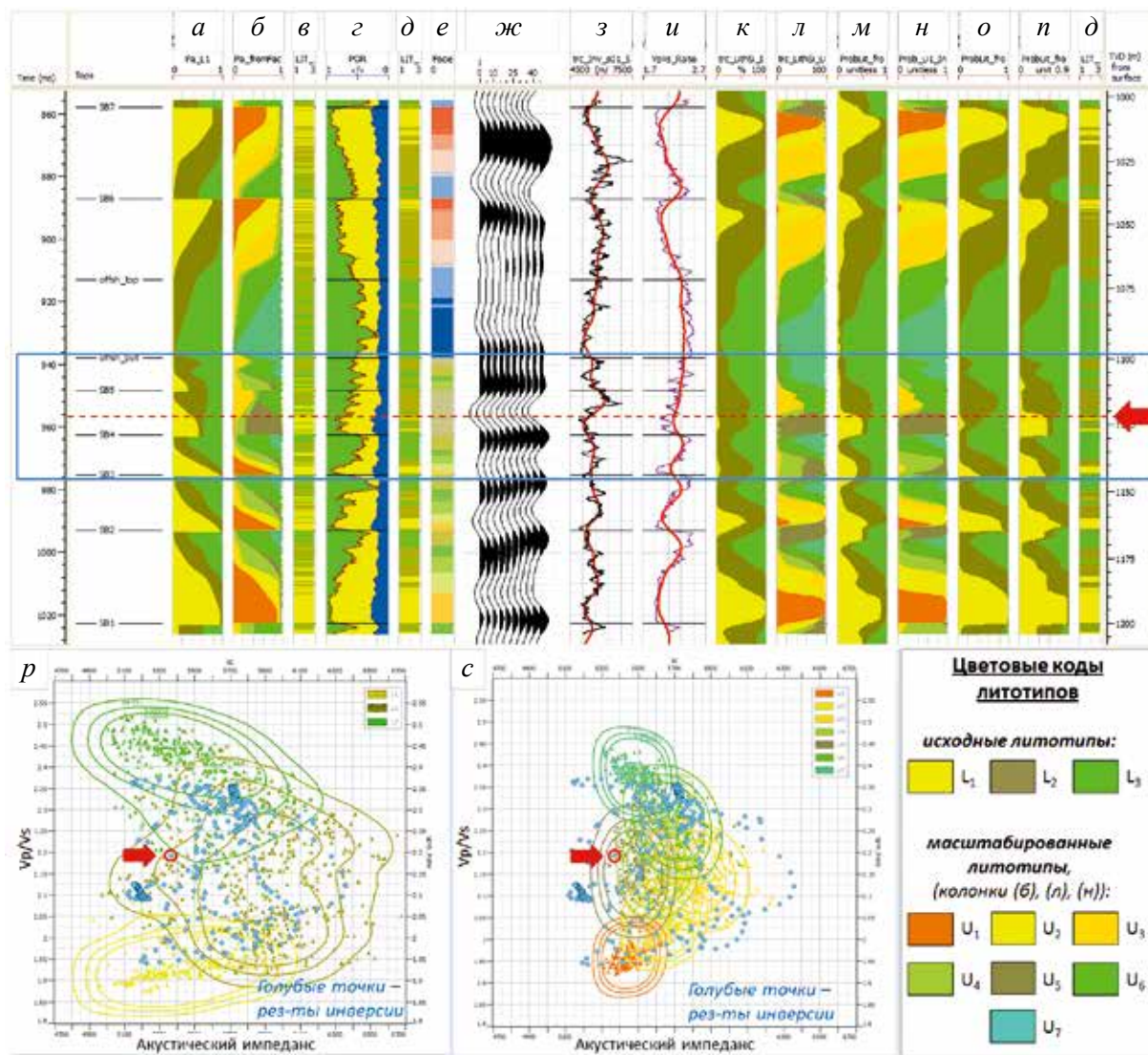


Рис. 5

Интерпретация результатов сейсмической инверсии.

a – априорные вероятности элементарных литотипов $P_a(L_i)$; $б$ – априорные вероятности масштабированных литотипов $P_a(U_i)$; $в$ – случайная реализация последовательности литотипов, лежащая в основе анализируемой модели; $г$ – модельные кривые пористости, песчаности и глинистости; $д$ – наиболее вероятный литотип по результатам байесовской классификации кривых пористости и глинистости; $е$ – наиболее вероятная фация; $жс$ – синтетические угловые суммы; $з$ – исходная кривая акустического импеданса (черная) и восстановленная в результате инверсии (красная); $и$ – исходная кривая соотношения V_p/V_s (фиолетовая) и восстановленная в результате инверсии (красная); κ – нормированные ф-ии правдоподобия элементарных литотипов $\{L_i\}$, полученные из распределений $p(m_{elas}|L_i)$; λ – нормированные ф-ии правдоподобия масштабированных литотипов $\{U_i\}$, полученные из распределений $p(m_{elas}|U_i)$; m – вероятности элементарных литотипов $\{L_i\}$, полученные из нормированных ф-ий правдоподобия масштабированных литотипов (колонка λ) и $P(L_i|U_i)$; $н$ – вероятности масштабированных литотипов $P(U_i|m_{elas})$, оцененные по результатам байесовской интерпретации инвертированных кривых акустического импеданса и соотношения V_p/V_s ; $о$ – вероятности элементарных литотипов $P(L_i|m_{elas})$, оцененные по результатам байесовской интерпретации инвертированных кривых акустического импеданса и соотношения V_p/V_s ; $п$ – вероятности элементарных литотипов $P(L_i|m_{elas})$, оцененные из $P(U_i|m_{elas})$ (колонка $н$) и распределений $P(L_i|U_i)$; $р$ – распределения $p(m_{elas}|L_i)$; $с$ – распределения $p(m_{elas}|U_i)$. Красная стрелка указывает положение тестовой точки

представленных на рисунке 5, л. Окончательные варианты вероятностей $P(L_i|m_{elas})$, полученные с использованием априорных вероятностей $P_a(L_i)$, представлены на рисунке 5, о. Вероятности масштабированных литотипов $P(U_i|m_{elas})$, обусловленные результатами сейсмической инверсии, показаны в колонке рисунка 5, н. Данные вероятности оценивались с использованием (1), при этом априорные вероятности $P_a(U_i)$ (колонка рис. 5, б) оценивались на основе (5). Вероятности элементарных литотипов, соответствующие $P(U_i|m_{elas})$, представлены в колонке рисунка 5, п. Наибольшие отличия между двумя вариантами количественной интерпретации отмечаются в интервале, отмеченном синим прямоугольником. При этом видно, что подход, основанный на использовании масштабированных литотипов, позволяет добиться лучшего соответствия истинной модели, неплохо восстанавливая интервалы с повышенной песчанистостью. Прямое использование «каротажных» литотипов в (1) приводит к искажениям, связанным с ошибочной классификацией интервалов, сложенных тонким переслаиванием песчаных и глинистых пропластков, как низкопористых песчано-алевритистых отложений с преобладанием литотипа L_2 . Это приводит к заниженной оценке коллекторских свойств таких пластов.

Рассмотрим для примера точку разреза, отмеченную на рисунке 5 стрелкой. В результате инверсии здесь были получены значения акустического импеданса 5350 (м/с)*(г/см³) и соотношения V_p/V_s 2,19. Нормированные значения правдоподобия литотипов $\{L_i\}$ (рис. 5, к), получаемые путем использования в (1) одинаковых априорных вероятностей $P_a(L_i)$, составляют 0,01; 0,61; 0,38. То есть полученные значения упругих свойств наилучшим образом соответствуют литотипу L_2 , что хорошо иллюстрируется положением соответствующей точки на рисунке 5, р относительно соответствующих облаков вероятностных распределений. Оцененное правдоподобие появления песчаных пропластков (L_1) при таких упругих характеристиках крайне низкое. Это противоречит априорной модели, лежащей в основе настоящего синтетического примера: $P_a(L_1) = 0,42$; $P_a(L_2) = 0,2$; $P_a(L_3) = 0,38$. Рассматриваемый участок разреза в выбранной случайной реализации представлен переслаиванием песчаных (L_1) и глинистых (L_3) пропластков, в то время как алевритовые пропластки (L_2) здесь практически отсутствуют. Однако привлечение корректной априорной информации при использовании (1) не позволяет сколько-нибудь значимо улучшить оценку: получаемые вероятности $P(L_i|m_{elas})$ составляют 0,03; 0,6; 0,37, соответственно. Очевидно, что здесь наблюдается существенное расхождение результатов прогноза (колонка рис. 5, о) с исходным литологическим наполнением модели в данном интервале (колонки рис. 5, а, в и д).

В случае применения подхода, основанного на масштабировании литотипов, наиболее правдоподобным для указанных значений упругих свойств является литотип U_4 (рис. 5, с и л): нормированные значения правдоподобия для $\{U_i\}$ составляют (0,0;

0,0; 0,0; 0,15; 0,84; 0,01; 0,0). Соответствующие такому распределению $\{U_i\}$ вероятности элементарных литотипов $\{L_i\}$ (рис. 5, м) составляют (0,46; 0,15; 0,39). То есть даже без привлечения априорной информации применение подхода, основанного на использовании масштабированных литотипов, позволяет точнее выполнить прогноз литологического состава. Априорные вероятности литотипов $\{U_i\}$ (рис. 5, б) в данной точке составляют (0,03; 0,01; 0,07; 0,17; 0,63; 0,09; 0,01). Их учет в выражении (1) и последующее применение (9) дают следующие значения вероятностей появления элементарных литотипов $\{L_i\}$, соответствующих вероятностям $P(U_i|m_{elas})$: $P(L_1|U, m_{elas}) = 0,49$; $P(L_2|U, m_{elas}) = 0,11$; $P(L_3|U, m_{elas}) = 0,40$. Такой результат прогноза гораздо лучше соответствует исходному литологическому составу данного интервала модели.

Приведенное на рисунке 5, р и с сравнение распределений упругих свойств литотипов $\{L_i\}$ и $\{U_i\}$ служит наглядным объяснением причин преимуществ использования подходов с масштабированием литотипов. Прежде всего, распределения $p(m_{elas}|L_i)$ характеризуют упругие свойства «чистых» литологических разностей (в масштабе каротажа). Однако сейсмические данные оказываются чувствительны к эффективным свойствам пород, осредненным на базе, отвечающей частотному диапазону сейсмического сигнала. Влияние неоднородностей на эффективные свойства приводит к тому, что оцененные распределения свойств чистых литотипов не являются представительными. В частности, хорошо видно, что полученные в результате инверсии значения упругих свойств практически не попадают в центральную часть распределения, отвечающего литотипу L_3 , несмотря на то, что содержание глинистого вещества в рассматриваемой модели в среднем довольно высокое. Распределение $p(m_{elas}|L_1)$ также захватывает весьма небольшое количество точек. Подавляющее же большинство инвертированных значений находится в области свойств, больше характерных для литотипа L_2 . Таким образом, правдоподобие для литотипов L_1 и L_3 , характеризующихся экстремальными упругими свойствами, оказывается заниженным, а для литотипа L_2 – завышенным. Это происходит не только из-за того, что инверсия сейсмических данных дает «сглаженный» результат, на котором не выделяются отдельные тонкие пропластки с экстремальными значениями упругих свойств. Вторая причина связана с увеличением числа степеней свободы литологической модели при увеличении базы осреднения. В частности, комбинация микрослоев L_1 и L_3 при подчиненной роли литотипа L_2 будет давать эффективные упругие свойства, характерные больше для литотипа L_2 , чем для литотипов L_1 и L_3 . Включение новых элементов (U_4 и U_5) в систему масштабированных литотипов, статистические свойства которых соответствуют такому типу отложений, позволяет снизить неопределенность байесовской классификации и уменьшить вероятность ошибочного прогноза.

Пример на реальных данных

Данный пример основан на результатах интерпретации сейсмических и скважинных данных, полученных на Пальяновском участке Краснотенского месторождения (Западная Сибирь). Основные продуктивные и перспективные пласты здесь приурочены к юрским песчано-глинистым отложениям тюменской и шеркалинской свит, формировавшихся в континентальных и прибрежно-морских условиях. Рассматриваемый пример посвящен прогнозу коллекторских свойств отложений тюменской свиты. Одной из ключевых особенностей данного интервала разреза является наличие значительного количества углистого материала, накапливавшегося в пойменных и лагунных обстановках. Толщина углистых пропластков в редких случаях превышает первые метры, что находится за пределами разрешающей способности сейсмического метода – спрогнозировать поведение таких пропластков по сейсмическим данным детерминистическими методами не представляется возможным. В то же время по своим упругим свойствам угли значительно отличаются от вмещающих пород, из-за чего наличие даже относительно небольшого количества углистого вещества способно существенно влиять на эффективные упругие характеристики интервала в сейсмическом диапазоне частот. В связи с этим наиболее контрастные отражения в интервале тюменской свиты, как правило, связаны с углистыми фациями. По сравнению с ними вариации коллекторских свойств оказывают существенно меньшее влияние на амплитудные характеристики сейсмической записи (см. также [Шубин и др., 2018]). Дополнительные сложности возникают при попытках оценить упругие свойства углистого вещества в подобных условиях. Тонкое переслаивание и сильные краевые эффекты, искажающие показания каротажных методов на границах контрастных пропластков, являются причиной появления значительных погрешностей. Указанные выше факторы объясняют низкую достоверность прогноза свойств по сейсмическим данным, выполняемого с помощью таких традиционных методик, как детерминистическая инверсия с настройкой параметров прогноза на «каротажные» литотипы. Рассмотренная в настоящей работе технология масштабирования литотипов в комбинации с количественным учетом априорной геологической информации (см. [Эпов, 2019]) позволяет значительно продвинуться в решении указанной проблемы. Далее в качестве иллюстрации рассматривается пример применения данной методики в комбинации с детерминистической синхронной инверсией угловых сумм.

В качестве исходной информации использовались материалы геологической интерпретации ядра и данных ГИС [Эпов, Жемчугова, 2017], а также результаты петрофизической интерпретации скважинных данных. В число последних входили кривые пористости различного вида, глинистости, проницаемости, литологии, насыщения и др. На основе полученных материалов была создана система «каротажных» литотипов $\{L_i\}$, использовавшаяся в качестве исходных данных для последующего

процесса масштабирования. Эта система состояла из следующих элементов:

«каротажный» литотип	краткая характеристика
L1_SST	песчаник
L2_SST_LSH	глинистый песчаник, с преимущественно ламинарным типом глинистости
L3_SST_MSH	глинистый низкопористый песчаник, с преимущественно дисперсным типом глинистости
L4_SHL	глинистые породы
L5_SST_CRS	сцементированные грубозернистые песчаники шеркалинской свиты
L6_DENSE	плотные низкопористые породы шеркалинской свиты
L7_COAL	углистые породы
L8_SHL	глинистые породы шеркалинской свиты

Каждый из литотипов характеризовался собственным диапазоном значений пористости, глинистости и углистости. Литотипы L5_SST_CRS, L6_DENSE и L8_SHL относятся к отложениям шеркалинской свиты. Разнообразие литологического состава тюменской свиты в масштабе каротажа описывалось остальными пятью литотипами. Классификация песчано-глинистых разностей тюменской свиты в масштабе методов ГИС была выполнена в соответствии с моделью Томаса – Штибера [Thomas, Stieber, 1975], позволяющей разделять глинистость дисперсного и ламинарного типа.

На основе анализа данных акустического и плотностного каротажа были произведены оценки совместных вероятностных распределений упругих свойств для каждого литотипа (рис. 6). Как уже было сказано, по упругим свойствам наиболее контрастными являются углистые отложения. Остальные типы пород характеризуются значительно перекрывающимися распределениями упругих параметров, что негативно сказывается на возможностях их прогноза по результатам сейсмической инверсии.

В процессе геологической интерпретации была разработана принципиальная фациальная модель, содержащая 18 фаций, которая легла в основу для создания априорной модели изучаемого интервала разреза [Эпов, Жемчугова, 2017]. На основе совместного анализа результатов петрофизической интерпретации данных ГИС и фациальной интерпретации каротажных данных были оценены вероятности $P(L_i|F_j)$ появления «каротажного» литотипа L_i в условиях, отвечающих фации F_j . Также были оценены вероятности появления коллекторов для каждого литотипа $P(\text{Res}|L_i)$, необходимые в дальнейшем для выполнения прогноза коллекторских свойств по результатам сейсмической инверсии. На рисунке 7 представлена иерархическая схема фаций и литотипов для тюменской и шеркалинской свит.

Затем, применяя методику, изложенную в настоящей работе, задавалась система масштабированных литотипов $\{U_i\}$. Для облегчения выбора конкретных элементов $\{U_i\}$ применялась технология многомерного шкалирования: фации были факторизованы по пропорциям элементарных литотипов и затем выполнена их визуализация в пространстве двух главных признаков, описывающих литологическое

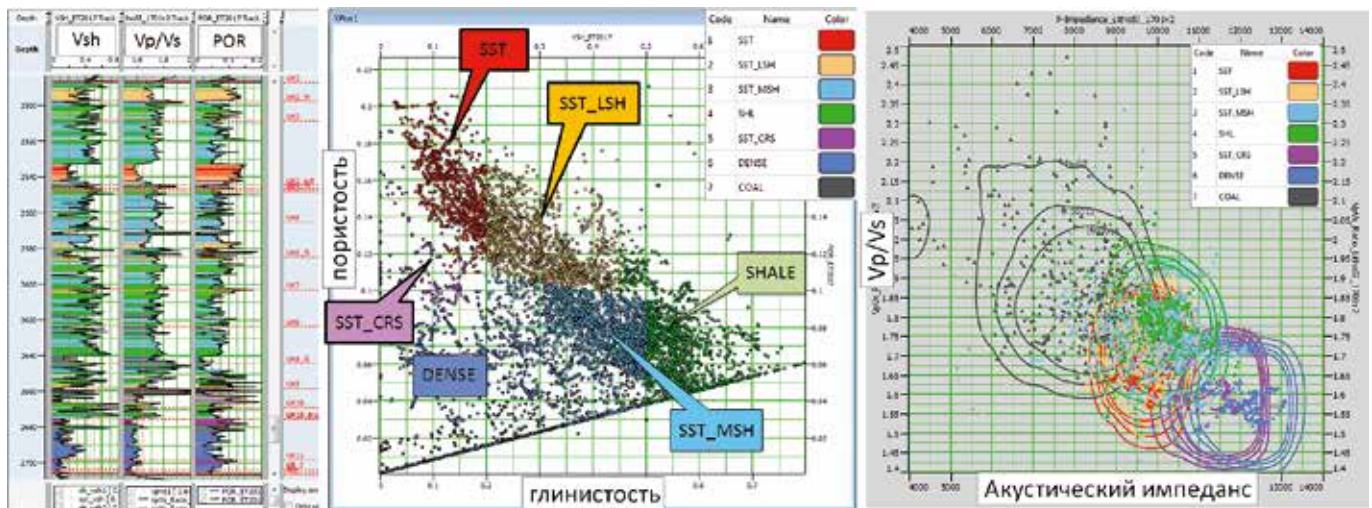


Рис. 6
Петрофизические характеристики каротажных литотипов

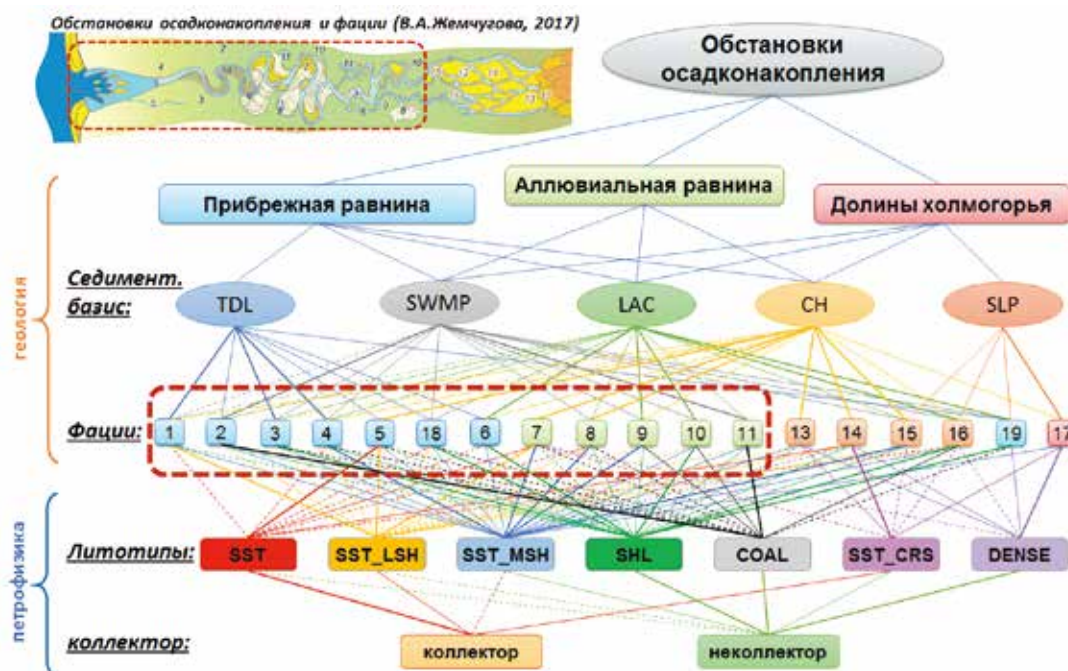


Рис. 7
Иерархическая схема фаций и «каротажных» литотипов тюменской и шеркалинской свит.
Темно-красной рамкой отмечены условия, характерные для тюменской свиты на исследуемом участке

разнообразие (рис. 8). Фации с близким литологическим составом объединялись в один класс отложений, соответствующий некоторому масштабированному литотипу. Всего было выделено 11 классов U_i . Шесть из них относились к породам тюменской свиты, а остальные пять описывали разнообразие масштабированных литологических классов шеркалинской свиты. Углистые породы тюменской свиты были подразделены на два класса, один из которых больше соответствовал пойменным отложениям аллювиальной равнины (фация F_{11}), а другой – углисто-глинистым отложениям прибрежных лагун (фация F_2). Такое разделение в дальнейшем позволило лучше описать вероятностные распределения упругих свойств углистых отложений, что повысило надежность байесовской классификации результатов сейсмической инверсии. Кроме того, песчаные от-

ложения были разделены на два подкласса, один из которых соответствовал преобладанию массивных песчаников (uSST), а другой – тонкослоистых (uLSST). Ниже приведен список полученных масштабированных литотипов для тюменской свиты:

литотип U_i	краткая характеристика
uSST	преимущественно массивные песчаники (соотношение литотипов соответствует фации F_2)
uLSST	преимущественно тонкослоистые глинистые песчаники (соответствует фации F_1)
uMSST	глинистые песчаники (литологический состав – средний между фациями F_4 и F_8)
uSHL	глинистые отложения (фация F_{10})
uCOAL ₁₁	глинисто-углистые отложения (фация F_{11})
uCOAL ₂	углисто-глинистые отложения (фация F_2)



Рис. 8
Соотношение фаций и масштабированных литотипов $\{U_i\}$ для тюменской свиты (слева)
и визуализация фаций в пространстве литологических факторов (справа)

Если посмотреть на созданную модель исключительно в срезе литологических признаков, опустив информацию о фациях, то разработанную классификацию типов пород интервала можно представить в виде кросс-масштабной иерархии литотипов, показанной на рисунке 9. Верхний уровень соответствует «элементарным» литотипам, неразрешимым в масштабе каротажа, на которых базируется тонкослоистая модель Томаса – Штибера. При переходе к масштабу ГИС (дециметровый диапазон) разнообразие ансамблей, составленных из этих элементарных литотипов, описывается каротажными литотипами второго уровня показанной иерархической схемы. Переход для песчано-глинистых разностей осуществляется с использованием палетки Томаса – Штибера, а углистая компонента присутствует в данной модели в слоистом виде. При переходе к сейсмическому масштабу (нижний уровень) описание литологического разнообразия пород осуществляется уже с использованием шести классов $\{U_i\}$.

Как уже говорилось, связи между элементами различных уровней схемы, представленной на рисунке 9, могут быть охарактеризованы условными вероятностями, что теоретически позволяет выполнять прямой переход между масштабами без

использования результатов генетической интерпретации (например, вдоль стволов скважин). Однако привлечение геологических представлений об условиях осадконакопления во многих случаях позволяет существенно снизить неопределенность создаваемых моделей. Для этого необходимо оценить вероятности $P(U_i|F_j)$. Данные вероятности определялись с использованием (6) для базы осреднения 10 м, выбранной в соответствии с детальностью фациальной интерпретации и согласованной с частотным диапазоном сейсмических данных.

Упругие свойства масштабированных литотипов оценивались с использованием стохастического моделирования упругих свойств. Предварительно на основе данных акустического и плотностного каротажа были оценены параметры распределений упругих параметров каротажных литотипов $p(m_{\text{elas}}|L_i)$. Затем для каждого масштабированного литотипа U_i , характеризующегося своими параметрами распределения Дирихле, рассчитывался представительный набор случайных реализаций последовательностей каротажных литотипов. Для каждого слоя каждой последовательности, в свою очередь, случайно выбирались упругие свойства в соответствии с распределениями $p(m_{\text{elas}}|L_i)$. Затем

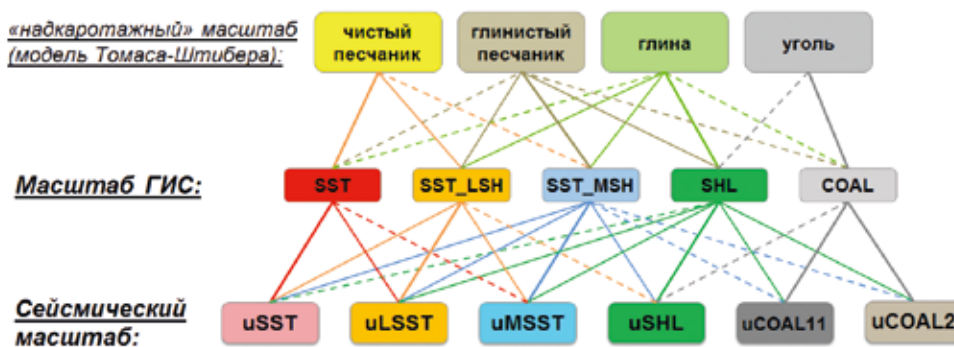


Рис. 9
Система разномасштабных литотипов тюменской свиты

Таблица 3

Вероятности $P(U_i|F_j)$

	uSST	uLSST	uMSST	uSHL	uCOAL ₁₁	uCOAL ₂
F ₁	0,26	0,55	0,17	0,01	0	0,01
F ₂	0,01	0,01	0,06	0,09	0,3	0,53
F ₃	0,02	0,02	0,24	0,45	0,06	0,21
F ₄	0,1	0,17	0,59	0,05	0,01	0,08
F ₅	0,59	0,28	0,12	0	0	0,01
F ₁₈	0,04	0,06	0,39	0,37	0,03	0,11
F ₆	0,01	0,01	0,18	0,66	0,04	0,1
F ₇	0,44	0,38	0,17	0	0	0,01
F ₈	0,14	0,21	0,57	0,03	0,01	0,04
F ₉	0,02	0,04	0,41	0,37	0,04	0,12
F ₁₀	0	0,01	0,05	0,75	0,07	0,12
F ₁₁	0	0	0,01	0,05	0,59	0,35

для каждой последовательности оценивались значения эффективных упругих параметров, которые формировали выборку для оценки распределений $p(m_{\text{elas}}|U_i)$ (рис. 10). Последние использовались для выполнения байесовской интерпретации результатов сейсмической инверсии с применением (1).

Априорные вероятности масштабированных литотипов $P_a(U_i)$ в каждой точке объемной модели оценивались с использованием (6), а также кубов априорных вероятностей фаций $P_a(F_j)$, которые, в свою очередь, были получены с применением технологии параметризации геологической информации [Эпов, 2019] и вероятностного подхода к заданию стратиграфического каркаса целевого интервала [Эпов, 2020]. Полученные в результате интерпретации кубов упругих параметров вероятности масштабированных литотипов $P(U_i|Inv)$ пересчитывались в вероятности фаций (при этом также использовалась априорная фациальная модель):

$$P(F_j|Inv) = \sum_k P(F_j|U_k) \cdot P(U_k|Inv) = \sum_k \frac{P(U_k|F_j) \cdot P_a(F_j)}{\sum_s P(U_k|F_s) \cdot P_a(F_s)} \cdot P(U_k|Inv). \quad (10)$$

После этого, зная вероятности $P(L_k|F_j)$, рассчитывались кубы вероятностей появления каротажных литотипов, обусловленные результатами сейсмической инверсии $P(L_k|Inv)$:

$$P(L_k|Inv) = \sum_j P(L_k|F_j) \cdot P(F_j|Inv). \quad (11)$$

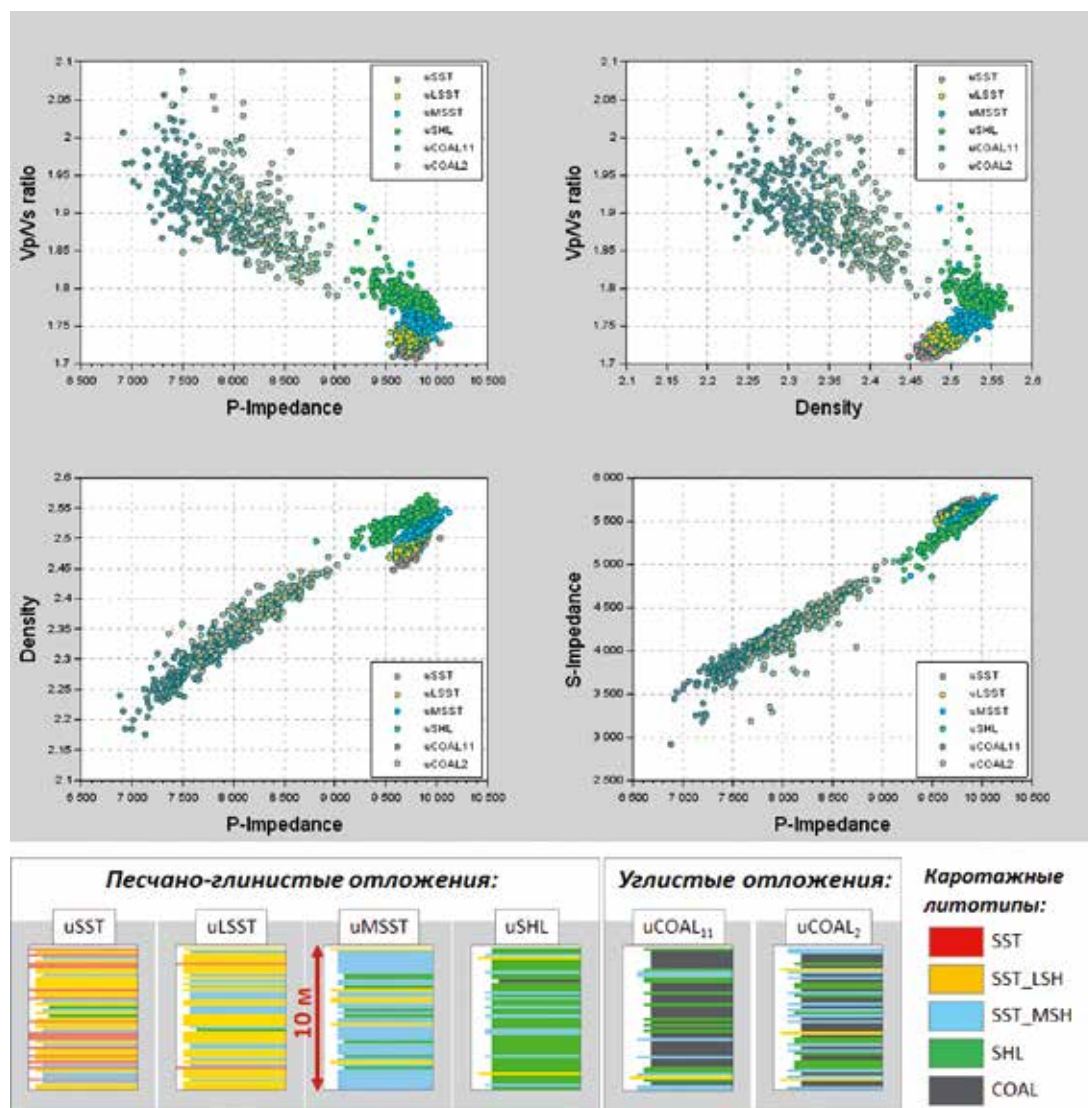


Рис. 10

Упругие свойства масштабированных литотипов тюменской свиты.

В нижней части рисунка показаны примеры случайных реализаций последовательностей каротажных литотипов, соответствующих классам $\{U_i\}$

Полученные распределения вероятностей каротажных литотипов служили основой для осуществления прогноза вероятностей появления коллекторов, обусловленных результатами сейсмической инверсии $P(\text{Res}|\text{Inv})$:

$$P(\text{Res}|\text{Inv}) = \sum_k P(\text{Res}|L_k) \cdot P(L_k|\text{Inv}). \quad (12)$$

Благодаря применению такой трехступенчатой схемы осуществлялся последовательный учет генетической информации об условиях седиментации в (10), переход от сейсмического масштаба к оценке вероятностей каротажных литотипов в (11) и, окончательно, прогноз коллекторских свойств с учетом сейсмической, геологической и петрофизической информации (12). Рисунок 11 иллюстрирует полученные результаты. С точки зрения прогноза коллекторских свойств наибольшее значение играет куб вероятностей коллекторов (рис. 11, з). На рисунке 11, д представлен пример сопоставления результатов прогноза со скважинными данными. Вероятность коллекторов, оцененная по сейсмичес-

ким данным с применением изложенного подхода, хорошо соответствует распределению коллекторов в разрезе, рассчитанному по результатам петрофизической интерпретации материалов ГИС. При этом следует подчеркнуть, что данные ГИС напрямую не использовались при выполнении инверсии сейсмических данных. Начальная модель для инверсии базировалась на картах вероятностей фаций, которые определяли фоновые значения упругих параметров. Карты вероятностей фаций, в свою очередь, рассчитывались исходя из осредненного фациального состава в точках скважин для каждого слоя модели. Калибровка начальной модели и результатов инверсии на какие-либо методы ГИС (акустический или плотностной каротаж, кривые литологии, пористости и т.д.) не проводилась. И хотя приведенное сравнение нельзя считать «слепым» тестом, оно свидетельствует о хорошей внутренней согласованности построенной многопараметрической модели среды.

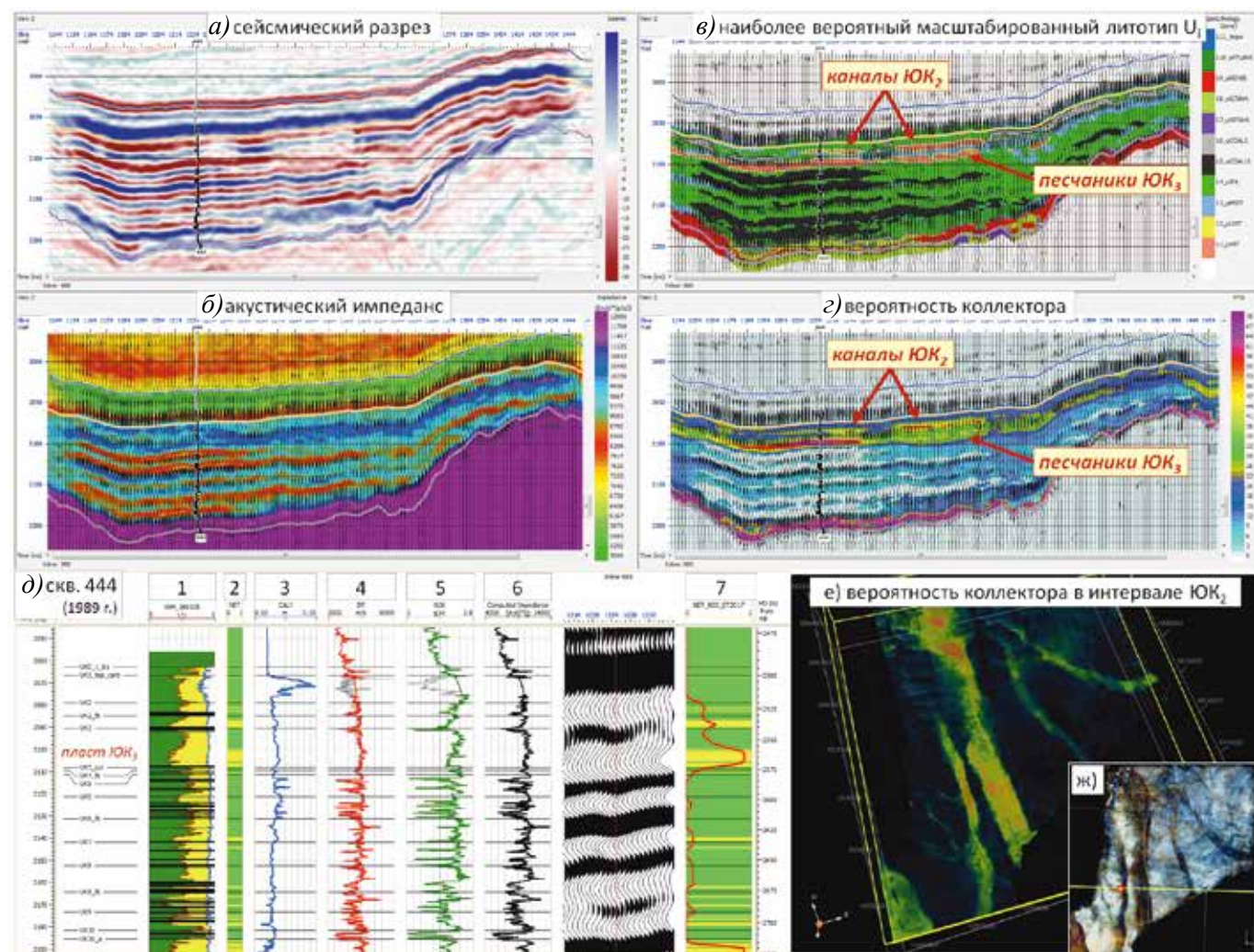


Рис. 11
Пример результатов прогноза свойств.

На панелях а – г показаны временные разрезы различных параметров. Панели на разрезе скважины д: 1) – пористость, глинистость и углистость; 2) – флаг коллектора по данным ГИС; 3) – диаметр скважины; 4) – акустический каротаж; 5) – плотностной каротаж; 6) – акустический импеданс; 7) – сопоставление вероятности коллектора, оцененной по результатам сейсмической инверсии (красная кривая), с флагом коллектора, рассчитанным по данным ГИС (показан цветом). На вкладке е представлено объемное изображение куба вероятности коллектора в интервале пласта ЮК₂. Вкладка ж иллюстрирует результаты спектральной декомпозиции в интервале ЮК₂ (см. пояснения в тексте)

Отказ от непосредственного использования материалов ГИС при выполнении сейсмической инверсии обычно бывает обусловлен их низким качеством или неполнотой. Например, в скважинах старого фонда обычно отсутствуют данные полноволнового акустического каротажа, что ограничивает возможность их использования при синхронной инверсии сейсмограмм. Показания монопольного акустического каротажа (на продольных волнах) и ГГКп-каротажа часто бывают искажены эффектами, связанными с влиянием неоднородностей геометрии ствола скважины, пропусками записи или низким качеством данных, обусловленных условиями измерений, и др. Во многих скважинах запись акустического или плотностного каротажа вообще не выполняется или проводится в очень ограниченных интервалах глубин. Кроме того, зачастую показания акустического и плотностного каротажа бывают осложнены систематическими погрешностями. Использование данных с подобными искажениями в процессе сейсмической инверсии будет оказывать значительное негативное влияние на получаемые результаты. Так, в скважине, показанной на рисунке 11, д, отсутствует информация о скорости S-волны, а на кривых скорости продольных волн и плотности отчетливо выделяются интервалы с браком записи, связанным с размывом ствола скважины. Обычно подобные проблемы пытаются решить посредством выполнения обширной работы по коррекции показаний методов ГИС, синтезу недостающих каротажных кривых и петроупругому моделированию. Изложенная в настоящей работе методика позволяет получать непротиворечивые геолого-геофизические модели, опираясь лишь на данные, заслуживающие доверия. При этом достигается автоматическая согласованность с априорными геологическими представлениями, поскольку последние в параметризованном виде определяют фоновую модель для инверсии.

Например, исходя из геологических представлений на рассматриваемой территории появление песчаных пластов с наилучшими коллекторскими свойствами ожидается в верхней части тюменской свиты (пласты ЮК_{2,3}). Этому полностью соответствует результат прогноза коллекторских свойств (рис. 11, з). Песчаники пласта ЮК₂ приурочены к системе каналов, присутствие которой находит свое отражение на различных сейсмических атрибутах (рис. 11, ж). Эта информация, содержащаяся в амплитудах сейсмических отражений, в процессе байесовской классификации успешно трансформируется в информацию об ожидаемых коллекторских свойствах разреза (рис. 11, е). Использование при этом априорных геологических представлений, параметризованных вероятностями фаций, позволяет минимизировать ошибку классификации, вероятность которой в подобных сейсмогеологических условиях достаточно высока.

Заключение

Предложенный в настоящей работе подход к заданию системы литотипов позволяет выполнять переход между масштабами, который требуется при проведении интегрированной количественной

интерпретации сейсмических и скважинных данных. Создание новой системы масштабированных литотипов нацелено на то, чтобы оптимальным образом описать «эффективное» литологическое разнобразие отложений, привязанное к конкретному масштабу, определяемому разрешающей способностью сейсмического метода. В процессе масштабирования могут появляться новые классы, которые отсутствовали в исходном масштабе каротажа. Масштабированные литотипы могут быть естественным образом увязаны с результатами фациальной интерпретации данных ГИС. Использование информации об обстановках осадконакопления позволяет во многих случаях существенно понизить неопределенность выполняемого прогноза свойств. Однако в случае отсутствия такой информации масштабирование может быть выполнено и без ее использования, основываясь исключительно на статистических критериях классификации отложений по литологическим признакам.

Для оценки эффективных петрофизических характеристик масштабированных литотипов применим обширный инструментарий теории эффективных сред. При этом довольно широкий класс практических задач в рамках предлагаемого подхода может быть решен с использованием методики, основанной на стохастическом моделировании. Приведенные в настоящей работе примеры, основанные на синтетических и реальных данных, иллюстрируют эффективность предлагаемого подхода в комбинации с технологией детерминистической инверсии сейсмических данных. Однако область применимости данного метода без каких-либо ограничений распространяется и на проекты, подразумевающие выполнение стохастической сейсмической инверсии.

Благодарность

Пример практического применения основан на данных, являющихся собственностью компании АО «Руспетро». Автор выражает признательность руководству компании за разрешение использования этих материалов в публикации. Геологическая основа данного примера базируется на результатах, полученных д.г.-м.н., проф. В.А. Жемчуговой в 2017 г. Петрофизическая интерпретация данных ГИС была выполнена Е.С. Тюриным.

Приложение

Мера сходства двух функций плотности вероятности $p(x|F_1)$ и $p(x|F_2)$ может быть определена с использованием λ -коэффициента Чернова, связанного с оценкой сверху вероятности ошибки классификации между классами F_1 и F_2 [Nielsen, 2013]:

$$C_\lambda(F_1; F_2) = \int p(x|F_1)^\lambda \cdot p(x|F_2)^{1-\lambda} dx. \quad (\text{П1})$$

Выбором оптимального значения параметра $0 < \lambda < 1$ достигается наилучшая оценка:

$$C(F_1; F_2) = \min_{\lambda \in (0,1)} \int p(x|F_1)^\lambda \cdot p(x|F_2)^{1-\lambda} dx. \quad (\text{П2})$$

Необходимость выполнения минимизации в (П2) приводит к значительному усложнению алгоритмов, основанных на непосредственном использовании данного коэффициента подобия. Однако для распределений, принадлежащих одному семейству

и характеризующихся близкими дисперсиями, величина параметра λ часто оказывается близкой 0,5. Приближение $\lambda = 0,5$ дает коэффициент Бхаттачария [Bhattacharyya, 1943], широко используемый на практике:

$$BC(F_1: F_2) = \int \sqrt{p(x|F_1) \cdot p(x|F_2)} dx. \quad (П3)$$

Применительно к рассматриваемому в настоящей работе случаю, распределения $p(x|F_1)$ и $p(x|F_2)$ представлены распределениями Дирихле с фиксированной суммой параметров $\{\alpha_{ki}\}$

$$Dir(\alpha_{ki}) = \frac{1}{B(\alpha_{ki})} \cdot \prod_{i=1}^N x_i^{\alpha_{ki}-1}. \quad (П4)$$

Здесь $B(\alpha_{ki})$ – многомерная бета-функция:

$$B(\alpha_{ki}) = \frac{\prod_{i=1}^N \Gamma(\alpha_{ki})}{\Gamma(\sum_{i=1}^N \alpha_{ki})}. \quad (П5)$$

Для данного семейства распределений может быть получено явное выражение для λ -коэффициента

Чернова (см. также [Rauber, etc., 2008]). Подставим (П4) в (П1):

$$C_\lambda(F_1: F_2) = \frac{1}{B^\lambda(\alpha_{1i})B^{1-\lambda}(\alpha_{2i})} \int \prod_{i=1}^N x_i^{\lambda \cdot (\alpha_{1i}-1) + (1-\lambda) \cdot (\alpha_{2i}-1)} dx. \quad (П6)$$

Учитывая свойства распределения Дирихле, приходим к следующему выражению для λ -коэффициента Чернова:

$$C_\lambda(F_1: F_2) = \frac{B(\lambda \cdot \alpha_{1i} + (1-\lambda) \cdot \alpha_{2i})}{B^\lambda(\alpha_{1i})B^{1-\lambda}(\alpha_{2i})}. \quad (П7)$$

Подставляя (П5) в (П7) и учитывая фиксированность значения суммы параметров $\{\alpha_{ki}\}$, получаем:

$$C_\lambda(F_1: F_2) = \frac{\prod_{i=1}^N \Gamma(\lambda \cdot \alpha_{1i} + (1-\lambda) \cdot \alpha_{2i})}{\prod_{i=1}^N \Gamma^\lambda(\alpha_{1i}) \Gamma^{1-\lambda}(\alpha_{2i})}. \quad (П8)$$

Используя в (П7) значение $\lambda = 0,5$, получаем выражение (4) для коэффициента подобия между двумя масштабированными литотипами или фациями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баюк И.О. Основные принципы математического моделирования макроскопических физических свойств коллекторов углеводородов // Технологии сейсморазведки. 2013. Т. 4. С. 5–18.
2. Дэйвисон М. Многомерное шкалирование: методы наглядного представления данных. М.: Финансы и статистика, 1988. 254 с.
3. Шубин А.В., Кляжников Д.В., Рыжков В.И. Петроупругая инверсия: прогноз коллекторских свойств тюменской свиты // Геофизика. 2018. № 6. С. 2–10.
4. Энов К.А. Вероятностный подход к построению объемной геолого-геофизической модели природного резервуара // Геофизика. 2020. № 1. С. 2–13.
5. Энов К.А., Жемчужова В.А. Количественный учет априорной геологической информации при сейсмической инверсии: часть 2, пример практического применения // Технологии сейсморазведки. 2017. № 2. С. 28–48.
6. Энов К.А. Параметризация априорной геологической информации при инверсии сейсмических данных // Физика Земли. 2019. № 6. С. 107–129.
7. Avseth P., Mukerji T., Mavko G. Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk. Cambridge University Press, 2005. 359 p.
8. Backus G.E. Long-Wave Elastic Anisotropy Produced by Horizontal Layering // Journal of Geophysical Research, 1962. Vol. 67. № 11.
9. Bhattacharyya A. On a measure of divergence between two statistical populations defined by their probability distribution // Bulletin of the Calcutta Mathematical Society, 1943. № 35. P. 99–110.
10. Borg I., Groenen P.J.F. Modern multidimensional scaling: Theory and applications. NY: Springer, 2005. 614 p.
11. Bosch M., Mukerji T., Gonzalez E.F. Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: A review // Geophysics, 2010. Vol. 75. № 5.
12. Chernoff H. A measure of asymptotic efficiency for test of a hypothesis based on the sum of observations // The Annals of Mathematical Statistics, 1952. Vol. 23. № 4. P. 493–507.
13. Duijndam A.J.W. Bayesian Estimation in Seismic Inversion. Part I: Principles // Geophysical Prospecting, 1998. Vol. 36.
14. Dvorkin J., Gutierrez M.A., Grana D. Seismic reflections of rock properties. Cambridge University Press, 2014. 352 p.
15. Epp K. Reconciling geology with geophysics: estimating a-priori facies probabilities for seismic amplitudes inversion: part 2, case study // 81st EAGE Conference, 2019, Extended Abstract, We_R15_07.
16. Grana D., Pirrone M., Mukerji T. Quantitative log interpretation and uncertainty propagation of petrophysical properties and facies classification from rock-physics modeling and formation evaluation analysis // Geophysics, 2012, 77(3), pp. WA45–WA63.
17. Grana D. Joint facies and reservoir properties inversion // Geophysics, 2018, 83(3), pp. M15–M24.
18. Haas A., Dubrule O. Geostatistical inversion – a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data // First Break, 1994, vol. 12, pp. 561–569.
19. Kemper M.A.C., Gunning J. Joint impedance and facies inversion – seismic inversion redefined // First Break, 2014, vol. 32(9), pp. 89–95.
20. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook // Cambridge University Press, 2009.
21. Mukerji T., Avseth P., Mavko G., Takahashi I., Gonzalez E.F. Statistical rock physics: Combining rock physics, information theory, and geostatistics to reduce uncertainty in seismic reservoir characterization // The Leading Edge, 2001, 20. Pp. 313–319.
22. Nielsen F. An information-geometric characterization of Chernoff information // IEEE Signal Processing Letters, 2013. Vol. 20. № 3. Pp. 269–272.
23. Nielsen F. Chernoff information of exponential families // arXiv:1102.2684v1, 2011.
24. Rauber T.W., Braun T., Berns K. Probabilistic distance measures of the Dirichlet and Beta distributions // Pattern Recognition, 2008, 41(2): 637–645.
25. Sams M., Millar I., Satriawan W., Saussus D., Bhattacharyya S. Integration of geology and geophysics through geostatistical inversion: a case study // First Break, 2011, 29(8), pp. 47–56.
26. Saussus D., Sams M. Facies as the key to using seismic inversion for modelling reservoir properties // First Break, 2012. Vol. 30. № 7. Pp. 45–52.
27. Tarantola A. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM, 2005. 342 p.
28. Thomas E.C., Stieber S.J. The distribution of shale in sandstones and its effect upon porosity // In Trans. 16th Annual Logging Symposium of the SPWLA, 1975, paper T.

REFERENCES

1. Bayuk IO. Modeling reservoir rock physics: basic principles. *Tehnologii seismorazvedki*. 2013; (4): 5–18 (in Russian).
2. Davison ML. Multidimensional scaling. 1983, John Wiley & Sons, New York.
3. Shubin AV, Klyazhnikov DV, Ryzhkov VI. Inverse rock physics: reservoir characterization of the tyumen formation. *Geophizika*. 2018; (6): 2–10 (in Russian).
4. Epov K. Probabilistic approach for 3D reservoir characterization. *Geophizika*. 2020; (6): 2–13 (in Russian).
5. Epov KA, Zhemchugova VA. Quantitative incorporation of a-priori geological information into inversion of seismic amplitudes: part 2, a case study. *Tehnologii seismorazvedki*. 2017; (2): 28–48 (in Russian).
6. Epov KA. Parameterization of a priori geological knowledge in seismic inversion. *Physics of the Solid Earth*. 2019; (6): 107–129 (in Russian).
7. Avseth P, Mukerji T, Mavko G. Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk. Cambridge University Press, 2005. 359 p.
8. Backus GE. Long-Wave Elastic Anisotropy Produced by Horizontal Layering. *Journal of Geophysical Research*. 1962. Vol. 67. № 11.
9. Bhattacharyya A. On a measure of divergence between two statistical populations defined by their probability distribution. *Bulletin of the Calcutta Mathematical Society*. 1943; (35): 99–110.
10. Borg I, Groenen PJF. Modern multidimensional scaling: Theory and applications. NY: Springer, 2005, 614 p.
11. Bosch M, Mukerji T, Gonzalez EF. Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: A review. *Geophysics*, 2010; 75(5).
12. Chernoff H. A measure of asymptotic efficiency for test of a hypothesis based on the sum of observations. *The Annals of Mathematical Statistics*. 1952; 23(4): 493–507.
13. Duijndam AJW. Bayesian Estimation in Seismic Inversion. Part I: Principles. *Geophysical Prospecting*, 1998. Vol. 36.
14. Dvorkin J, Gutierrez MA, Grana D. Seismic reflections of rock properties. Cambridge University Press, 2014. 352 p.
15. Epov K. Reconciling geology with geophysics: estimating a-priori facies probabilities for seismic amplitudes inversion: part 2, case study. 81st EAGE Conference, 2019, Extended Abstract, We_R15_07.
16. Grana D, Pirrone M, Mukerji T. Quantitative log interpretation and uncertainty propagation of petrophysical properties and facies classification from rock-physics modeling and formation evaluation analysis. *Geophysics*. 2012; 77(3): WA45–WA63.
17. Grana D. Joint facies and reservoir properties inversion. *Geophysics*. 2018; 83(3): M15–M24.
18. Haas A, Dubrule O. Geostatistical inversion – a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data. *First Break*. 1994; (12): 561–569.
19. Kemper MAC, Gunning J. Joint impedance and facies inversion – seismic inversion redefined. *First Break*. 2014; 32(9): 89–95.
20. Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J. The rock physics handbook. Cambridge University Press, 2009.
21. Mukerji T, Avseth P, Mavko G, Takahashi I, Gonzalez EF. Statistical rock physics: Combining rock physics, information theory, and geostatistics to reduce uncertainty in seismic reservoir characterization. *The Leading Edge*. 2001; (20): 313–319.
22. Nielsen F. An information-geometric characterization of Chernoff information. *IEEE Signal Processing Letters*, 2013; 20(3): 269–272.
23. Nielsen F. Chernoff information of exponential families. ArXiv:1102.2684v1, 2011.
24. Rauber TW, Braun T, Berns K. Probabilistic distance measures of the Dirichlet and Beta distributions. *Pattern Recognition*. 2008; 41(2): 637–645.
25. Sams M, Millar I, Satriawan W, Saussus D, Bhattacharyya S. Integration of geology and geophysics through geostatistical inversion: a case study. *First Break*. 2011; 29(8): 47–56.
26. Saussus D, Sams M. Facies as the key to using seismic inversion for modelling reservoir properties. *First Break*. 2012; 30(7): 45–52.
27. Tarantola A. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM, 2005. 342 p.
28. Thomas EC, Stieber SJ. The distribution of shale in sandstones and its effect upon porosity. In Trans. 16th Annual Logging Symposium of the SPWLA, 1975, paper T.

Положительная рецензия 20.01.2020

ОБ АВТОРЕ



ЭПОВ

Кирилл Александрович

Окончил геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 2000 г. В настоящее время работает старшим геофизиком компании АО «Руснефто». Область научных интересов – количественная интерпретация сейсмических и скважинных данных.

УДК 550.834

МИЛЛИОН КАНАЛОВ И МИЛЛИАРД ТРАСС В НАЗЕМНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ: АКТУАЛЬНО ИЛИ НЕТ?

А.В. Череповский¹

¹ ПАО «ГЕОТЕК Сейсморазведка». 119435, г. Москва, Большой Саввинский переулок, д. 12, стр. 16; e-mail: acherepovskij@yandex.ru

Аннотация. Количество каналов в одной наземной сейсмической партии увеличивается на порядок каждое десятилетие, и в настоящее время вибрационные мегапартии располагают десятками и даже первыми сотнями тысяч каналов. В сочетании с высокопроизводительными методиками полевых работ это позволяет выполнять высокоплотные широкоазимутальные сейсмические исследования с количеством трасс от одного-двух до ста миллионов на 1 кв. км. Опыт высокоплотных работ 3D на Ближнем Востоке показывает, что они позволяют существенно расширить диапазон полезных частот сейсмического сигнала в сторону высоких частот и повысить надежность расчета сейсмических атрибутов.

Ключевые слова. Наземная сейсморазведка, квантование волнового поля, интерференционные системы, группирование сейсмоприемников, высокая плотность наблюдений, мегапартия, одиночный источник, одиночный приемник, МЭМС-акселерометр, бескабельная регистрирующая система, сейсмические атрибуты.

MILLION CHANNELS AND BILLION TRACES IN LAND SEISMIC: IS IT ACTUAL OR NOT?

A.V. Cherepovskiy¹

¹ GEOTECH Seismic Services. 12–16 Bolshoy Savvinskiy pereulok, Moscow, Russia, 119435; e-mail: acherepovskij@yandex.ru

Abstract. The number of channels in a single land seismic crew is growing each decade by an order, and modern vibroseis mega-crews operate with the number of channels varying from tens to hundreds of thousands. Large number of channels in combination with high-productivity field techniques allow for high-density wide-azimuth seismic surveying with the number of traces per sq. km varying from one-two millions to one hundred millions. The experience of high-density seismic in the Middle East proves that the signal bandwidth could be significantly expanded toward high frequencies, and the seismic attributes could be calculated in a more reliable way.

Key words. Land seismic, wavefield sampling, geophone array, high density, mega-crew, single source, single receiver, MEMS accelerometer, cableless recording system, seismic attributes.

ВВЕДЕНИЕ. К концу XX века методика наземной сейсморазведки, казалось бы, исчерпала возможности своего развития. Исходя из общепринятой формулы размера бина [Sheriff, 2002], в большинстве сейсмогеологических ситуаций проектировщикам съемок 3D было довольно легко обосновывать стандартный бин размером 25 x 25 м. Отсюда стандартный шаг между пунктами возбуждения (ПВ) и пунктами приема (ПП) – а это удвоенный размер бина – был равен 50 м как для возбуждения колебаний, так и для их приема. Считалось, что для получения исходных данных достаточно высокого качества по соотношению сигнал/микросейсмы необходимо применять интерференционные системы, то есть:

1) группировать скважины при взрывной сейсморазведке (от 3–4 до 10–12 на каждом ПВ), виброисточники при вибрационной сейсморазведке (4–5 установок на каждой виброточке) или импульсные электромагнитные источники (от 2–4 до 18–24 установок на каждой точке возбуждения);

2) применять группы последовательно или последовательно-параллельно соединенных геофонов из 9–12 штук на базе 20–25 м.

С одной стороны, такие интерференционные системы, конечно же, позволяли значительно ослабить как случайные помехи, так и регулярные помехи (выборочно, по величине кажущейся скорости). Но с другой стороны, группирование источников и приемников не позволяло сохранять высокие частоты сейсмической записи и сводило на нет усилия

по повышению разрешенности данных сейсморазведки [Череповский, 2012].

С целью обеспечения широкого частотного диапазона сейсмических записей в начале нашего века все больше внимания стало уделяться возврату к одиночным источникам и приемникам. При этом интервал между ПВ и ПП в съемках 3D необходимо было сокращать в несколько раз для компенсации более высокого уровня помех на исходных сейсмограммах и для записи всего волнового поля без аляйсинга. Это потребовало применения «сверхмногоканальных» регистрирующих систем с десятками или даже сотнями тысяч активных каналов. На горизонте замаячила перспектива высокоплотной сейсморазведки 3D с одним миллионом каналов в отдельно взятой партии...

Собственно говоря, один миллион активных каналов – это не так много для обеспечения высококачественной полноазимутальной регистрации волнового поля во многих сейсмогеологических ситуациях. Ведь при глубине залегания целевых границ 3–4 км для уверенного определения сейсмических атрибутов и надежной инверсии требуются максимальные удаления порядка 5 км по обеим координатам, и активная центральная расстановка в таком случае имеет размеры 10 x 10 км. Поскольку, согласно мнению большинства российских экспертов, идеальный шаг наблюдений в сейсморазведке 3D лежит в пределах от 5 до 10 м, то даже при 10-метровом шаге ПП в квадратной активной расстановке

3D с размерами 10 x 10 км будет располагаться ровно один миллион каналов.

Более того, высокопроизводительные работы с большим количеством одиночных источников невозможны без «суперрасстановки», то есть без подключения дополнительных активных каналов, количество которых может составлять до 50% каналов, находящихся в квадратной активной расстановке 3D. Таким образом, общее количество каналов, требуемое для эффективной работы мегапартии по методике высокоразрешающей сейсморазведки 3D, может намного превышать один миллион...

Несмотря на то, что в последние 3–4 года произошло двукратное снижение стоимости сейсмического канала, как кабельного, так и бескабельного, суммарная стоимость одного миллиона каналов и сопутствующего полевого оборудования остается очень высокой, поэтому сейсмопартии стремятся получить высокую плотность наблюдений не за счет ПП, а за счет ПВ [Череповский, 2017]. Конечно, плотная сеть ПВ, тем более ковровая (с одинаковым шагом по обеим координатам площади работ), возможна только на открытой местности. Во многих современных высокоплотных съемках, выполненных в северной части Африки и на Аравийском полуострове, плотность ПВ на 1 кв. км в 4, 8 или даже 12 раз превышает плотность ПП на 1 кв. км.

Аппаратурные решения для наземных сейсмопартий с одним миллионом каналов

Первое упоминание о разработке сейсморегистрирующей системы с одним миллионом каналов появилось в журнале *Finding Petroleum* в феврале 2011 г. В статье, подготовленной нефтяной компанией Shell, было сказано, что она совместно с компанией Hewlett-Packard (HP), одной из крупнейших американских компаний в сфере информационных технологий и аппаратного обеспечения, разрабатывает новые технологии для наземной сейсморазведки. Компания Shell надеялась расширить диапазон регистрируемых частот в сторону низких частот до 1 Гц за счет адаптации крохотного МЭМС-акселерометра, используемого в струйных принтерах компании HP. Известно, что сейсμοприемники-акселерометры требуют питания, но чем меньше устройство, тем меньше энергии оно потребляет, что позволяет использовать аккумуляторы небольшого размера в бескабельном регистрирующем оборудовании.

Компания Shell преследовала цель разработать радиотелеметрическую систему, способную поддерживать в поле до миллиона бескабельных каналов. Специалистам компании Shell было очевидно, что персонал мегапартии и количество транспортных средств не могут быть увеличены в 100 или даже в 10 раз для перевозки многократно возросшего объема оборудования и установки миллионов пунктов приема. Поэтому ставилась задача сконструировать компактное и удобное регистрирующее оборудование так, чтобы его установка требовала столько же усилий, как в обычных современных кабельных сейсмопартиях. Предполагалось, что легкий и прочный полевой модуль будет снабжен

МЭМС-акселерометром компании HP, электроникой (АЦП), аккумулятором, твердотельной памятью, беспроводной связью и штырем для контакта модуля с грунтом.

Конечно, в компании Shell хорошо представляли себе, что передача миллиона регистрирующих сейсмических каналов по радио – это весьма сложная задача, но была надежда на то, что компания HP способна найти экономичное техническое решение. Судя по всему, компании Shell и HP не добились своей цели и прекратили описываемый проект, поскольку никаких сведений о нем в последние годы не было опубликовано.

Реальной возможностью регистрировать до одного миллиона каналов в реальном времени с помощью одной центральной электроники стала кабельная система 508XT, объявленная компанией Sercel, аппаратурным подразделением компании CGG, в конце 2013 г. Как и в кабельной системе предыдущего поколения (428XL), в приемной расстановке 508XT имеется возможность использовать различные линии приема: как с одноканальными модулями FDU-508 с разъемами для подключения стандартных групп геофонов или высокочувствительных одиночных геофонов, так и с одноканальными модулями DSU1-508 со встроенными МЭМС-акселерометрами нового поколения (QuietSeis) с низким аппаратурным шумом в широком диапазоне частот [Tellier, 2019].

Пока возможности системы 508XT используются в производственных съемках далеко не на полную мощность. В настоящее время самые большие наземные партии с системой 508XT применяются на Ближнем Востоке – до 100 тысяч каналов в одной вибропартии, из них в активной расстановке – до 62 тысяч каналов. В России насчитывается 5–6 сейсмопартий с системой 508XT с общим количеством каналов около 50 тысяч. Это оборудование имеют все главные российские подрядчики: «ТНГ Групп», БНГФ и «ГЕОТЕК Сейсморазведка».

На самом деле мировой рекорд по количеству каналов в одной сейсмопартии был недавно поставлен в Кувейте китайским подрядчиком BGP с другой кабельной системой – это G3i, выпускаемая в Китае компанией INOVA. В качестве датчиков колебаний в системе G3i используются одиночные МЭМС-акселерометры Accuseis. Рекордные работы в Кувейте были выполнены на площади 3278 кв. км – это самая большая площадь, когда-либо отработанная с МЭМС-акселерометрами. Всего в мегапартии было 230 тысяч каналов, из них в активной расстановке находилось до 115 тысяч каналов [Guo, 2019].

Как и ранее, при высокоплотных сейсморазведочных работах в Кувейте с кабельной регистрирующей системой Uniq компании Schlumberger, при рекордных работах с системой G3i применяли так называемые жирные линии приема, состоявшие из четырех близко расположенных сублиний. Это позволяло на этапе обработки данных выполнять площадное цифровое группирование восьми соседних каналов для сжатия массива исходных данных и подавления помех без ослабления высоких частот записи из-за статистики внутри групп.

Третьим подходом к регистрации одного миллиона каналов стал многолетний проект «Гепард», задуманный и осуществленный компаниями BP и Schlumberger. Весной 2018 г. в Западной Сибири прошла полевые испытания сверхлегкая нодальная бескабельная система, получившая название Nimble [Brooks, 2018]. На восьми линиях приема было установлено 8800 нодов с шагом ПП, равным 5 м. Благодаря рекордно малому весу нода – всего 150 г! – в одном рюкзаке или в специальных кассетах можно разместить от 60 до 120 нодов, которые доставляются на линии наблюдений одним работником пешком или на лыжах. Ноды устанавливались на просеках шириной менее 1,5 м, в то время как при раскладке традиционных кабельных регистрирующих систем с группами геофонов в той же партии использовались вездеходы на просеках шириной 4 м и бригады из пяти человек.

Удивительно небольшой вес и компактность нодов новой бескабельной системы Nimble частично объясняются тем, что вместо традиционного встроенного геофона решено использовать миниатюрный пьезоакселерометр. Его конструкция и амплитудно-частотная характеристика пока не разглашаются.

В 2019 г. компания BP организовала гораздо более масштабные опытные работы 3D с нодальной системой Nimble на Аравийском полуострове. Было задействовано уже несколько десятков тысяч нодов. По сравнению со стандартными наблюдениями количество трасс, регистрируемых на площади 1 кв. км, выросло в 64 раза и достигло рекордного значения 184 миллиона трасс. Это позволило компании BP говорить о том, что план по регистрации волнового поля с одним миллионом каналов в одной сеймопартии близок к осуществлению и что в ближайшем будущем можно будет проектировать и отрабатывать высокоплотные наземные съемки 3D с регистрацией до 1 миллиарда трасс на 1 кв. км. Ранее этому препятствовали высокая стоимость капитальных (CAPEX) и операционных (OPEX) затрат, но теперь это становится реалистичным благодаря компактной нодальной системе Nimble [Manning, 2019].

Высокая плотность наблюдений и разрешающая способность сейморазведки

Преимущества перехода на одиночные источники и приемники и высокую плотность наблюдений,

разумеется, можно продемонстрировать гораздо ярче на массивах широкоазимутальных данных 3D благодаря мощным пространственным процедурам шумоподавления в различных сортировках данных и очень высокой кратности ОГТ (несколько тысяч). Плотность наблюдений, необходимую и достаточную для решения тонких геологических задач, невозможно спрогнозировать по результатам анализа ранее выполненных работ, поэтому перед постановкой высокоплотных сейсмических исследований обычно выполняются масштабные опытно-методические работы (ОМР).

Приведу два примера таких ОМР – в северной части Африки и на Ближнем Востоке. В Тунисе на открытой пустынной местности был выполнен совместный тест заказчика – нефтяной компании ENI и подрядчика (CGG). Сравнивалась стандартная методика наблюдений (группа из 4 вибраторов, группы геофонов по 12 штук и результирующая плотность трасс 360 тысяч на кв. км) и высокоразрешающая методика (1 вибратор на виброточке, 6 геофонов в группе и результирующая плотность трасс более 18 миллионов на кв. км). Так называемая легкая и плотная система наблюдений 3D обеспечила плотность трасс более чем в 50 раз выше, чем стандартная («тяжелая и редкая») система наблюдений 3D.

Этими опытными работами показано, что высокоплотная система наблюдений не улучшает полезный диапазон частот на исходных данных, но позволяет значительно расширить его после этапа шумоподавления. В описываемом случае частота, на которой уровень шумов стал ниже уровня сигнала, повысилась от 35 до 50 Гц. Заказчик ОМР отметил, что повышение отношения С/П в широком диапазоне частот, достигнутое благодаря высокой плотности трасс, имеет большое значение для расчета остаточных статпоправок и операторов деконволюции [Pastori, 2016].

Второй, гораздо более масштабный тест высокоплотной и высокоразрешающей методики наблюдений 3D был осуществлен по заказу компании BP на открытой пустынной местности в Иордании в 2011 г. ОМР на площади 64 кв. км заняли всего две недели благодаря применению 16 одиночных тяжелых вибраторов, работавших по методике ISS (Independent Simultaneous Source), при которой регистрация данных ведется непрерывно, а вибраторы

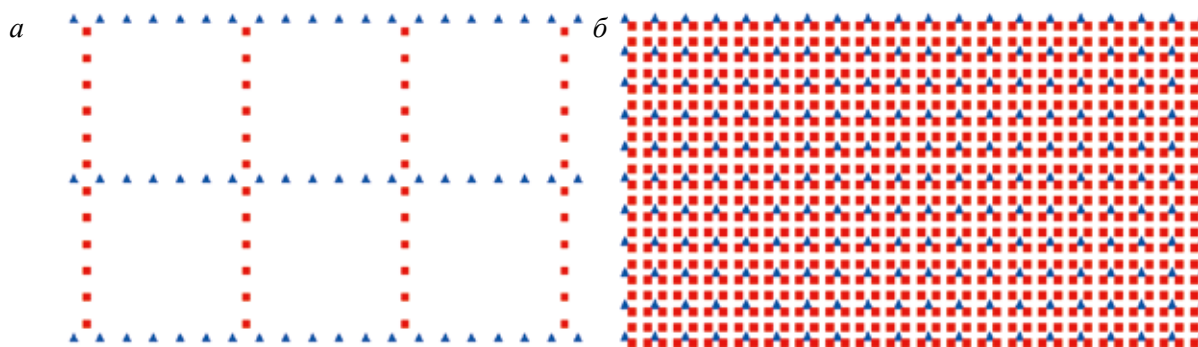


Рис. 1

Традиционное линейное (а) и ковровое (б) расположение пунктов приема и возбуждения. Для ковровых съемок плотность ПВ на 1 кв. км обычно в 4–8 раз превышает плотность ПП

возбуждают свип-сигналы на отведенных им участках по готовности, а не по команде оператора, что приводит к случайным временам свип-сигналов и перекрытию виброграмм во времени. Очевидно, что качество исходных записей здесь приносится в жертву производительности работ и ответственность за качество обработанных данных переносится на обработчиков...

Плотность виброточек при ОМР в Иордании в четыре раза превышала плотность ПП, а именно виброточки обрабатывались по ковровой сети 25 x 25 м, а ПП были установлены по ковровой сети 50 x 50 м. Такое плотное расположение точек возбуждения и приема позволяло на этапе обработки данных выполнять различные «децимации» и сравнивать ковровые и традиционные системы наблюдений 3D с ортогональными линиями возбуждения и приема (рис. 1).

Полная кратность ОГТ в бине 12,5 на 12,5 м достигала величины 8000, но она снизилась на этапе обработки до 6400 за счет ограничения максимального удаления до 4000 м.

Заказчик ОМР – компания ВР ставила задачу получить ответы на большое количество вопросов, таких как:

- достигли ли мы предел разрешенности сейсмической записи при этих опытных работах?
- как плотность наблюдений влияет на частоты сигнала в сейсмической записи?
- что определяет качество сейсмических атрибутов – плотность трасс или кратность ОГТ?
- какая геометрия наблюдений лучше для сейсмических атрибутов – ковровая или линейная?

Чтобы ответить на эти вопросы, обработка массива данных 3D была выполнена для 20 вариантов плотности наблюдений. Что касается сети виброточек, то в обработке использовались два варианта: исходная сеть виброточек плотностью 25 на 25 м и разреженная сеть 50 на 50 м. Для каждого варианта плотности виброточек обрабатывалось 10 массивов коврового и 10 массивов линейного расположения ПП с разным шагом.

Анализ результатов обработки 20 массивов опытных данных позволил сделать следующие выводы:

1. Предел разрешающей способности не был достигнут при этих ОМР с кратностью ОГТ, равной 6400 при максимальном удалении 4000 м.
2. Высокоплотные съемки 3D не изменяют частотный состав исходных данных, но расширяют полезный диапазон частот записи благодаря снижению порогового уровня шума.
3. Плотность наблюдений, то есть количество трасс на 1 кв. км площади работ, имеет большее значение для качества суммарных данных, чем кратность ОГТ.
4. «Ковровые» и «линейные» системы наблюдений с одинаковой кратностью ОГТ и плотностью трасс эквивалентны для широкоазимутальных съемок 3D.

Но главный вопрос, на который заказчик ОМР хотел получить ответ, это как плотность наблюдений влияет на качество сейсмических атрибутов – прежде всего, на надежность расчета AVO-атрибутов?

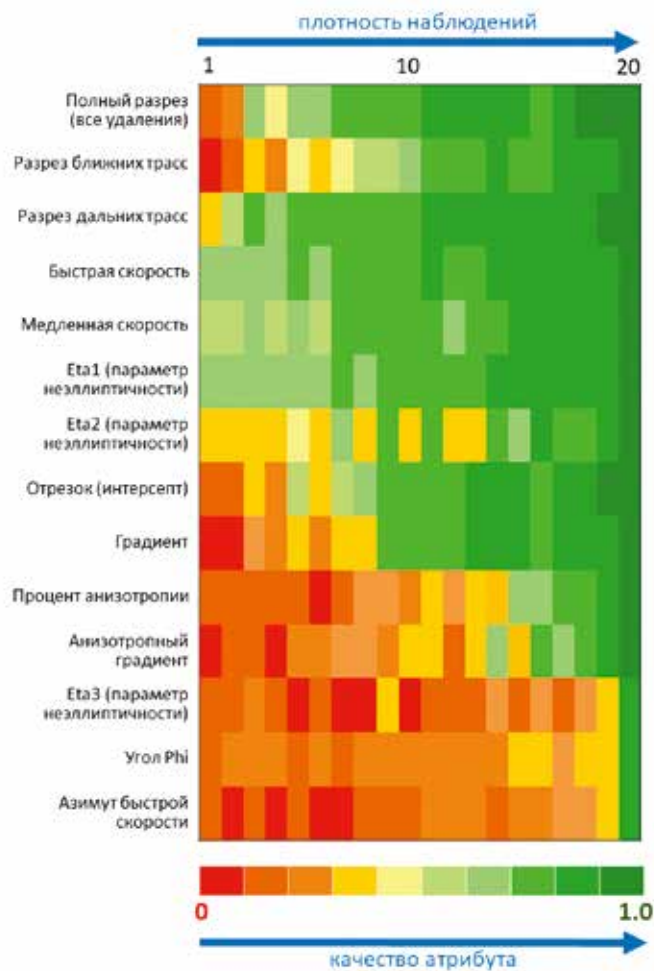


Рис. 2
Зависимость качества сейсмических атрибутов от плотности наблюдений

Для каждого из описанных выше 20 вариантов обработки исходного массива опытных данных с разной плотностью наблюдений были рассчитаны 20 сейсмических атрибутов. На вебинаре Европейской ассоциации геоученых и инженеров (EAGE) лектор компании ВР Амин Ураба пояснил, что для каждого атрибута рассчитывались так называемые коэффициенты качества (или коэффициенты корреляции Карла Пирсона) в диапазоне значений от 0 до 1.

На рис. 2 по горизонтали отложена плотность наблюдений, а по вертикали представлены 14 наиболее важных анализируемых атрибутов. Высокому качеству сейсмического атрибута соответствует зеленый цвет, а низкому качеству – красный. Мы видим, что такие простые сейсмические атрибуты, к которым отнесены временные разрезы и значения быстрой и медленной скоростей, определяются достаточно уверенно при относительно низкой плотности наблюдений. AVO-атрибуты (градиент и интерсепт) уже гораздо более чувствительны к плотности наблюдений. А параметры анизотропии, особенно последний из них – азимут быстрой скорости, имеют высокое качество только при самой высокой плотности наблюдений. Таким образом, заказчики сейсморазведочных работ 3D должны прогнозировать ожидаемые результаты и не требовать невозможного от обработчиков и интерпретаторов сейсмических данных.

ВЫВОДЫ. Традиционные приемы наземных сейсморазведочных работ МОГТ 3D, а это, прежде всего, интерференционные системы при возбуждении и регистрации волнового поля, исчерпали себя еще в конце XX века. Но медленный переход на одиночные источники и приемники можно объяснить тем, что это требует многократного повышения плотности наблюдений, чтобы добиться улучшения изображений исследуемой геологической среды.

Количество каналов в наземных мегапартиях продолжает увеличиваться и в ближайшие годы может достичь одного миллиона, а плотность трасс в массивах данных 3D – одного миллиарда на 1 кв. км! Уже сегодня мегапартии позволяют выполнять высокоплотные и высокоразрешающие производственные съемки 3D с плотностью трасс до 100 миллионов на 1 кв. км и более [Ourabah, 2019].

Высокоплотные ОМР и производственные работы 3D, выполненные в последнее десятилетие в северной части Африки и на Ближнем Востоке, убедительно продемонстрировали, что плотность наблюдений 3D определяет возможности сейсморазведки, а именно надежность расчета сейсмических атрибутов, динамической интерпретации и инверсии. Предел разрешенности данных наземной сейсморазведки 3D и качества сейсмических атрибутов пока не были достигнуты при выполнении самых высокоплотных работ. Можно сказать, что чем выше плотность наблюдений 3D, тем точнее и детальнее структурные изображения среды и тем надежнее результаты интерпретации и инверсии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Череповский А.В. Сейсморазведка с одиночными приемниками и источниками: обзор современных технологий и проектирование съемок. Образовательное турне EAGE. М.: EAGE «Геомодель», 2012. 133 с.
2. Череповский А.В. Наземная сейсморазведка нового технологического уровня. Издание второе, дополненное. М.: EAGE «Геомодель», 2017. 252 с.
3. Brooks Ch, Ourabah A., Crosby A. et al. 3D field trial using a new nimble node – West Siberia, Russia. 88th SEG annual Meeting abstract, Anaheim, CA USA, 14–19 October 2018.
4. Guo Zh. et al. Acquisition technology of over 200,000-channel full-digital system (application in West Kuwait Land 3D). SEG International Exposition and 89th Annual Meeting, San Antonio, 15–20 September 2019.
5. Manning T., Stone J., Ourabah A. et al. Could You Use One Million Nimble Node Channels? 81th EAGE annual conference & exhibition, London, 3–6 June 2019.
6. Ourabah A. Impact, opportunities and challenges of a new generation of ultra-high density seismic. New advances in land seismic acquisition technologies, SEG workshop, Oman, Muscat, 4–7 Nov 2019.
7. Pastori M. et al. Maximizing Information Content of Seismic Data through Optimized Acquisition Design – A Case History from South Tunisia. 78th EAGE annual conference & exhibition, Vienna, 30 May – 2 June 2016.
8. Sheriff R.E. Encyclopedic dictionary of applied geophysics, Fourth edition. SEG, Tulsa, OK, USA, 2002. 429 p.

9. Tellier N. et al. Low-noise MEMS: a powerful single sensor solution for dense, broadband acquisitions. – New advances in land seismic acquisition technologies, SEG workshop, Oman, Muscat, 4–7 Nov 2019.

REFERENCES

1. Cherepovskiy AV Seismic surveying with single sensors and sources: review of new technologies and survey design. Educational tour. Moscow: EAGE Geomodel, 2012. 133 p. (in Russian).
2. Cherepovskiy AV. Land seismic exploration at the new technological level. Second expanded edition. Moscow: EAGE Geomodel, 2017. 252 p. (in Russian).
3. Brooks Ch, Ourabah A, Crosby A et al. 3D field trial using a new nimble node – West Siberia, Russia. – 88th SEG annual Meeting abstract, Anaheim, CA USA, 14–19 October 2018.
4. Guo Zh et al. Acquisition technology of over 200,000-channel full-digital system (application in West Kuwait Land 3D). SEG International Exposition and 89th Annual Meeting, San Antonio, 15–20 September 2019.
5. Manning T, Stone J, Ourabah A et al. Could You Use One Million Nimble Node Channels? 81th EAGE annual conference & exhibition, London, 3–6 June 2019.
6. Ourabah A. Impact, opportunities and challenges of a new generation of ultra-high density seismic. New advances in land seismic acquisition technologies, SEG workshop, Oman, Muscat, 4–7 Nov 2019.
7. Pastori M et al. Maximizing Information Content of Seismic Data through Optimized Acquisition Design – A Case History from South Tunisia. 78th EAGE annual conference & exhibition, Vienna, 30 May – 2 June 2016.
8. Sheriff RE. Encyclopedic dictionary of applied geophysics, Fourth edition. SEG, Tulsa, OK, USA, 2002. 429 p.
9. Tellier N et al. Low-noise MEMS: a powerful single sensor solution for dense, broadband acquisitions. New advances in land seismic acquisition technologies, SEG workshop, Oman, Muscat, 4–7 Nov 2019.

Положительная рецензия 22.01.2020

ОБ АВТОРЕ



ЧЕРЕПОВСКИЙ
Анатолий Викторович

Окончил геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 1980 г., кандидат технических наук. Более 10 лет работал геофизиком-обработчиком во внешнеторговом объединении «Зарубежгеология» и 25 лет специалистом и экспертом по наземной сейсморазведке в представительствах иностранных геофизических компаний и совместных предприятиях (CGG, GMG, «Ингео», I/O, ION, Sercel, «НьюТек Сервисес»). В настоящее время – главный специалист НТЦ компании «ГЕОТЕК Сейсморазведка». Автор и соавтор 30 научных публикаций и докладов, двух монографий по наземной сейсморазведке и англо-русского словаря по прикладной геофизике. Занимается исследованиями в области высокопроизводительной и высокоплотной наземной сейсморазведки с бескабельными регистрирующими системами нодального типа.

УДК 550.34.06

АВТОМАТИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ РАЗЛОМОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ С ПОМОЩЬЮ СВЕРТОЧНЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

Д.В. Егоров¹¹ ООО «Газпромнефть НТЦ». Россия, г. Санкт-Петербург, набережная реки Мойки, д. 75–79; e-mail: Egorov.dvi@gazpromneft-ntc.ru

Аннотация. В представленной работе исследуется применимость сверточных нейронных сетей в задачах автоматического выделения разломов по сейсмическим данным. В статье описывается предложенная архитектура сети, а также процесс ее обучения. В работе с помощью математических метрик и визуального анализа демонстрируется способность предложенной методики выделять дизъюнктивные нарушения на основе сейсмической информации в разнообразных геологических и геофизических условиях. Дополнительной особенностью представленной методики является возможность получения вероятностной оценки, позволяющей более устойчиво работать с геологическими неопределенностями и соответствующими им экономическими рисками.

Ключевые слова. Интерпретация сейсмических данных, выделение разломов, машинное обучение, глубокое обучение, сверточные нейронные сети.

AUTOMATIC EXTRACTION OF FAULT GEOMETRY FROM SEISMIC DATA BY CONVOLUTIONAL NEURAL NETWORKS

D.V. Egorov¹¹ Gazpromneft STC. Russia, Saint Petersburg, Moyka River Embankment 75–79; e-mail: Egorov.dvi@gazpromneft-ntc.ru

Abstract. In the presented research application of convolutional neural networks for fault interpretation from seismic data was considered. Proposed architecture and training process were described. It was shown by metrics and visual analysis that developed method is able to delineate faults from seismic data in different geological and geophysical conditions. Additional advantage of suggested approach is its ability to produce probabilistic output allowing robust work with geological uncertainties and economic risks related to them due to consideration of many probable cases.

Key words. Seismic data interpretation, faults interpretation, machine learning, deep learning, convolutional neural networks.

ВВЕДЕНИЕ. На сегодняшний день большинство зрелых месторождений нефти и газа практически полностью истощены и находятся на завершающих стадиях своего производственного цикла. Это заставляет нефтяные и газовые компании смотреть на более сложные с геологической точки зрения активы, в особенности это касается месторождений, запасы которых относятся к нетрадиционным, а также залежей, в значительной степени осложненных тектоническими процессами. На таких активах понимание распространения разломов играет ключевую роль в оценке экономической перспективности месторождения. Например, в низкопроницаемых отложениях естественная трещиноватость, обусловленная тектонической активностью в регионе, будет определять течение флюида в породе. В других же ситуациях коллектор, изначально имевший высокие значения фильтрационно-емкостных свойств, может быть очень сложен в разработке в результате наложенных на него разломов, создающих непроницаемые барьеры для течения флюида. В обеих ситуациях понимание распространения разломов является критически важной задачей в процессе оценки экономического потенциала целевого актива.

Традиционные методики выделения разломов основаны на интерпретации различных геофизических исследований. Грави- и магниторазведка дают только общее представление о тектонической ситуации, в то время как именно сейсмическая съемка предоставляет специалисту понимание

трехмерной структуры распространения дизъюнктивных нарушений. Большинство существующих алгоритмов, нацеленных на «подчеркивание» разломов в сейсмических данных, сильно подвержены влиянию различных шумов, поэтому разные методики получают разные оценки, а также выдают детерминированный результат, который не подходит для вероятностного анализа. Таким образом, интерпретация разломов, построение их различных конфигураций и выделение наиболее вероятных ситуаций все еще остаются более творческим процессом, нежели алгоритмической процедурой, что ведет к высокой степени неопределенности получаемого решения. В результате этого необходима разработка инструмента, который позволил бы геологу быстрее и качественнее выполнять подобные задачи, а также был бы независим от его предыдущего опыта или квалификации. Такая методика могла бы предоставить специалисту возможность концентрироваться на анализе результатов, а не на рутинных операциях. Современные алгоритмы компьютерного зрения могут стать основой для создания подобного подхода.

В представленном исследовании рассматривается применение сверточных нейронных сетей для автоматической интерпретации разломов и извлечения их геометрии в объеме резервуара на основе данных сейсморазведки. В работе представлена архитектура используемой нейронной сети и предлагаемый тренировочный процесс. Результаты

работы получаемого решения демонстрируются как в терминах математических метрик, привычных для задач компьютерного зрения, а именно задачи сегментации, так и в формате визуального анализа, который демонстрирует применимость разработанной методики в различных геологических и геофизических условиях.

Методика

Алгоритмы компьютерного зрения, основанные на сверточных нейронных сетях, стали очень популярны в течение последних нескольких лет. В задачах детектирования объектов, сегментации и классификации изображений, появляющихся в различных отраслях и проблемах, подобные алгоритмы могут стать отличным инструментом, помогающим эксперту решать ежедневные задачи из области его компетенций. Типичным примером является применение сверточных нейронных сетей в задачах сегментации, которые возникают в биомедицине [10].

В разведке и разработке месторождений нефти и газа также имеется множество проблем, которые можно ассоциировать с задачами компьютерного зрения и выделения образов, особенно при интерпретации сейсмических данных. Уже имеется немало работ с описанием применения сверточных нейронных сетей для различных задач обработки и интерпретации подобной информации. Напри-

мер, в [7] автор предлагает использовать нейронные сети для восстановления участков сейсмических профилей, поврежденных в результате присутствия значительной шумовой компоненты или полного отсутствия съемки в конкретном месте. В [13] освещается применимость подходов к решению задач компьютерного зрения для понижения уровня шума для всего сейсмического разреза. Также отличительной особенностью последних лет является то, что авторы начали выкладывать в открытый доступ данные, используемые в процессе исследования, которые могут являться бенчмарком для дальнейших исследований, а также являются одной из важнейших частей в процессе воспроизведения полученных результатов. Результатом работы, представленной в [2] и отражающей опыт применения сверточных нейронных сетей для задач автоматического выделения фаций по сейсмическим данным, является не только статья, но и данные, а также программный код, позволяющий проверить полученные результаты любому заинтересованному в данной проблеме исследователю. Наиболее близкой к представленной работе является [12], авторы которой используют классическую архитектуру для задач семантической сегментации – U-net, адаптируя ее к проблеме автоматического выделения разломов из сейсмических кубов, а также предоставляют данные, которые и использовались в описываемых экспериментах.

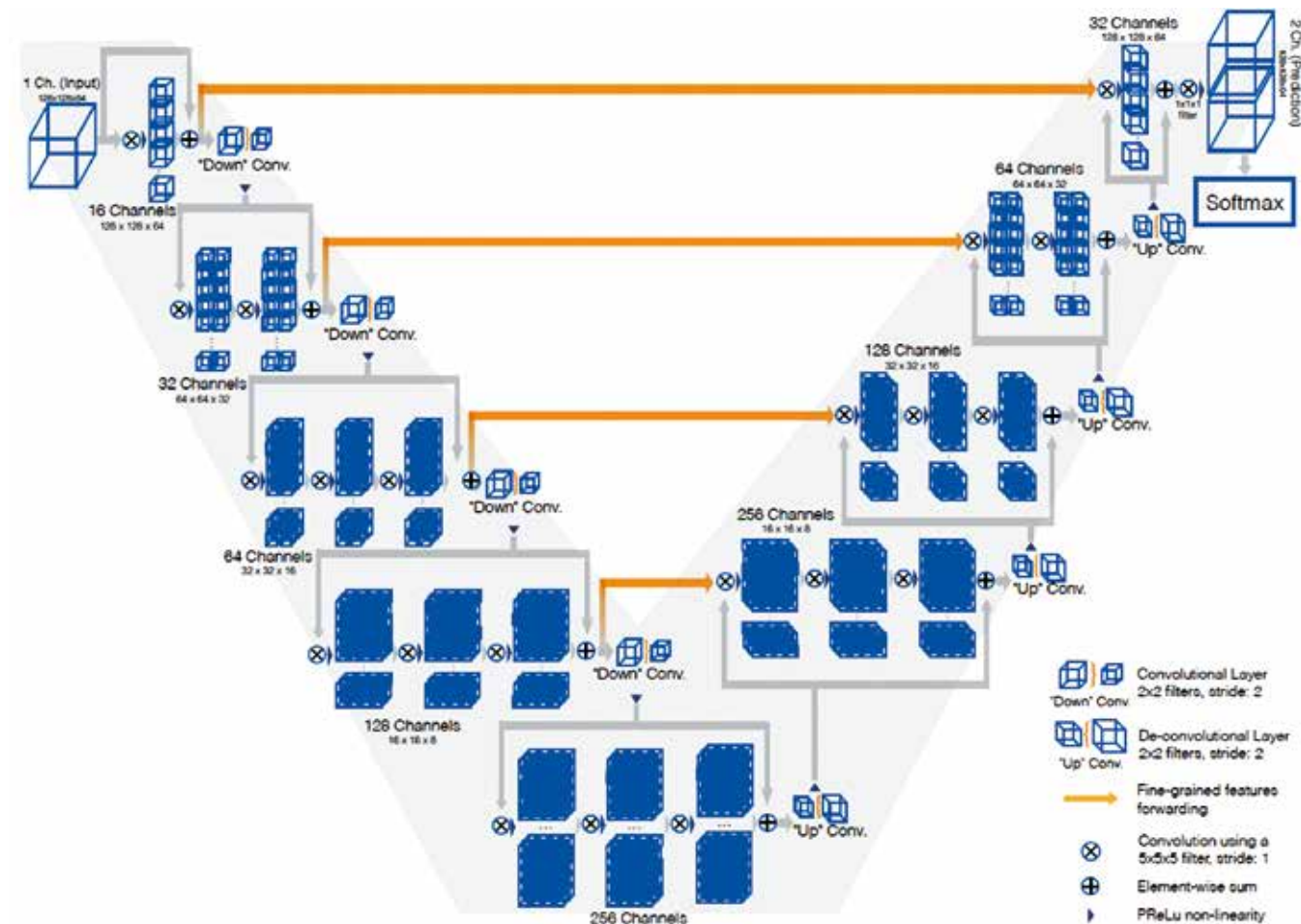


Рис. 1

Архитектура сети V-net, которая использовалась как базовая для предлагаемого решения (Milletari, 2016)

В представленной работе архитектура V-net [4] (рис. 1) была взята за основу для базовой модели, в которую были внесены дополнительные изменения:

- количество ядер свертки для всех слоев было уменьшено вдвое с целью увеличить размер тренировочного мини-батча, стабилизировать и ускорить процесс обучения. Основная интуиция, стоящая за данным решением, заключается в том, что структура разломов на сейсмической записи в большинстве случаев проще, чем структура опухолей на данных томографии, для которых эта архитектура и предлагалась. В связи с этим не требуется излишнее количество сверток и не ожидается значительной потери в качестве получаемого решения. Также уменьшение сложности модели должно сделать ее более устойчивой;

- были добавлены слои Dropout [8] для повышения устойчивости решения;

- дополнительно были добавлены слои Batchnorm [11] для стабилизации процедуры обучения;

- архитектура была расширена блоками, представленными в статье [1], для концентрации внимания сети на более релевантных признаках, извлекаемых в процессе тренировки.

Тренировочный процесс также был изменен в отличие от представленного в статье, описывающей базовую архитектуру [4]. Скорость обучения контролировалась в процессе обучения косинусной функции с рестартами, как это было предложено в [6]. Тренировка производилась на протяжении 500 эпох, через каждые 100 из которых происходил процесс восстановления скорости обучения до начального значения, составляющего 0,001. Подобный подход к обучению также позволяет в дальнейшем использовать технику ансамблирования, представленную в [5], которая заключается в сохранении лучших весов на каждом рестарте с дальнейшим осреднением результата. Также для облегчения вычислений на тестовой части возможно задействовать подход, предложенный в [9], заключающийся в осреднении весов лучших моделей. В качестве функции потерь была выбрана кросс-энтропийная функция с дополнительным взвешиванием классов, так как разломы на сейсмической записи представлены в очень малом объеме (1–5%). Алгоритмом оптимизации был ADAM [3] с дополнительной L2 регуляризацией на веса модели. Целевой метрикой качества был коэффициент Серенсена, также известный как коэффициент Дайса по классу разломов, так как для данной крайне несбалансированной выборки простой коэффициент, отражающий долю верно классифицированных объектов, ранее присутствовавший в [12], не подходит. Простая аугментация данных также проводилась в процессе тренировки для повышения устойчивости получаемого решения. Сейсмические кубы вращались вокруг вертикальной оси (оси времени), но не переворачивались. Результаты тренировочного процесса представлены на рисунке 2.

Несмотря на тот факт, что существует множество метрик, позволяющих отслеживать производительность получаемой модели, визуальная оценка все

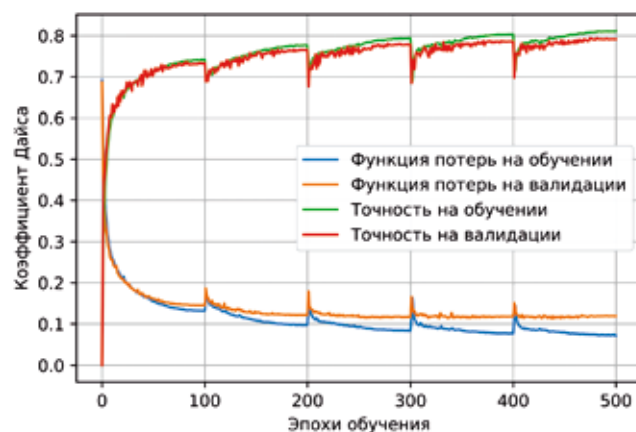


Рис. 2

График значений функции потерь и метрик качества нейронной сети в процессе тренировки

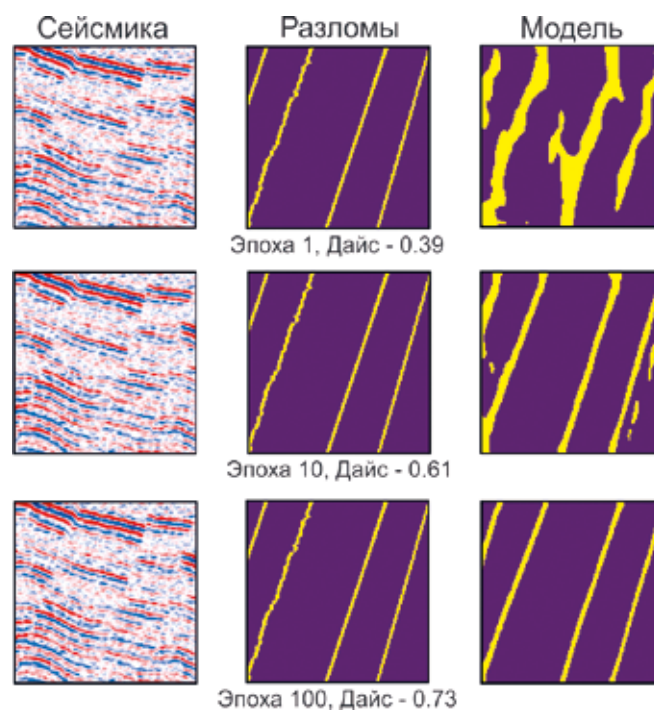


Рис. 3

Визуализация результатов нейронной сети в процессе обучения

еще остается одним из самых сильных критериев для любых решений. В процессе обучения качество модели отслеживалось на валидационной выборке в визуальном формате, позволяющем сравнивать ее работу и реальную геологическую ситуацию (рис. 3). Можно отметить, что модель достаточно быстро понимает основную семантику в данных и в дальнейшем концентрируется на более мелких деталях, пытаясь оптимизироваться под них.

Полученное в результате решение имеет достаточно высокую точность при выделении геометрии разломов из сейсмических данных в различных геологических и геофизических условиях (рис. 4). Различные распределения акустических импедансов, количество шума или сложность границ не влияют в значительной степени на получаемый результат. Модель достаточно устойчива к различным ситуациям и способна справиться с большинством проблем. Она демонстрирует способность работать не

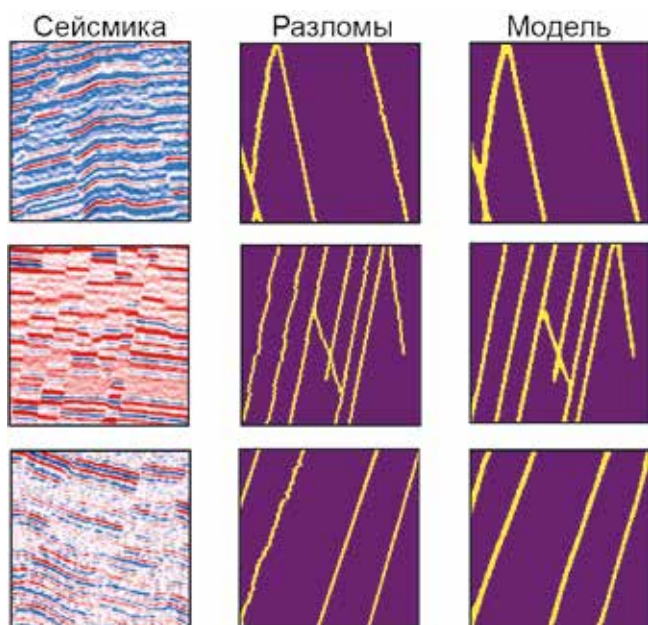


Рис. 4

Разломы, извлеченные полученной в результате тренировки моделью для объектов с различным откликом на сейсмической записи

только в относительно простых ситуациях с присутствием сбросов или взбросов, но и может давать качественный прогноз в более сложных тектонических системах.

Также дополнительным преимуществом представленной методики является ее способность выдавать вероятностный результат (рис. 5), нежели детерминированный, что позволяет устойчивее работать с неопределенностями. Большинство традиционных методов, например через атрибут когерентности, дают устойчивую детерминированную оценку на основе аналитического решения. С другой стороны, выход нейронных сетей, являющийся степенью уверенности модели в присутствии класса, может рассматриваться как вероятность и использоваться в процессах вероятностной оценки. Таким образом, подбирая вероятностный порог, можно получать разные варианты интерпретации. Подобный подход позволяет проводить более интенсивную работу с геологическими неопределенностями и соответствующими им экономическими рисками.

Выводы. В представленной работе исследовалась применимость сверточных нейронных сетей для автоматического извлечения разломов из трехмерных сейсмических данных. Предложенная архитектура основана на ранее представленной сети V-net и оптимизирована для решения сейсмических

задач, учитывая особенности структуры данных. Кроме самой архитектуры, процесс тренировки также был изменен для получения более качественного и устойчивого решения. Результаты работы модели представлены не только в формате значений математических метрик, но и в формате визуального сравнения с реальной геологической ситуацией. Было продемонстрировано, что разработанный подход к выделению разломов способен устойчиво работать в различных геологических и геофизических условиях. Дополнительным преимуществом представленной методики является возможность получения вероятностной оценки, позволяющей устойчивее работать с геологическими неопределенностями в процессе исследования и оценки месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abhijit Guha Roy, Nassir Navab, Christian Wachinger. Concurrent Spatial and Channel Squeeze & Excitation in Fully Convolutional Networks, MICCAI, 2018.
2. Alaudah Yazeed, Michalowicz Patrycja, Alfarraj Motaz, AlRegib Ghassan [2019] A Machine Learning Benchmark for Facies Classification, SEG Interpretation journal.
3. Diederik P. Kingma, Jimmy Ba [2014] Adam: A Method for Stochastic Optimization, arXiv:1412.6980.
4. Fausto Milletari, Nassir Navab, Seyed-Ahmad Ahmadi [2016]. V-Net: Fully Convolutional Neural Networks for Volumetric Medical Image Segmentation, arXiv:1606.04797.
5. Gao Huang, Yixuan Li, Geoff Pleiss, Zhuang Liu, John E. Hopcroft, Kilian Q. Weinberger [2017]. Snapshot Ensembles: Train 1, get M for free, arXiv:1704.00109.
6. Ilya Loshchilov, Frank Hutter [2017] SGDR: Stochastic Gradient Descent with Warm Restarts, arXiv: 1608.03983.
7. Lipari Vincenzo, Mandelli Sara, Borra Federico, Bestagini Paolo, Sarti Augusto, Tubaro Stefano [2018]. Seismic data interpolation through convolutional autoencoder, 10.1190/segam2018-2995428.1.
8. Nitish Srivastava, Geoffrey Hinton, Alex Krizhevsky, Ilya Sutskever, Ruslan Salakhutdinov [2014] Dropout: A Simple Way to Prevent Neural Networks from Overfitting. Journal of Machine Learning Research 15.
9. Pavel Izmailov, Dmitrii Podoprikin, Timur Garipov, Dmitry Vetrov, Andrew Gordon Wilson [2018]. Averaging Weights Leads to Wider Optima and Better Generalization, arXiv:1803.05407.
10. Ronneberger Olaf, Fischer Philipp, Brox Thomas. U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation. MICCAI, 2015.
11. Sergey Ioffe, Christian Szegedy [2015]. Batch Normalization: Accelerating Deep Network Training by Reducing Internal Covariate Shift, arXiv:1502.03167.
12. Xinming Wu, Luming Liang, Yunzhi Shi, Sergey Fomel, [2019] FaultSeg3D: Using synthetic data sets to train an end-to-end convolutional neural network for 3D seismic fault segmentation. SEG Geophysics, volume 84.
13. Yu Siwei, Ma Jianwei, Wang Wenlong [2019] Deep learning for denoising, arXiv:1810.11614.

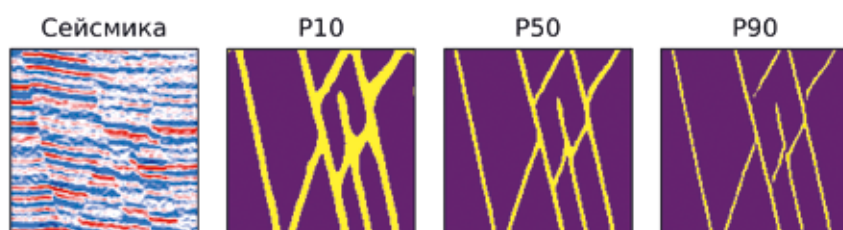


Рис. 5

Вероятностная оценка распространения разломов для одной и той же площади и разреза

REFERENCES

1. *Abhijit Guha Roy, Nassir Navab, Christian Wachinger* [2018]. Concurrent Spatial and Channel Squeeze & Excitation in Fully Convolutional Networks, MICCAI, 2018.
2. *Alaudah Yazeed, Michalowicz Patrycja, Alfarrarj Motaz, AlRegib Ghassan* [2019]. A Machine Learning Benchmark for Facies Classification, SEG Interpretation journal.
3. *Diederik P Kingma, Jimmy Ba* [2014]. Adam: A Method for Stochastic Optimization, arXiv:1412.6980.
4. *Fausto Milletari, Nassir Navab, Seyed-Ahmad Ahmadi* [2016]. V-Net: Fully Convolutional Neural Networks for Volumetric Medical Image Segmentation, arXiv:1606.04797.
5. *Gao Huang, Yixuan Li, Geoff Pleiss, Zhuang Liu, John E Hopcroft, Kilian Q Weinberger* [2017]. Snapshot Ensembles: Train 1, get M for free, arXiv:1704.00109.
6. *Ilya Loshchilov, Frank Hutter* [2017]. SGDR: Stochastic Gradient Descent with Warm Restarts, arXiv: 1608.03983.
7. *Lipari Vincenzo, Mandelli Sara, Borra Federico, Bestagini Paolo, Sarti Augusto, Tubaro Stefano* [2018]. Seismic data interpolation through convolutional autoencoder, 10.1190/segam2018-2995428.1.
8. *Nitish Srivastava, Geoffrey Hinton, Alex Krizhevsky, Ilya Sutskever, Ruslan Salakhutdinov* [2014]. Dropout: A Simple Way to Prevent Neural Networks from Overfitting, Journal of Machine Learning Research 15.
9. *Pavel Izmailov, Dmitrii Podoprikin, Timur Garipov, Dmitry Vetrov, Andrew Gordon Wilson* [2018]. Averaging Weights Leads to Wider Optima and Better Generalization, arXiv:1803.05407.
10. *Ronneberger Olaf, Fischer Philipp, Brox Thomas* [2015]. U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation, MICCAI, 2015.
11. *Sergey Ioffe, Christian Szegedy* [2015]. Batch Normalization: Accelerating Deep Network Training by Reducing Internal Covariate Shift, arXiv:1502.03167.
12. *Xinming Wu, Luming Liang, Yunzhi Shi, Sergey Fomel*, [2019]. FaultSeg3D: Using synthetic data sets to train an end-to-end convolutional neural network for 3D seismic fault segmentation, SEG Geophysics, volume 84.
13. *Yu Siwei, Ma Jianwei, Wang Wenlong* [2019]. Deep learning for denoising, arXiv:1810.11614.

Положительная рецензия 24.01.2020

ОБ АВТОРЕ

ЕГОРОВ

Дмитрий Витальевич



Окончил геофизический факультет МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе в 2015 году, а затем магистратуру университета Heriot Watt в 2017 году. Область интересов – применение современных цифровых технологий, машинного обучения и искусственного интеллекта для решения геологических и геофизических задач в нефтяной отрасли.

УДК 504.55.054:622(470.6)

ОЦЕНКА ОСЛАБЛЕННОСТИ ПОРОДНОГО МАССИВА МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИЯ

В.И. Голик¹, Ю.В. Дмитрак¹, В.И. Комащенко¹, О.Г. Бурдзиева²

¹ Северо-Кавказский государственный технологический университет. 362021, Россия, г. Владикавказ, ул. Николаева, д. 44; e-mail: v.i.golik@mail.ru

² Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН. 362002, Россия, г. Владикавказ, ул. Маркова, д. 93а; e-mail: cgi_ras@mail.ru

Аннотация. Даны результаты оценки ослабленности массивов геофизическими методами с детализацией метода электрометрических измерений в скважинах без отбора кернов. Породы массива дифференцированы по степени ослабленности, что позволяет оптимизировать производственные процессы с получением экономического эффекта от уменьшения затрат времени и средств на добычу. Приведен пример определения расстояния по проводимости пород. Результаты исследования представляют интерес для практического использования при изучении свойств и обводненности пород, изучения линейной коры выветривания, анализа крупной и микротрещиноватости и т.п.

Ключевые слова. Массив пород, геофизические методы, электрометрические измерения, скважина, проводимость.

ESTIMATION OF THE DILUTION OF THE BREEDTHE MASSIF BY ELECTROSONDENTING METHOD

V.I. Golik¹, Y.V. Dmitrak¹, V.I. Komashchenko¹, O.G. Burdzieva²

¹ North-Caucasian state technological University. Russia, 362021, Vladikavkaz, Nikolaev str., 44; e-mail: v.i.golik@mail.ru

² Geophysical Institute of the Vladikavkaz scientific center of RAS. Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov str., 93a; e-mail: cgi_ras@mail.ru

Abstract. The results of estimating the weakness of the arrays by geophysical methods are given, with a detailed elaboration of the method of electrometric measurements in wells without core sampling. The rocks of the massif are differentiated according to the degree of weakness of the rocks, which makes it possible to optimize production processes with the economic effect of reducing the time and cost of production. An example of determining the distance from the conductivity of rocks is given. The results of the study are of interest for practical use in studying the properties and watering of rocks, the study of linear weathering of the crust, analysis of large and micro fracturing, etc.

Key words. Rock mass, geophysical methods, electrometric measurements, well, conductivity.

ВВЕДЕНИЕ. Массив горных пород, как правило, имеет участки ослабления, в пределах которых прочность существенно ниже, чем в целом в массиве. Такие локальные участки формируют зоны ослабления.

Наличие зон ослабления ухудшает параметры разработки месторождений, влияя практически на все добычные процессы. Для некоторых технологий влияние оказывается приоритетным. Так, при системе с подземным блоковым выщелачиванием нарушение параметров взрывного дробления руд приводит к изменению размеров куска: к увеличению или к уменьшению, что в обоих случаях может дискредитировать технологию. В первом случае раствор не проникает в кусок, во втором – пути движения раствора закупориваются.

Метод подземного выщелачивания металлов из руд является одним из перспективных способов добычи металлов, потому что вовлечение в отработку месторождений полезных ископаемых, нерентабельных для традиционных технологий, расширяет сырьевую базу промышленности. Преимуществами метода являются экономичность, относительно большая безопасность работ и сохранность внешней среды [1, 5].

На скальных месторождениях России и зарубежья накоплен опыт выщелачивания руд. Так, выщелачи-

вание урана в СССР было освоено во второй половине прошлого века и в настоящее время обеспечивает до 1/3 годовой добычи урана в России [3, 6, 14].

Однако недостаточная изученность отдельных аспектов процесса препятствует его внедрению. Фактором, от которого в большей мере зависит полнота и время извлечения металлов из руды и экономическая эффективность технологии, является фильтрация растворов сквозь руду или равномерность уплотнения руды. Разное уплотнение опасно потерей растворителя, так как растворы находят каналы на менее уплотненных участках и устремляются по ним, а более уплотненные участки остаются непроработанными и процесс выщелачивания становится нерегулируемым. Для управления режимом орошения выщелачивающими растворами необходимо знать структуру выщелачиваемой среды.

Для оценки структуры породного массива используют геофизические методы на основе электрических, магнитных, радиоволновых, акустических, радиоактивных, тепловых и др. физических явлений [7–11].

На скальных месторождениях, как правило, развиты мощные линейные глинисто-щебнистые обводненные коры выветривания, глубина развития которых достигает 200–400 м. При отработке таких месторождений остро встает вопрос о прогнозе однородности массива [12, 13].

Задачи выявления зон тектонических нарушений, зон выветривания, карстовых полостей, контактов различных литологических типов пород в подземных условиях решают геофизическими методами, например акустический метод, метод радиоволнового просвечивания, электрометрии и другие методы.

Сущность акустического метода заключается в измерении кинематических и динамических характеристик волн. Основные модификации этого метода: прозвучивание между скважинами, профилирование вдоль стенок выработок и акустический каротаж.

Метод радиоволнового просвечивания представляет собой лучевой метод просвечивания. В одной скважине или выработке устанавливают передатчик радиоволн, а в соседних скважинах или выработке измеряют напряженность электромагнитного поля. Метод электрометрии основан на выделении пород с различной электропроводностью. Особого внимания заслуживают участки пониженного кажущегося сопротивления ρ_k . Резким сменам значений ρ_k соответствуют контакты пород с резко различными свойствами. Наиболее широкое применение имеют: электрометрический каротаж и электропрофилирование по стенкам выработок.

Целью настоящего исследования является оценка фильтрационной способности руд методом акустического прозвучивания по зависимости величины упругих колебаний от структурных особенностей массива.

Результаты

Определение ослабленности массивов пород методом извлеченного керна предполагает кеновое бурение с повышенными затратами труда и времени. Возможности изучения состояния массивов пород увеличивает применение геофизических методов, в частности, электрометрические измерения в скважинах без отбора кернов. При изучении структуры и ослабленности массива пород приоритетным является метод электрометрии [2].

На основе данных о степени ослабленности по керну и электрометрического каротажа устанавливают корреляционные связи пород в массиве (K_0) и с эффективным кажущимся сопротивлением горных пород (ρ_k). Существование такой связи вытекает из зависимости обоих этих показателей от одной характеристики массива – трещиноватости пород.

Сопоставление значений K_0 и интегральных значений кажущегося сопротивления пород позволило предположить, что эта зависимость может быть описана функцией вида:

для K_0 (ρ_k) в интервале $0 < \rho_k < 1 \cdot 10^3$

$$-2,148 \cdot 10^{-7} \rho_k^2 + 3,804 \cdot 10^{-4} + 0,07 \text{ Ом} \cdot \text{м}$$

для K_0 (ρ_k) в интервале $1 \cdot 10^3 < \rho_k < 2,6 \cdot 10^3$

$$-1,545 \cdot 10^{-8} \rho_k^2 + 1,556 \cdot 10^{-4} + 1,114 \text{ Ом} \cdot \text{м}.$$

Аппроксимация функции, заданной таблично, проводится по способу наименьших квадратов. Оценка найденной зависимости K_0 (ρ_k) осуществляется с помощью корреляционного отношения, кото-

рое должно быть не менее 0,94. Отвечающая этому условию связь является реальной и позволяет определить коэффициент ослабления пород в массиве по кажущемуся сопротивлению. Обработка данных позволяет построить график (рис. 1).

Для определения коэффициента ослабления по кажущемуся сопротивлению пород получают результаты электрометрического каротажа в виде кривых, полученных измерениями на различных интервалах скважин (рис. 2).

Дифференциация графиков свидетельствует о разной степени трещиноватости пород. По графикам возможно выделение интервалов скважин, отличающихся определенными значениями ρ_k и степенью трещиноватости пород и средним значением K_0 .

Так, интервалы 28–38, 43–53, 63–80 м скважины № 650 характеризуются низкопроводящими породами с невысокой степенью трещиноватости и более высоким значением K_0 в сравнении с остальными интервалами.

В скважине № 655 четко выделяется зона пород, имеющих сравнительно низкую проводимость (интервал 28–42 м). Мощность этой зоны значительно превышает расстояние между парными электрода-

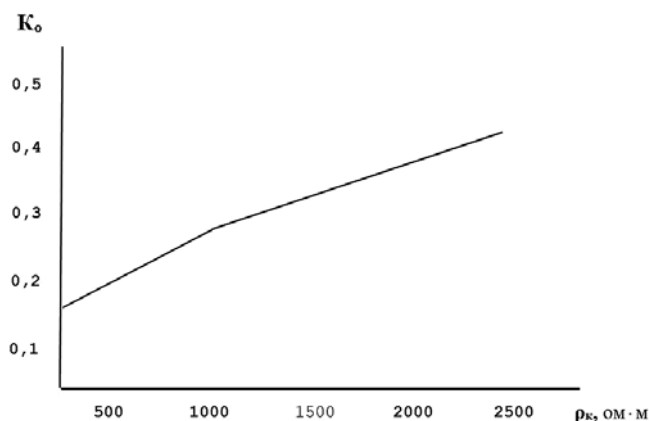


Рис. 1

График зависимости коэффициента ослабления пород от кажущегося сопротивления

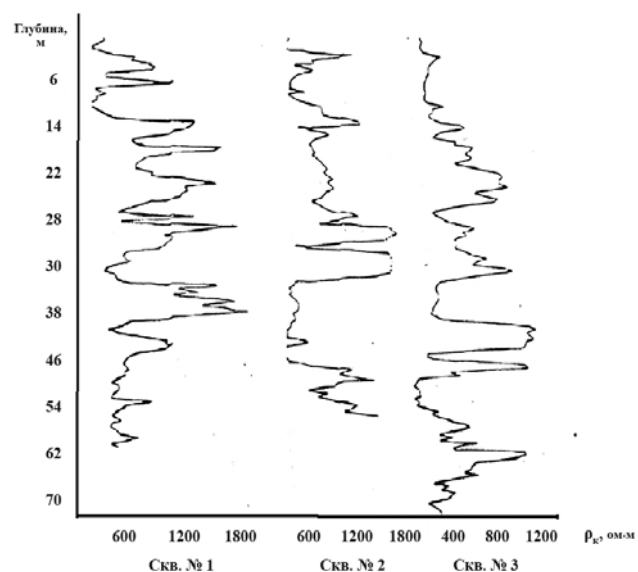


Рис. 2

Вид графиков электрометрического каротажа скважин 1-3

Таблица 1

Значения эффективного кажущегося сопротивления пород по интервалам скважин

Скважины															
№ 1		№ 2		№ 3		№ 4		№ 5		№ 6		№ 7		№ 8	
длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k	длина	ρ_k
1–9	0,15	1–27	0,16	1–14	0,12	1–15	0,18	1–8	0,13	1–42	0,14	1–17	0,2	1–28	0,12
9–14	0,12	27–38	0,22	14–39	0,18	15–35	0,22	8–35	0,16	42–47	0,18	18–23	0,19	28–38	0,2
14–34	0,21	38–52	0,09	39–43	0,16	35–39	0,16	35–71	0,18	47–80	0,13	23–45	0,4	38–46	0,12
34–38	0,16	52–60	0,19	43–53	0,26	39–41	0,23	71–77	0,14	–	–	45–56	0,18	46–53	0,24
38–50	0,22	–	–	53–58	0,13	–	–	77–80	0,16	–	–	–	–	53–53	0,13
50–65	0,22	–	–	68–75	0,18	–	–	–	–	–	–	–	–	63–80	0,19

ми электрометрического зонда, поэтому происходит уменьшение значений ρ_k . Понижение значений кажущегося сопротивления на контакте различных по проводимости пород объясняется эффектом экранной аномалии, которая связана с переходом питающих электродов через контакт резко различных по проводимости пород. Это учитывалось при оценке степени ослабленности таких зон.

Результаты электрометрического каротажа скважины позволили на основе выявленной зависимости K_0 (ρ_k) расчленил массив по степени ослабленности пород (табл. 1).

В отличие от поверхностного зондирования в шахтных условиях предоставляется возможность проводить зондирование двумя способами:

- опережающее скважинное зондирование для разведки зон с различной проводимостью впереди забоя;

- зондирование по стенкам выработок, определение контакта сред, расположенных относительно горной выработки под углом не более 20° .

Наибольшие искажения ρ_k при опережающем электроразведывании происходят, когда питающий и/или приемный электрод находятся близко к контакту разнородных пород. В данном случае целесообразно проводить трехэлектродные градиент-зондирования, в которых из-за малой величины приемной линии помехи невелики. Вблизи забоя скважины оставляют неподвижный приемный диполь, а питающий электрод удаляют к устью скважины. Другой питающий электрод относится в бесконечность, чтобы его влияние меньше сказывалось на величину потенциала при различных положениях градиент-установки.

Наиболее удачной эта установка является потому, что один лишь питающий электрод в процессе измерений перемещается, а три других остаются неподвижными, чем достигается высокая точность измерений, поскольку переходные сопротивления неподвижных электродов остаются постоянными.

Для такой установки:

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}$$

$$K = 4\pi \frac{AM \cdot AN}{MN},$$

где ΔU – разность потенциалов на приемных электродах MN ; I – ток питающих электродов AD ; AM , AN , MN – расстояния между питающими и приемными электродами.

Экспериментальные кривые зондирования последовательной градиент-установкой интерпретируются с помощью теоретических кривых. По оси ординат откладывается ρ_k , по оси абсцисс AO – расстояние от питающего электрода до центра приемного диполя MM . Выбирая лучший вариант совмещения экспериментальной кривой с теоретической, определяют количественные результаты проводимости пород и расстояние до ближайшего к выработке контакта.

В случае электроразведывания в стенках выработок измерения выполняются симметричной четырехэлектродной градиент-установкой AMN В. Величина остается постоянной (0,5 м), а расстояние между питающими электродами увеличивается в геометрической прогрессии с коэффициентом 1,3.

Измерив разность потенциалов на расстоянии MN , определяют силу тока I в AB .

Величину K для данной установки определяют из выражения AB^2 :

$$K = \pi \frac{(AB^2/2)^2 - (MN/2)^2}{MN} C,$$

C – коэффициент влияния выработки, определяемый ВНИМИ.

Симметричное электроразведывание проводилось в скважине с целью определения расстояния до контакта известняков, отличающихся от вмещающих алевролитов и порфиров по проводимости на порядок (рис. 3).

На различном расстоянии произведено трехэлектродное зондирование. Полученные кривые интерпретировали с помощью палеток. Но экспериментальные кривые лишь частично совмещались с теоретическими, и линия глубин на палетке в большинстве случаев не соответствовала истинному расстоянию до контакта известняков.

Для достижения нужного соответствия экспериментальных данных и теоретических кривых в расчетные формулы теоретических кривых необходимо вводить коэффициенты, учитывающие влияние

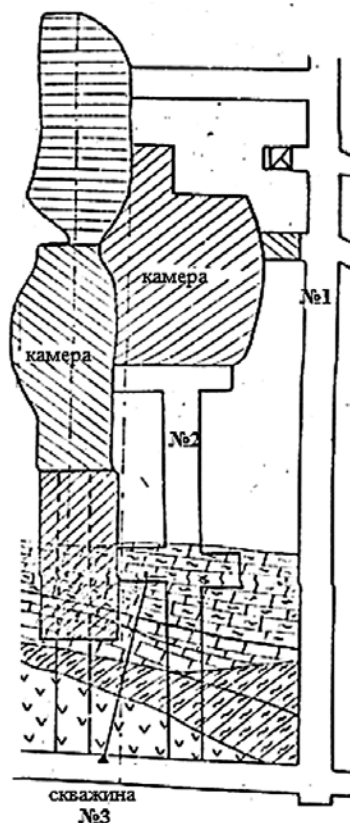


Рис. 3

Схема подземного электроразведывания. № 1–3 – пикеты

горных выработок, углы наклона и простираия контактов.

По результатам электроразведывания вдоль стенок выработок произведен анализ полученных кривых, позволивший наделять геоэлектрические зоны, соответствующие контакту высокопроводящего массива. Подъем правой ветви кривой объясняется тем, что с увеличением разносов питающих линий существенное влияние на геоэлектрическое поле оказывают низкопроводящие зоны известняков.

Результаты исследования по выявлению структурных границ в массиве электроразведыванием стенок выработок рекомендованы для практического использования при изучении свойств в образце, ослабленности и обводненности массивов пород, развития линейной коры выветривания, анализа крупной и микротрещиноватости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Для оптимизации технологических процессов подземной добычи руд геофизические методы исследований рудовмещающих массивов целесообразно комбинировать.

Электрометрическим каротажем скважин целесообразно оценивать степень ослабленности массивов пород, а электроразведыванием стенок выработок производить опережающее оконтуривание зон неоднородностей и зон ослабленности в массивах месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голик В.И., Дмитрак Ю.В., Комащенко В.И., Бурдзиева О.Г. Геофизические методы контроля руд при выщелачивании // Геофизика. 2018. № 1. С. 85–91.
2. Голик В.И., Разоренов Ю.И., Страданченко С.Г., Хашева З.М. Принципы и экономическая эффективность комбинирования технологий добычи руд // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326. № 7. С. 6–14.
3. Голик В.И., Комащенко В.И. Отходы обогащения железистых кварцитов как сырье для доизвлечения металлов и использования в качестве закладочных смесей // Горный журнал. 2017. № 3. С. 43–47.
4. Голик В.И., Разоренов Ю.И., Каргинов К.Г. Основа устойчивого развития РСО – Алания – горнодобывающая отрасль // Устойчивое развитие горных территорий. 2017. Т. 9. № 2 (32). С. 163–171.
5. Грязев М.В., Качурин Н.М., Захаров Е.И. Тульский государственный университет: 85 лет на службе отечеству // Горный журнал. 2016. № 2. С. 25–29.
6. Заалишвили З.В., Мельков Д.А., Короткая Н.А., Дзеранов Б.В. Рейтинговая оценка грунтовых условий территории // Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе. I Кавказская международная школа-семинар молодых ученых. Центр геофизических исследований ВНИИ РАН и РСО-А, 2005. С. 153–160.
7. Лемешко М.А. Адаптивное управление процессом резания горных пород. Монография / М.А. Лемешко; М-во образования и науки Российской Федерации, гос. образовательное учреждение высш. проф. образования «Южно-Российский гос. ун-т экономики и сервиса» (ГОУ ВПО ЮРГУЭС). Шахты, 2010, 64 с.
8. Луценко Н.И., Равианов Н.М. Технология добычи и переработки урана методом скважинного подземного выщелачивания // Горный журнал. 2016. № 10. С. 89–95.
9. Ляшенко В.И. Природоохранные технологии освоения сложноструктурных месторождений полезных ископаемых // Маркшейдерский вестник. 2015. № 1. С. 10–15.
10. Молев М.Д., Страданченко С.Г. Использование синергетических возможностей геофизических методов при прогнозировании результатов техногенных воздействий // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. № 3. С. 134–139.
11. Gao J., Liu Ch., Wang J., Li Z., Meng X. A new method for mining deformation monitoring with GPS-RTK // Transactions on Nonferrous Metals Society of China. 2011. Vol. 21. P. 659–664.
12. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Gaponenko I. Improving the effectiveness of explosive breaking on the bade of new methods of borehole charges initiation in quarries // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 7. P. 383–387.
13. Golik V., Komashchenko V., Morkun V., Zaaliishvili V. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies // Metallurgical and Mining Industry. 2015. Т. 7. № 4. P. 325–329.
14. Golik V.I., Gabaraev O.Z., Maslennikov S.A., Khasheva Z.M., Shulgaty L.P. The provision of development conversion perspectives into underground one for Russian iron ore deposits development // The Social Sciences (Pakistan). 2016. Т. 11. № 18. P. 4348–4351.
15. Khasheva Z.M., Shulgaty L.P., Golik V.I., Razorenov Yu.I., Karginov K.G. About the equivalence of ore deposit development indicators // International Business Management. 2016. Т. 10. № 20. P. 4868–4872.
16. Jarvie-Eggart M.E. Responsible Mining: Case Studies in Managing Social & Environmental Risks in the Developed World. Englewood, Colorado: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, 2015. 804 p.
17. Zaaliishvili V.B., Rogozhin E.A. Assessment of seismic hazard of territory on basis of modern methods of detailed zoning and seismic Microzonation // Open Construction and Building Technology Journal. 2011. Т. 5. P. 30–40.

REFERENCES

1. Golik VI, Dmitrak YuV, Komashchenko VI, Burdzieva OG. Geophysical methods of monitoring ores during leaching. *Geophysics*. 2018; (1): 85–91 (in Russian).
2. Golik VI, Razorenov YuI, Stradanchenko SG, Khasheva ZM. Principles and economic efficiency of combining ore mining technologies. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo-Resource Engineering*. 2015; 326(7): 6–14 (in Russian).
3. Golik VI, Komashchenko VI. Ferrous quartzite enrichment waste as a raw material for additional extraction of metals and use as filling mixtures. *Mountain Journal*. 2017; (3): 43–47 (in Russian).
4. Golik VI, Razorenov YuI, Karginov KG. The basis of sustainable development of the North Ossetia-Alania is the mining industry. *Sustainable development of mountain territories*. 2017; 9(2): 163–171 (in Russian).
5. Gryazev MV, Kachurin NM, Zakharov EI. Tula State University: 85 years in the service of the fatherland. *Mining Journal*. 2016; (2): 25–29 (in Russian).
6. Zaalishvili ZV, Melkov DA, Korotkaya NA, Dzeranov BV. Rating assessment of the soil conditions of the territory. Seismic hazard and seismic risk management in the Caucasus. I Caucasian International School for Young Scientists. Center for Geophysical Research VSC RAS and RNO-A 2005. P. 153–160 (in Russian).
7. Lemeshko MA. Adaptive control of the cutting process of rocks. Monograph. M.A. Lemeshko; M-in Education and Science of the Russian Federation, State. educational institution of higher. prof. Education South-Russian State University. Economics and Service (GOU VPO YURGUES). Shakhty, 2010, 64 p. (in Russian).
8. Lutsenko NI, Ravshanov NM. Technology of uranium mining and processing using the method of borehole leaching. *Gornyi Zhurnal*. 2016; (10): 89–95 (in Russian).
9. Lyashenko VI. Environmental protection technologies for development of complex structural mineral deposits. *Marksheydersky Bulletin*. 2015; (1): 10–15 (in Russian).
10. Molev MD, Stradanchenko SG. The use of synergistic capabilities of geophysical methods in predicting the results of technogenic impacts. *Gorny informative-analytical bulletin*. 2016; (3): 134–139 (in Russian).
11. Gao J, Liu Ch, Wang J, Li Z, Meng X. A new method for mining deformation monitoring with GPS-RTK. *Transactions on Nonferrous Metals Society of China*. 2011; (21): 659–664.
12. Golik V, Komashchenko V, Morkun V, Gaponenko I. Improving the effectiveness of explosive breaking on the bade of new methods of borehole charges initiation in quarries. *Metalurgical and Mining Industry*. 2015; 7(7): 383–387.
13. Golik V, Komashchenko V, Morkun V, Zaalishvili V. Enhancement of lost ore production efficiency by usage of canopies. *Metallurgical and Mining Industry*. 2015; 7(4): 325–329.
14. Golik VI, Gabaraev OZ, Maslennikov SA, Khasheva ZM, Shulgaty LP. The provision of development conversion perspectives into underground one for Russian iron ore deposits development. *The Social Sciences (Pakistan)*. 2016; 11(18): 4348–4351.
15. Khasheva ZM, Shulgaty LP, Golik VI, Razorenov YuI, Karginov KG. About the equivalence of ore deposit development indicators. *International Business Management*. 2016; T(20): 4868–4872.
16. Jarvie-Eggart ME. Responsible Mining: Case Studies in Managing Social & Environmental Risks in the Developed World. Englewood, Colorado: Society for Mining, Metallurgy and Exploration, 2015. 804 p.
17. Zaalishvili VB, Rogozhin EA. Assessment of seismic hazard of territory on basis of modern methods of detailed zoning and seismic Microzonation. *Open Construction and Building Technology Journal*. 2011; (5): 30–40.

Положительная рецензия 17.01.2020

ОБ АВТОРАХ



ГОЛИК
Владимир Иванович

Окончил Северо-Кавказский горно-металлургический институт в 1962 г. Специальность «разработка месторождений полезных ископаемых». Доктор технических наук, профессор Северо-Кавказского государственного технологического университета. Автор 790 научных публикаций, из них 45 учебников, учебных пособий и монографий. Область научных интересов: разработка месторождений полезных ископаемых, специальные способы добычи металлов, утилизация отходов добычи и переработки минералов, экология и природоохранная технология. Заслуженный деятель науки Российской Федерации.



ДМИТРАК
Юрий Витальевич

Окончил в 1984 г. Московский государственный горный университет по специальности «горный инженер-механик», доктор технических наук, профессор. Автор более 100 научных публикаций, в том числе 13 учебных пособий с грифом УМО, а также 8 авторских свидетельств и патентов РФ на изобретения. Область научных интересов: разработка оборудования для тонкого и сверхтонкого измельчения горных пород. В настоящее время ректор Северо-Кавказского государственного технологического университета.



КОМАЩЕНКО
Виталий Иванович

Окончил Криворожский горно-рудный институт в 1964 г. Профессор кафедры геофизических информационных систем СКГМИ. Имеет 250 научных публикаций, из них 55 учебников, учебных пособий и монографий. Область научных интересов: область взрывного и механического разрушения массивов горных пород при разработке месторождений открытым способом.



БУРДЗИЕВА
Ольга Германовна

Окончила в 2006 г. Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова (Владикавказ), факультет географии и геоэкологии. Кандидат географических наук, заведующая лабораторией экологии и безопасности жизнедеятельности горных территорий Российской академии наук, Центра геофизических исследований ВНИИ РАН и РСО-А. Имеет 150 научных публикаций. Область научных интересов: экология и природоохранная технология.

УДК 550.837.31

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОВМЕЩЕННОЙ РАССТАНОВКИ В ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ – ЭФФЕКТИВНЫЙ СПОСОБ ПОВЫШЕНИЯ ГЛУБИННОСТИ

А.А. Бобачев¹¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет. 119234, г. Москва, Ленинские горы, д. 1, ГСП-1; e-mail: bobachev@gmail.com

Аннотация. В статье описан новый подход к увеличению глубинности метода электротомографии при сохранении детальности исследований. Предлагается использовать коммутирующее устройство, которое позволяет удваивать шаг измерений по профилю наблюдений. Показаны производственные аспекты предлагаемой совмещенной расстановки в методе электротомографии.

Ключевые слова. Электротомография, метод сопротивлений, оптимальная электроразведочная установка, глубина исследования.

COMPOUND ELECTRODES ARRANGEMENT TO INCREASE THE DEPTH OF RESEARCH FOR ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY

А.А. Bobachev¹¹ Geological faculty of Moscow State University. 119234, Moscow, Leninskie gory, 1, GSP-1; e-mail: bobachev@gmail.com

Abstract. A new approach is shown to increase the depth of research for electrical resistivity tomography and to keep the details of investigation for shallow depth. It is proposed to use a switching device that allows you to double the step along the observation line. The manufacturing aspects of the proposed compound arrangement are shown also.

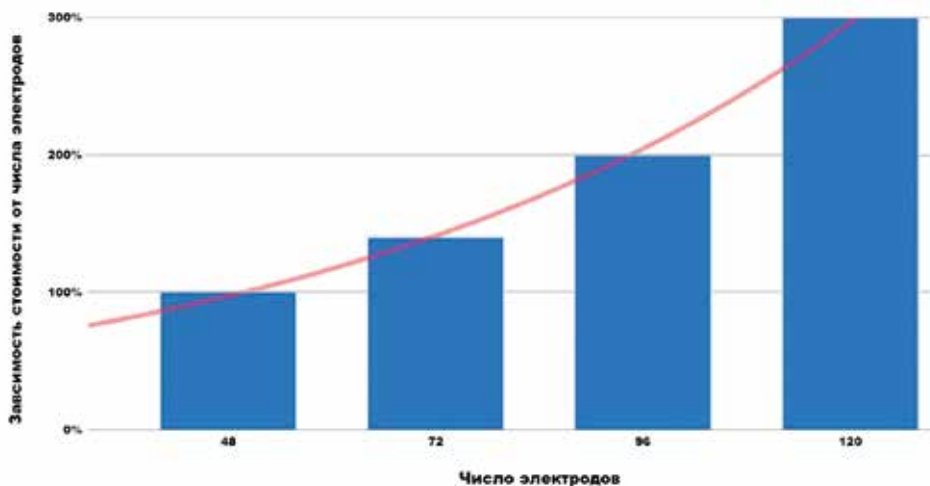
Key words. Electrical resistivity tomography, resistivity method, optimal array, ERT, depth of research.

ВВЕДЕНИЕ. Электротомография активно используется при решении различных задач инженерной геофизики. Основной подход к проведению электротомографических наблюдений методом сопротивлений и вызванной поляризации – это использование многоэлектродной аппаратуры [Griffith, Turnbull, 1985], в которой используется постоянный шаг между электродами. Длина косы и глубинность определяется шагом между электродами и числом электродов в косе. Число электродов зависит от используемой аппаратуры. Современные станции обычно используют от 48 до 96 электродов. Для повышения глубинности можно увеличивать либо число электродов, либо шаг между электродами. В первом случае стоимость электротомографической станции существенно возрастает. Это можно показать на примере станции Syscal Pro Switch компании IRIS Instruments (Франция), которая выпускает

целую линейку станций с различным числом электродов (рис. 1). Во втором случае мы потеряем детальность исследования верхней части разреза, которая зависит от расстояния между электродами.

Автором предлагается использовать совмещенную расстановку для повышения глубинности электротомографии при сохранении ее детальности в верхней части разреза. Идея совмещенной установки – проведение работ со стандартным и с удвоенным шагом между электродами. Удвоение шага обеспечивается использованием дополнительных кос, удлинителей и специальных соединительных модулей. Этот подход объединяет в себе достоинства двух уже существующих способов повышения глубинности многоэлектродных наблюдений: многосегментные измерения, разработанные в МГУ им. М.В. Ломоносова, и система ABEM Lund (Швеция).

Рис. 1
Зависимость стоимости электротомографической станции от числа электродов для Syscal Pro Switch (IRIS Instruments, Франция)



Глубинность в электротомографии

Глубину исследований в методе электротомографии однозначно определить нельзя из-за интегрального характера метода сопротивлений. Обычно при 2D-инверсии глубинность определяется по максимальному разному и типу используемой установки [Edwards, 1977]. К сожалению, такой подход хорошо работает только для малоcontrastных разрезов. Наличие слоев или объектов с резким изменением удельного сопротивления приводит к уменьшению исследуемой глубины. Причем потеря глубинности может быть существенной, в два раза и более.

Рассмотрим 2D-инверсии для данных, полученных моделированием поля над высокоомной линзой (200 Ом·м) шириной 80 м и мощностью до 9 м в однородном разрезе с удельным сопротив-

лением 20 Ом·м. При использовании 72-электродной аппаратуры и косы с шагом 2 и 4 м и комбинированной трехэлектродной установки Шлюмберже получаем длину расстановки – 142 м (при шаге 2 м) и максимальный разнос АО -103 м. Такая расстановка должна обеспечивать глубинность около 40 м. Однако по результатам 2D-инверсии данных для такой расстановки основание линзы на глубине 20 м и форму неоднородности определить не удалось (рис. 2).

Увеличение шага до 4 м привело к получению результата достаточно близкого к исходной модели (рис. 2). Аналогичный результат можно показать и для реальных полевых данных. На рис. 3 показаны два соседних профиля электротомографии на одном из месторождений в Республике Тыва. На профиле

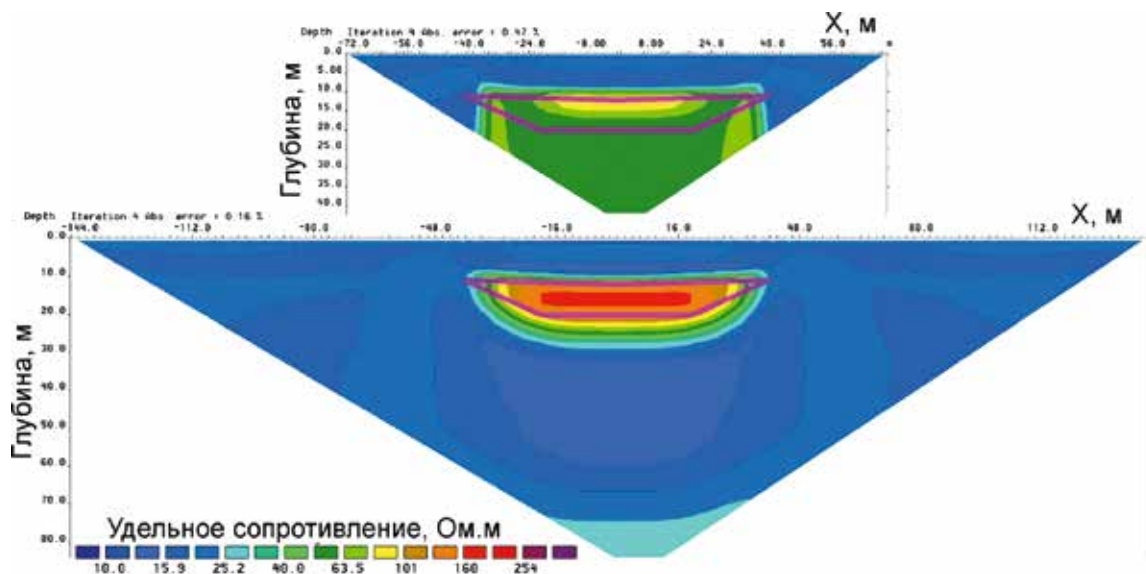


Рис. 2

Результаты 2D-инверсии в программе res2dinv для синтетических данных над высокоомной линзой при шаге по профилю 2 (вверху) и 4 м (внизу) и границы неоднородности

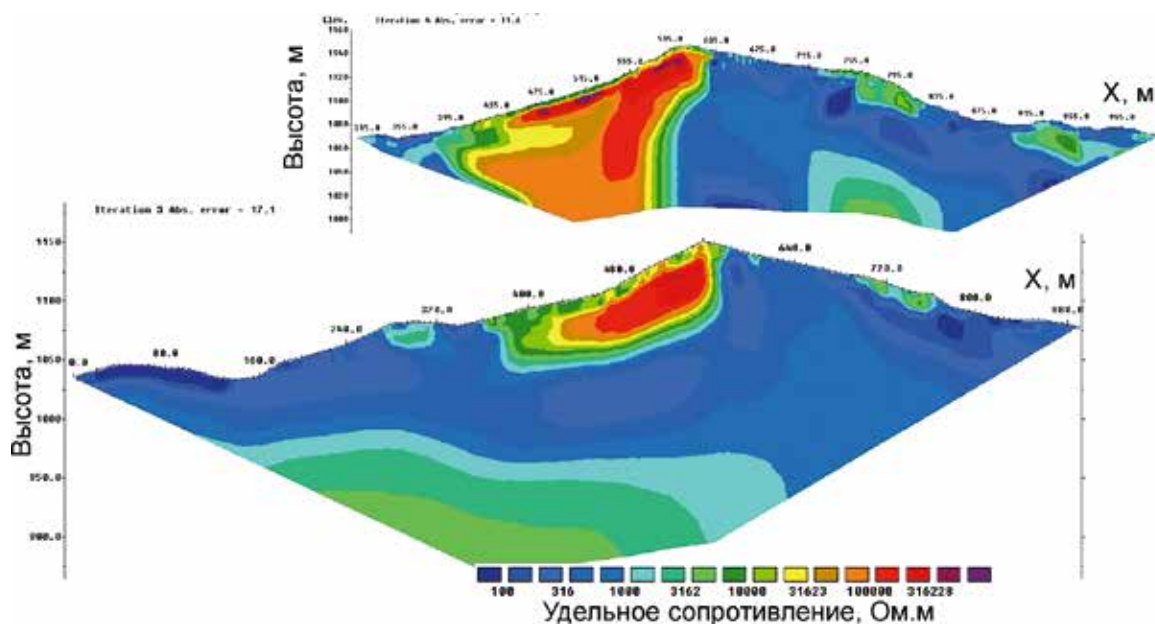


Рис. 3

Результаты 2D-инверсии полевых данных в программе res2dinv для расстановок с шагом 5 (вверху) и 10 м (внизу)

с шагом 5 м нижняя треть геоэлектрического разреза по результатам 2D-инверсии получена явно искаженной. Это хорошо видно по профилю с шагом 10 м.

Таким образом, опыт показывает, что во многих случаях глубинность электротомографии, определяемая по результатам 2D-инверсии, является завышенной. Нижняя часть геоэлектрического разреза (30–50% от максимальной глубины) обычно имеет ложные аномалии. Увеличение максимального разноса позволяет повысить общую глубину исследования и получить надежный результат на интересующих глубинах. Для увеличения максимального разноса нужно удлинять используемую расстановку. Для этого существуют различные подходы.

О системе ABEM Lund для многоэлектродных зондирований

Система ABEM Lund была разработана в Лундском университете (Швеция) в 90-х годах прошлого века [Dahlin, 1996] и активно используется в станции Terrameter LS (ABEM, Швеция).

Основная идея такой системы – проведение наблюдений с одними и теми же косами, но при разном шаге между электродами. На рис. 4 показаны четыре сегмента косы с 21 токовыводом в каждом. При этом крайние электроды различных сегментов устанавливаются рядом, поэтому всего получается 81 различное положение электродов. Измерения проводятся в два этапа, для каждого из которых одновременно используется не более 41 электрода.

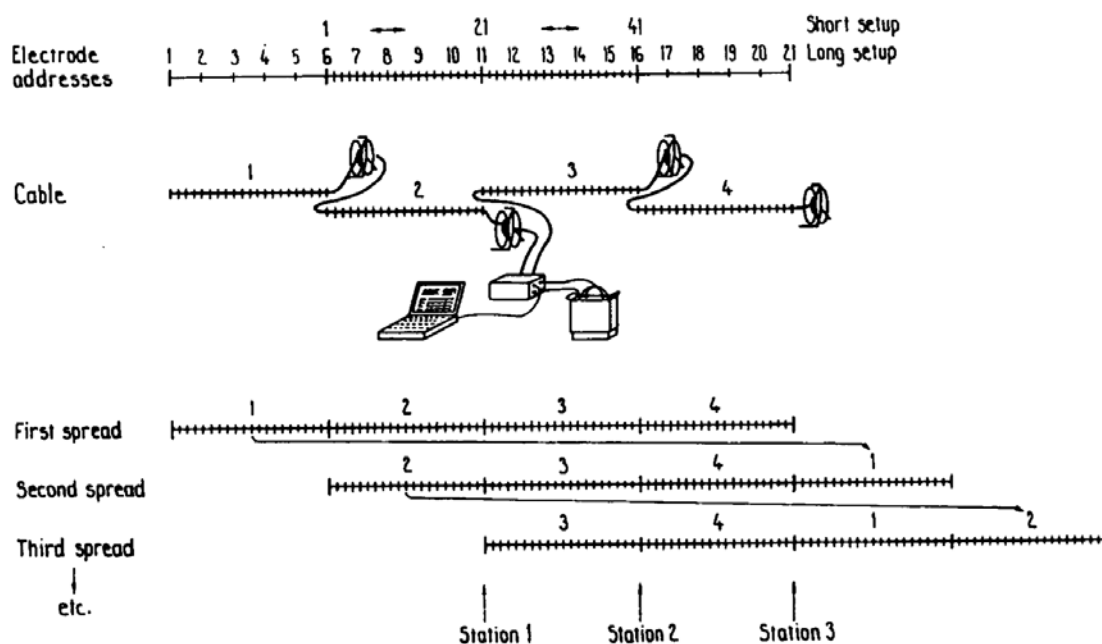


Рис. 4
Система наблюдений ABEM Lund (Dahlin, 1996)

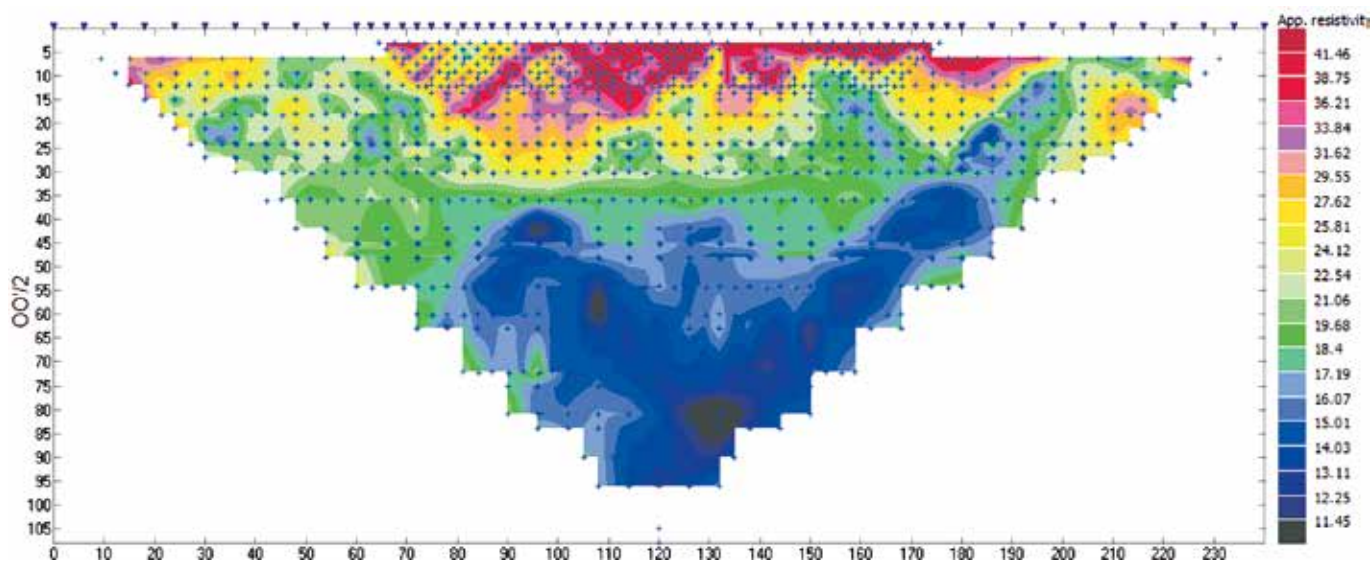


Рис. 5
Пример полевых данных с системой наблюдений ABEM Lund, шаг по профилю 3 м

Для короткой установки (*Short setup*) используются все электроды на двух ближайших к станции сегментах. При длинной установке (*Long setup*) используются все четыре сегмента косы, но при этом используется только каждый второй электрод (или даже каждый четвертый). Для подключения дальних сегментов применяются соединительные боксы со специальной коммутацией проводов. В каждом сегменте косы 21 провод предназначен для подключения электродов, а еще 11 проводов – для подключения удаленного сегмента. В современной станции фирмы ABEM Terrameter LS оба этапа записываются в одном протоколе. Таким образом, при одной расстановке четырех сегментов сразу используется 61 электрод. На рис. 5 представлен пример полевых данных для дипольной осевой установки при центральном положении станции.

Если устанавливать станцию между каждой парой сегментов косы, то измерения с детальным шагом получаются по всей расстановке. При этом достигается увеличение глубинности на 26% по сравнению с использованием обычных кос с 64 электродами. Такая система наблюдений также требует, чтобы при движении установки вдоль профиля расстановка смещалась с перекрытием в три четверти своей длины (рис. 4), а не на половину, как это происходит в большинстве случаев.

Использование системы ABEM Lund требует применения специальных кабелей. Эти кабели яв-

ляются несимметричными, так как их подключение к станции возможно только в определенном порядке. И невозможно развернуть расстановку, просто переставив подключенные сегменты на станции. Наблюдения с неравномерным шагом требуют нестандартных протоколов и специализированного программного обеспечения для их создания.

Многосегментные наблюдения

Другой подход к увеличению длины расстановки с использованием технологии многосегментных наблюдений активно развивается на кафедре геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова [Большаков и др., 2017]. Для увеличения длины расстановки используются дополнительные сегменты косы, подключаемые с помощью кабеля-удлинитель. Покажем этот подход при использовании 72-электродной станции Syscal Pro (IRIS Instruments, Франция). Одна расстановка при пятиметровом шаге состоит из четырех сегментов по 18 электродов в каждом. Сегменты соединяются специальными боксами, обеспечивающими подключение 36 электродов к каждому разъему станции. Обычные измерения проводят на четырех сегментах: 1-2-3-4. Перенеся сегменты 1 и 2, измеряют вторую расстановку 3-4-5-6 (рис. 6, I и IV).

На рис. 6, кроме обычных измерений (I, IV), показаны расстановки, использующие дополнитель-

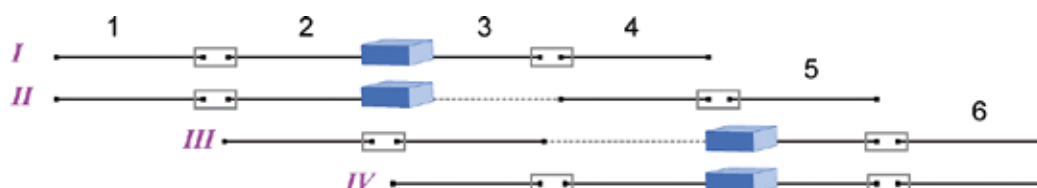


Рис. 6

Многосегментные наблюдения с расстановкой из пяти сегментов. Пунктиром показано положение удлинителя

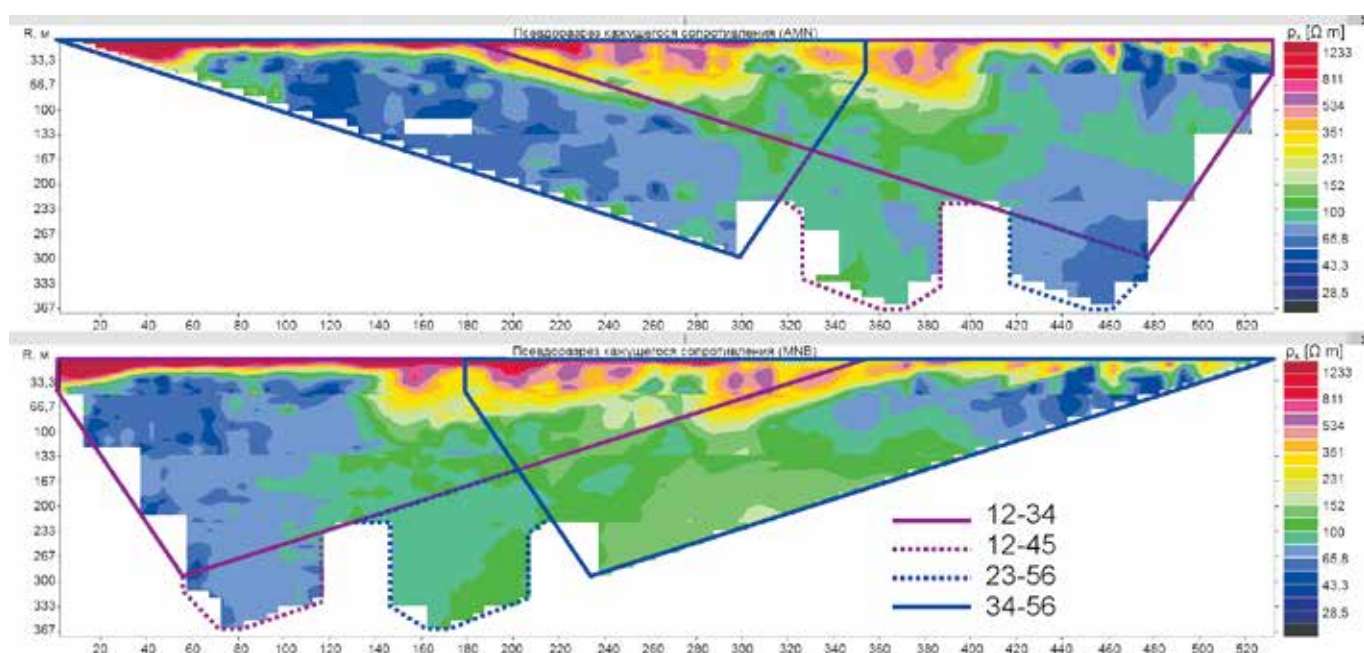


Рис. 7

Псевдоразрезы, полученные с пятисегментной расстановкой. Обведены результаты, полученные на каждом этапе измерений

ный сегмент и удлинитель: II – 12-45 и III – 23-56. Пример полевых данных, полученных с такой схемой измерений, представлен на рис. 7. Измерения проводились с комбинированной трехэлектродной установкой Шлюмберже с шагом по косе 5 м. Длина четырехсегментной расстановки – 355 м. Добавление одного сегмента косы увеличивает длину и, соответственно, глубинность на 25%. Максимальный разнос АО для пятисегментной расстановки – 370 м.

В итоге получаются результаты, близкие к 90-электродной станции. Конечно, можно просто использовать станцию с большим числом электродов. Однако стоимость 96-электродной станции на 40% выше, чем 72-электродной (рис. 1).

В многосегментной методике применяются стандартные косы и дополнительные удлинители. Это ее основное отличие от системы ABEM Lund. Используя достаточное число сегментов и удлинителей, можно получать расстановку с большим числом электродов. Это требует нескольких циклов наблюдений. На рис. 8 показан пример четырехсегментной системы из статьи Модина и др. [2017], которая позволяет из 48-электродной станции получить 96-электродную систему наблюдений. Отметим, что в данном примере одна стандартная расстановка – это два сегмента косы, в отличие от примера на рис. 6.

Многосегментная система наблюдений для увеличения длины расстановки использует расположение электродов с пропусками (рис. 6). Это приводит к ряду ограничений и трудностей при ее использовании.

- Система рассчитана на использование только трехэлектродной установки, которая позволяет работать с пропусками в косе между приемными и питающими электродами.

- Большое число сегментов увеличивает число их комбинаций, которые необходимо измерить. Например, работа с четырьмя сегментами требует девяти циклов наблюдений (рис. 8).

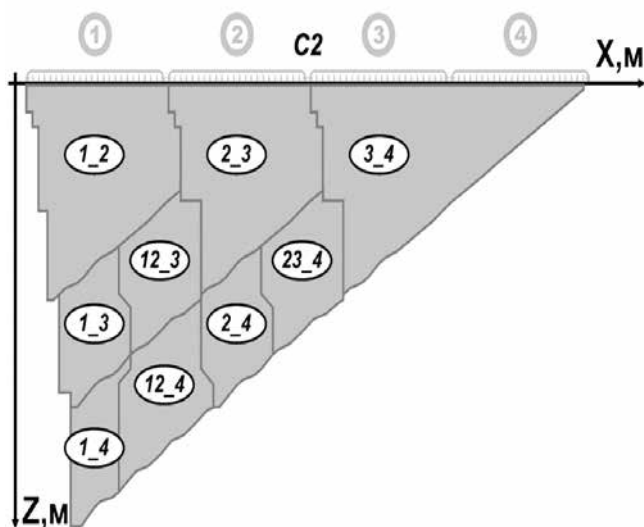


Рис. 8

Заполнение разреза точек записи трехэлектродной установки MNB областями, соответствующими девяти циклам измерений для 4-сегментной установки (названия циклов указаны в центрах областей) по Модину и др., 2017

- Работа с набором различных протоколов. Например, для четырех сегментов нужно пять различных протоколов с небольшим числом измерений в каждом. Это усложняет проведение полевых работ и обработку полевых электротомографических данных.

- Пропуски в расположении электродов могут приводить к пропускам в данных на больших разносах (рис. 7).

Совмещенная расстановка как способ увеличения глубинности

Совмещенная расстановка позволяет объединить сильные стороны двух описанных подходов. Измерения на больших разносах выполняют с удвоенным шагом между электродами (как это сделано в системе ABEM Lund), но при этом работают со стандартными косами и удлинителями (как в многосегментных измерениях).

Суть совмещенной расстановки в том, что с помощью соединительного модуля можно из двух сегментов косы симитировать один сегмент, но с удвоенным шагом между электродами. С помощью удлинителя подключается дополнительный сегмент косы. На рис. 9 показаны пять циклов измерений для трехсегментной расстановки. Например, на II цикле работы из двух сегментов по 36 электродов (1–2) с шагом 5 м получается один сегмент из 36 электродов с шагом 10 м. Дополнительный сегмент (3) тоже используется с шагом 10 м. Это задается специальным протоколом. Например, в программе x2ipi [http://x2ipi.ru] допускается пропускать отдельные электроды.

В итоге мы получили расстановку длиной 530 м с равномерным расположением электродов, хотя исходная длина была 355 м. Результаты измерений при общей длине профиля 715 м для дипольной осевой установки по всем пяти циклам представлены на рис. 10. В итоге нам удалось имитировать измерения с расстановкой из 108 электродов.

При наличии четырех сегментов косы, двух удлинителей и двух соединительных модулей циклы II и IV можно объединить в один (рис. 11). Тогда мы получим аналог 144-электродной расстановки, имеющей еще большую глубинность.

В отличие от многосегментных измерений, совмещенная установка не имеет ограничений на тип

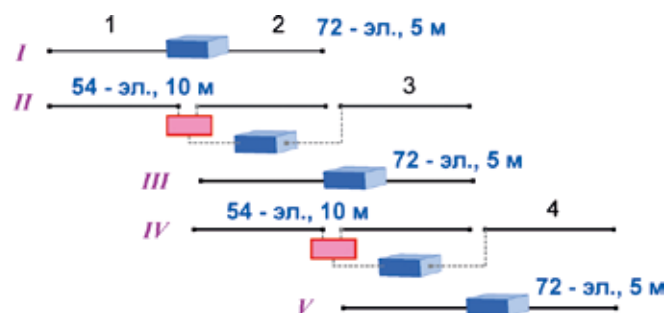


Рис. 9

Пять циклов измерений с трехсегментной совмещенной расстановкой.

Красный прямоугольник – соединительный модуль

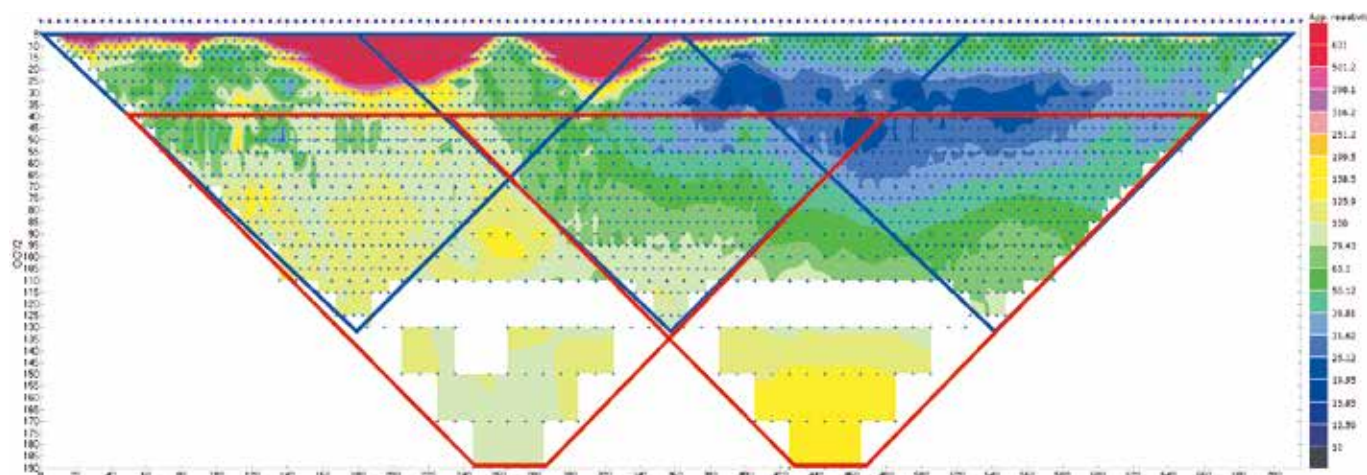


Рис. 10
Псевдоразрез кажущегося сопротивления для трехсегментной совмещенной расстановки.
Синие треугольники – измерения с шагом 5 м (циклы I, III, V), красные – с шагом 10 м (II, IV)

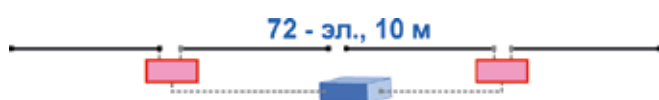


Рис. 11
Четырехсегментная совмещенная расстановка
с двумя соединительными модулями

электроразведочной установки и не требует большого набора циклов измерений. Например, для четырехсегментной расстановки требуется всего четыре цикла измерений и один или два протокола.

Увеличение глубинности с сохранением детальности работ при использовании совмещенной расстановки хорошо видно на сравнении результатов 2D-инверсии по одному профилю (рис. 12). Использовались трехэлектродная и дипольная осевая установки. Шаг по профилю – 2 м.

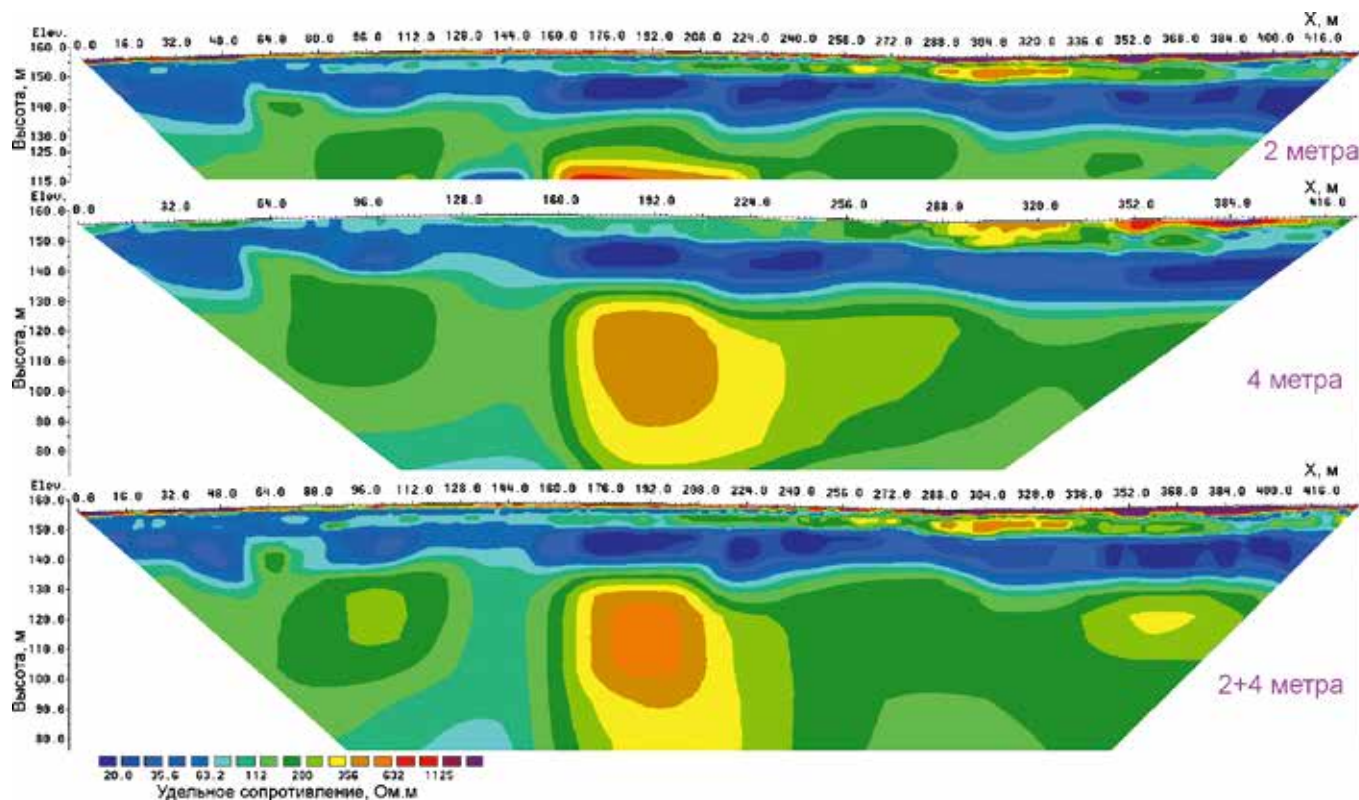


Рис. 12
Результаты 2D-инверсии данных с двухсегментной установкой с шагом 2 и 4 м и для четырехсегментной совмещенной расстановки

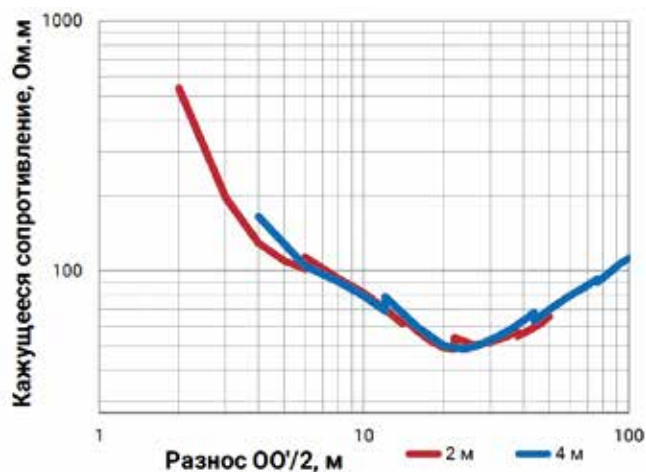


Рис. 13
Средние кривые ВЭЗ с «воротами» по одному профилю
для дипольной осевой установки при шаге 2 и 4 м

Использование совмещенной расстановки позволило сохранить детальность в верхней части разреза, соответствующую шагу 2 м, и получить формальную глубинность инверсии около 80 м, как при шаге 4 м. Это можно наглядно проиллюстрировать сравнением кривых ВЭЗ для расстановок с шагом 2 и 4 м (рис. 13). На кривых хорошо видно повышение детальности или увеличение глубинности в зависимости от шага между электродами.

Производственные характеристики совмещенной расстановки

Повышение глубинности при использовании совмещенной расстановки достигается приобретением дополнительного оборудования. Покажем объемы необходимого оборудования на примере 72-электродной станции Syscal Pro (табл. 1).

Таблица показывает, что трехсегментная расстановка требует вдвое больше катушек с косами по сравнению с обычной двухсегментной, а четырехсегментная – втрое. Таким образом, при шаге 5 м оборудование для четырехсегментной расстановки (12 катушек) может стать слишком тяжелым для полевых работ с обычным полевым транспортом.

Перевозка дополнительного оборудования и его расстановка требуют дополнительных затрат. С другой стороны, дополнительные сегменты и электроды позволяют эффективнее использовать

рабочее время при выполнении наблюдений. Обычно при полевых работах методом электротомографии выделяются этапы развертывания системы наблюдений и непосредственно измерения. В начале работы необходимо расставить косы, заземлить электроды, потом провести замеры, затем перенести отработанный сегмент и снова провести измерения. Измерения выполняются в автоматическом режиме, и в это время полевая бригада часто простаивает. При наличии дополнительных сегментов, их можно расставлять одновременно с процессом измерений. Это позволяет в итоге сократить общее время полевых работ. На рис. 14 показаны временные диаграммы для различных расстановок. Хотя для четырехсегментной расстановки проводят дополнительный цикл измерений, общее время полевых измерений может даже сократиться за счет уменьшения простоев.

При большом шаге между электродами измерения на малых разносах можно не проводить, так как они получаются и при расстановке с детальным шагом. Поэтому количество измерений с большой расстановкой можно уменьшить.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Развитие электротомографии требует увеличения числа используемых электродов. Совмещенная расстановка позволяет повысить эффективность работ методом электротомографии, особенно для глубинной части изучаемого разреза. Основная проблема состоит в том, что по мере увеличения числа сегментов существенно возрастает вес и стоимость установки за счет дополнительных кабелей, удлинителей, электродов. Поэтому четырехсегментная расстановка имеет смысл либо при работах с детальным шагом 1–3 м, либо для аппаратуры, которая может работать только с небольшим числом электродов (48-электродные электротомографические станции). Компромиссным вариантом является трехсегментная установка, обеспечивающая существенный прирост глубинности при минимальном дополнительном оборудовании. Кроме того, дополнительный сегмент позволяет повысить общую скорость полевых работ за счет распараллеливания производственного процесса. Альтернативой совмещенной расстановки является покупка станции с большим числом электродов, но это существенно дороже дополнительных сегментов и удлинителей.

Таблица 1

Оборудование для совмещенной расстановки (Syscal Pro, 72 электрода)

Расстановка	2 сегмента		3 сегмента		4 сегмента	
Шаг по косе, м	2	5	2	5	2	5
Число катушек с сегментами	2	4	3	6	4	8
Число электродов и отводов	72	72	108	108	144	144
Число катушек с удлинителями	0	0	1	2	2	4
Максимальная длина расстановки, м	142	355	212	530	284	710
Максимальная глубинность, м	40	100	60	150	80	200
Прирост глубинности, %	0	0	50	50	100	100

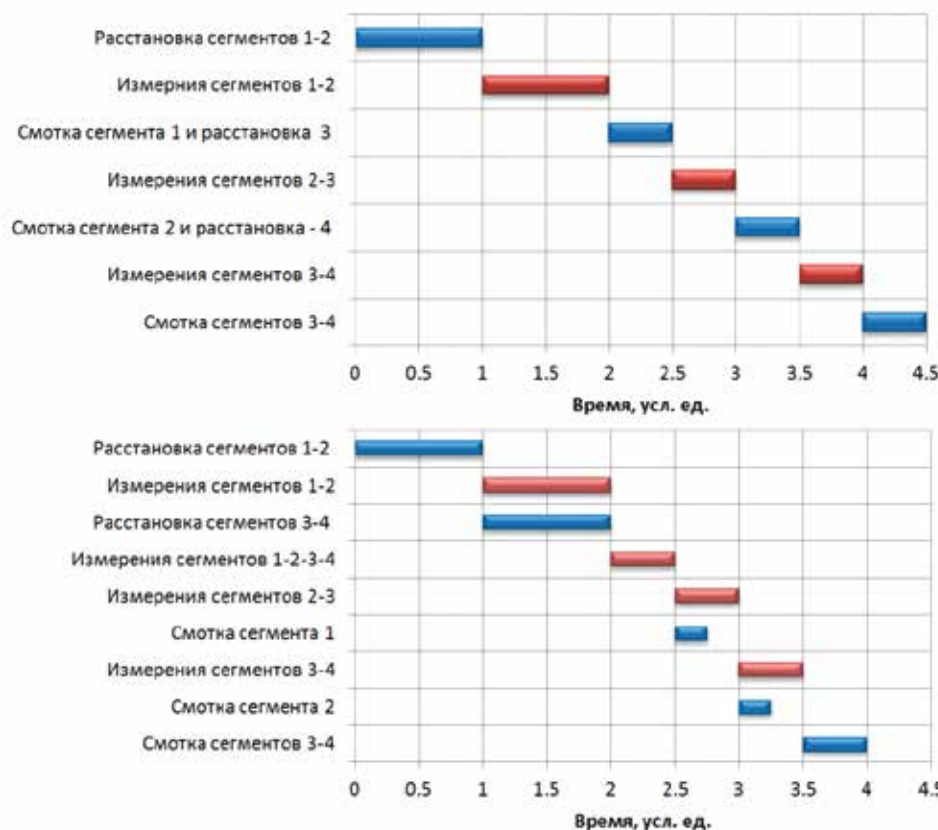


Рис. 14
Временные диаграммы при
проведении работ
с двухсегментной (вверху)
и четырехсегментной (внизу)
расстановками

ЛИТЕРАТУРА

1. *Большаков Д.К., Модин И.Н., Ефремов К.Д.* Использование выносных линий для увеличения глубины исследования при проведении электротомографии // Инженерные изыскания. 2017. № 1. С. 46–53.
2. *Модин И.Н., Большаков Д.К., Ефремов К.Д.* Развитие технологии электротомографии с использованием многосегментных измерений // Международная научно-практическая конференция и выставка «Инженерная геофизика». 2017 г. Кисловодск, Россия. Тезисы докладов. С. 1–12.
3. *Edwards L.S.* A modified pseudosection for resistivity and IP // *Geophysics*. 1977. № 42. Pp. 1020–1036.
4. *Dahlin T.* 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications // *First Break*. 1996. № 14(7). Pp. 275–283.
5. *Griffith D.H. and Turnbull J.* A multi-electrode array for resistivity surveying // *First Break*. 1985. Vol. 3. № 7. Pp. 16–20.
6. <http://x2ipi.ru>.

REFERENCES

1. *Bolshakov DK, Modin IN and Efremov KD.* Ispolzovanie vynosnyh linij dlya uvelicheniya glubiny issledovaniya pri provedenii ehlektrotomografii. *Inzhenernye izyskaniya*. 2017; (1): 46–53 (in Russian).
2. *Modin IN, Bolshakov DK and Efremov K.* The Development of ERT Technology Using Multi-Segment Measurements. Conference Proceedings, 13th Conference and Exhibition Engineering Geophysics 2017, Apr 2017, Volume 2017. P. 1–11 (in Russian).
3. *Edwards LS.* A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*. 1977; (42): 1020–1036.
4. *Dahlin T.* 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*. 1996; 14(7): 275–283.
5. *Griffith DH and Turnbull J.* A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break*. 1985; 7(3): 16–20.
6. <http://x2ipi.ru>.

Положительная рецензия 17.02.2020

ОБ АВТОРЕ

БОБАЧЕВ

Алексей Анатольевич



Доцент кафедры геофизики геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, кандидат физико-математических наук. В 1993 году окончил геологический факультет МГУ. Основные направления деятельности: развитие метода сопротивлений и вызванной поляризации, теория и практика метода 2D- и 3D-электротомографии, разработка алгоритмов и программ решения прямых и обратных задач на постоянном токе. Автор 133 научных работ.

УДК 550.837+550.832.7+550.822.7+553.048+539.217.1

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ ПРОГНОЗ ОТКРЫТОЙ ПОРИСТОСТИ НА ГЛУБИНУ НИЖЕ ЗАБОЯ СКВАЖИН

О.К. Захарова¹, В.В. Спичак¹

¹ Центр геоэлектromагнитных исследований ИФЗ РАН, ЦГЭМИ. 108840, Москва, Троицк, а/я 30;
e-mail: okzakharova@mail.ru, v.spichak@mail.ru

Аннотация. Исследуются возможности прогноза коэффициента открытой пористости на глубину по данным электромагнитных зондирований в окрестности скважин и электрокаротажа. Модельные данные пористости синтезированы из данных лабораторных исследований на образцах пород из двух скважин, пробуренных в Чуйской впадине северного Тянь-Шаня. Прогноз пористости осуществляется по удельному электрическому сопротивлению, полученному в результате одномерной инверсии данных магнитотеллурического зондирования в окрестности скважин. Проведено сравнение разных вариантов прогноза пористости на глубину. Показано, что при одновременном учете результатов электромагнитного зондирования и каротажных данных точность прогноза можно повысить в несколько раз (соответствующие относительные ошибки составляют в среднем 2%).

Ключевые слова. Прогноз, пористость, удельное электрическое сопротивление, магнитотеллурическое зондирование, электрокаротаж, искусственная нейросеть, формула Арчи.

ELECTROMAGNETIC ASSESSMENT OF OPEN POROSITY AT DEPTHS BELOW BOREHOLE

О.К. Zakharova¹, V.V. Spichak¹

¹ Electromagnetic Research Centre IPE RAS, POB 30, Moscow, Troitsk, 108840; e-mail: v.spichak@mail.ru

Abstract. Feasibility study of the porosity forecast in depth and in the interwell space from electromagnetic sounding data in the borehole vicinity and electrical well logs is carried out. The porosity data are synthesized from the laboratory study of the samples' properties for two boreholes drilled in the Bishkek testing site. The porosity forecast in depth is carried out using the 1D inversion of magnetotelluric sounding data in the vicinities of boreholes. Different variants of the forecast in depth are compared. It is shown that taking into account both electromagnetic sounding resistivity and resistivity well logs enables increasing the forecast accuracy several times (the appropriate relative errors are, in average, around 2%).

Key words. Forecast, porosity, specific electrical resistivity, magnetotelluric sounding, electrical well log, artificial neuronet, Archie formula.

ВВЕДЕНИЕ. Запасы углеводородных и геотермальных ресурсов традиционно рассчитываются для содержащего их пласта с учетом пористости/трещиноватости пород и их флюидонасыщенности, которые, в свою очередь, оцениваются по данным скважинных измерений этих параметров. Между тем для более точной оценки запасов необходима оценка пористости на глубинах, превышающих глубину пробуренных скважин.

В настоящее время оценка фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов осуществляется на основе их интерполяции/экстраполяции в пространстве вне скважин с помощью сейсмических атрибутов, выделенных по результатам корреляционного анализа [1, 9, 11]. Между тем такой подход имеет ряд недостатков, которые могут приводить к потере точности оценок и, как следствие, к ошибкам в определении потенциала запасов. Во-первых, результаты сейсмотомографии усреднены по объему и в целом имеют плохое разрешение по вертикали [11]. Во-вторых, точность оценок резко падает, если разрез имеет сложную геометрию. Наконец, использование сейсмических атрибутов, максимально коррелирующих с немногочисленными скважинными данными по пористости, может приводить к ошибкам прогноза в других геолого-геофизических условиях вне скважин [10].

Альтернативный подход, не требующий априорных предположений относительно литологии среды, а также корреляции сейсмических атрибутов с пористостью, может быть основан на использовании такого прокси-параметра, как удельное электрическое сопротивление (УЭС) [4]. В работах [5, 12] была продемонстрирована принципиальная возможность прогноза коэффициента открытой пористости на глубины ниже забоя скважин по данным электрокаротажа и результатов инверсии магнитотеллурических (МТ) данных, измеренных на заброшенном нефтяном поле в Эльзасе (Франция). Было показано, что применение предложенного подхода позволяет делать прогноз пористости по значениям УЭС электрокаротажа в самой скважине, а также по его значениям, определенным с помощью инверсии данных наземного электромагнитного зондирования в окрестности скважины. Если при этом прогнозные глубины превышают глубину скважины не более чем вдвое, то предпочтительнее прогноз по данным электрокаротажа; при соотношении глубин 5–10 заметно лучшие результаты дает прогноз по инвертированным данным электромагнитного зондирования; в промежуточном диапазоне ошибки прогноза примерно одинаковы.

На точность прогноза влияют как состав используемых данных, так и алгоритм прогноза. Целью на-

стоящей работы был поиск оптимального варианта прогноза пористости на глубину по электромагнитным данным в зависимости от имеющихся каротажных данных и результатов электромагнитного зондирования в их окрестности. Для этого использовались данные из двух скважин, пробуренных в Чуйской впадине северного Тянь-Шаня [2], а также результаты магнитотеллурического зондирования, проведенного в этом регионе ранее [3].

Литология и коэффициент открытой пористости

Ниже мы рассмотрим данные пористости, измеренные на кернах в скважинах Р1 (Серафимовская площадь) и Р2 (Беловодская площадь) (см. их расположение на рис. 1), и их связь с литологией, следуя работе [2].

Серафимовская площадь расположена в восточной части Предкыргызского прогиба. Геологический разрез, вскрытый скважиной Р1, на основании литологического состава и палеонтологических определений подразделяется следующим образом: четвертичные отложения, чуйская свита, кыргызская свита и палеозойские образования (рис. 2, а).

Четвертичные отложения представлены валунно-галечными образованиями с прослоями суглинков с коэффициентом открытой пористости (далее – пористости) примерно 30%. Чуйская свита представлена часто чередующимися пластами глин, песчаников, гравелитов и паттумов, средняя пористость которых находится в пределах 10–12%. Углеводородные газы, зафиксированные в разрезе скважины, по-видимому, генетически не связаны с грубообломочными породами и являются результатом миграции из нижележащих отложений. Кыргызская свита имеет мощность порядка полутора километров, представлена чередованием алевролитов, глин, песчаников и алевролитов с пористостью от 10 до 4–5%. Разрез скважины представлен частым чередованием терригенных пород, поэтому каротажные кривые, отражающие литоло-

гические особенности разреза, имеют сильно дифференцированный характер.

Беловодская площадь находится в центральной части Предкыргызского прогиба. Скважина Р2 вскрыла четвертичные валунно-галечные отложения с прослоями суглинков, имеющих пористость ~ 20–22%; отложения чуйской свиты, представленной часто чередующимися пластами глин, песчаников, гравелитов, паттумов со средней пористостью около 10%; кыргызской свиты, представленной переслаиваниями песчаников, глин, алевролитов с низкой пористостью (примерно 3,5%); коктурпакской свиты, представленной глинами, песчаниками, паттумами и гравелитами, имеющими в среднем немного более высокую пористость (4%). С глубины 3106 м скважина вошла в каменноугольные отложения и граниты Аламинского комплекса с пористостью примерно 2% (рис. 2, б).

Для исследований использовались синтезированные данные, полученные с помощью сплайн-аппроксимации коэффициента открытой пористости, измеренной на кернах в каждой скважине [2], с шагом 0,01 км по глубине (рис. 2).

Удельное электрическое сопротивление пород

Для прогноза пористости использовались данные электрокаротажа скважин [2] и профили удельного сопротивления, полученные по результатам 1D-инверсии данных МТ-зондирования в окрестности скважин Р1 и Р2 [3] (рис. 3).

Электрокаротаж

Литологический разрез скважин представлен частым чередованием терригенных пород (рис. 2). Поэтому исходные каротажные кривые, отражающие литологические особенности разрезов, имеют сильно дифференцированный характер (рис. 3). Значения удельного сопротивления пород на каротажных кривых колеблются от 5–10 до 250–300 Ом·м. Валунно-галечные отложения имеют высокие зна-

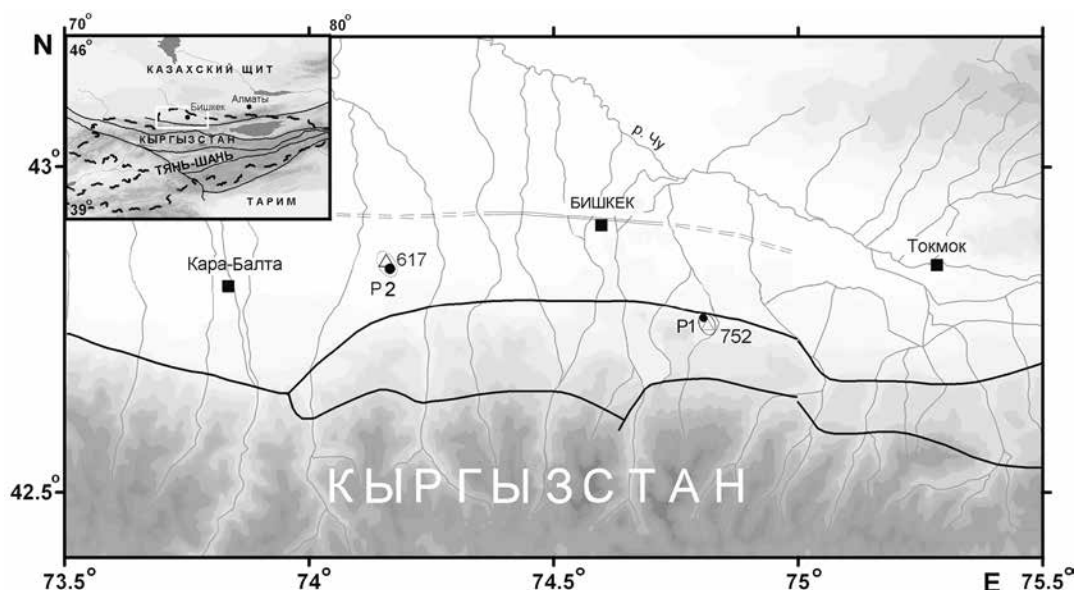


Рис. 1

Карта расположения скважин (точки) и пунктов магнитотеллурического зондирования (треугольники)

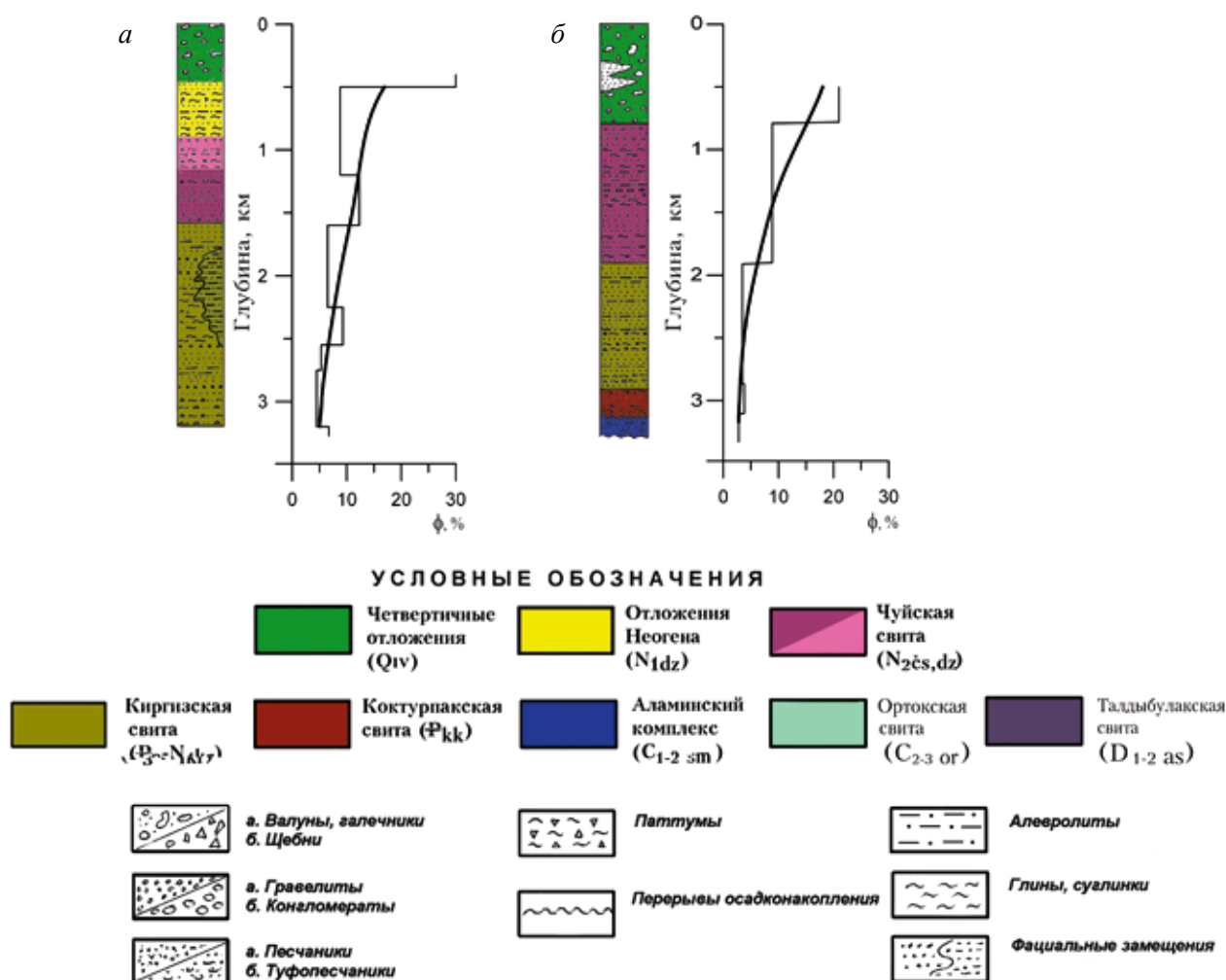


Рис. 2

Данные пористости, измеренные на кернах, и синтезированные кривые в скважинах P1 (а), P2 (б). Слева показаны литологические колонки [2]

чения кажущегося сопротивления (250–300 Ом·м); сопротивления пластов гравелитов, песчаников и глин составляют 40–80, 30–40 и 5–30 Ом·м, соответственно.

Палеозойские образования характеризуются повышенными значениями сопротивления. Так, песчаники палеозоя характеризуются значениями 70–80 Ом·м (аналогичные породы неогена характеризуются сопротивлением 30–40 Ом·м). Кажущееся сопротивление кислых эффузивов достигает 300 Ом·м.

Электромагнитные данные

Электромагнитные данные представляют собой результаты магнитотеллурических зондирований, выполненных в диапазоне частот от $5 \cdot 10^{-4}$ до 300 Hz вблизи скважин P1 и P2 в пунктах 752 и 617, соответственно (см. их расположение на рис. 1). Для получения профилей электропроводности в каждой точке зондирования осуществлялась 1D-инверсия МТ-данных [3] (рис. 3).

Использование 1D-профилей до глубин 3–4 км было оправдано тем, что индикаторы размерности среды в упомянутых выше пунктах МТЗ для периодов менее 1 с не превосходили пороговых значений одномерности (0,1–0,2) индикатора размерности среды [14] (рис. 4).

Методика прогноза

Для прогноза пористости на глубину использовались сглаженные данные электрокаротажа (R_w) и результаты 1D-инверсии данных МТ-зондирований (R_{MT}) в окрестности рассматриваемых скважин (рис. 3). Все исходные данные были предварительно интерполированы по глубине на одну и ту же сетку с шагом 0,01 км.

Моделирование прогноза пористости на глубину осуществлялось в предположении наличия данных пористости в пробуренной части скважины, а также результатов электромагнитного зондирования в ее окрестности. При этом отдельно рассматривались две ситуации: (1) отсутствия и (2) наличия данных электрокаротажа. Из сравнения результатов 1D-инверсии (R_{MT}) и электрокаротажа (R_w) в обеих скважинах (рис. 3) видно, что они существенно отличаются. Поскольку в работах [5, 12] показано, что прогноз на глубину по данным электрокаротажа точнее, чем по данным МТЗ (по крайней мере, при двух-трехкратном превышении глубины скважины), мы использовали для прогноза также так называемый псевдоэлектрокаротаж (R_w^*), который синтезировался на глубинах ниже забоя скважин по данным R_{MT} и R_w в соответствии с алгоритмом, предложенным в работе [6].

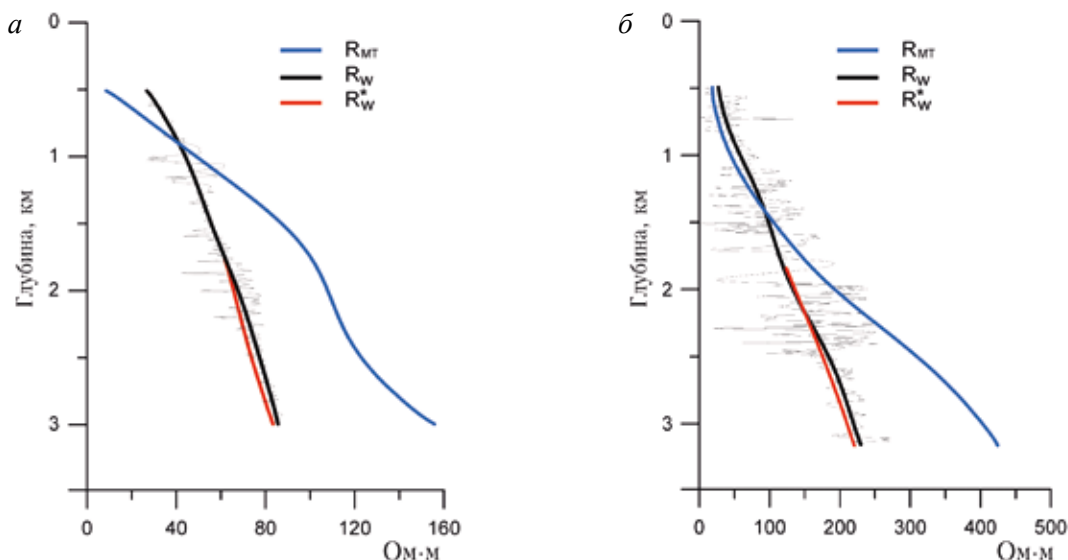


Рис. 3

Данные электрокаротажа (R_w) и кривые МТЗ (R_{MT}) в скважинах P1 (а) и P2 (б).

Тонкие серые линии – исходные кривые каротажа, толстые сплошные линии – сглаженный электрокаротаж, синие линии – результаты 1D-инверсии МТ-данных, красные линии – псевдоэлектрокаротаж

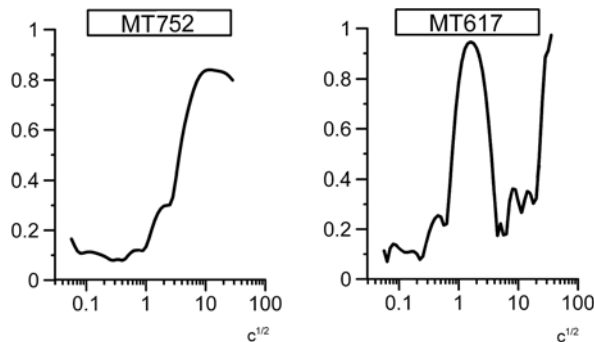


Рис. 4

Графики индикатора размерности среды [14] в пунктах МТЗ

Так как одновременное наличие данных пористости и удельного сопротивления позволяет оценивать параметры формулы Арчи (A1) [8], часто применяемой на практике для оценки пористости, то в каждой из двух ситуаций дополнительно рассматривалась возможность прогноза пористости по данным УЭС (R_{MT} или R_w^*) с использованием этой формулы.

Моделирование прогноза осуществлялось единым образом: синтезированные данные пористости из верхних половин скважин рассматривались как исходные, прогноз осуществлялся на нижние половины, а синтезированные данные пористости из нижних половин использовались для сравнения результатов прогноза и оценки ошибок. При этом во всех случаях, кроме оценок по формуле Арчи, прогнозы осуществлялись с помощью нейросетевого подхода (а именно искусственных нейросетей (ИНС) «с учителем») [7].

Для того чтобы оценить точность прогноза коэффициента пористости (ϕ), вычислялась средняя относительная ошибка (ε) по всей совокупности прогнозных значений:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_n (\phi_n^{\text{мод}} - \phi_n^{\text{исх}})^2}{\sum_n \phi_n^{\text{исх}^2}}} \times 100\%, \quad (1)$$

где n – номер точки прогноза пористости ($n = 1, \dots, N$), N – число точек прогноза, $\phi_n^{\text{исх}}$ и $\phi_n^{\text{мод}}$ – исходные (аппроксимированные) и модельные значения коэффициента пористости в n -й точке, соответственно.

Варианты прогноза

В зависимости от имеющихся скважинных данных и выбранного алгоритма рассматривались следующие варианты прогноза пористости (ϕ) на нижние половины скважин, соответствующие ситуациям (1) и (2), перечисленным выше.

1.1. Нейросетевой прогноз по синтезированной пористости в верхней половине и результатов 1D-инверсии МТ-данных (R_{MT}):

- обучение ИНС на соответствии значений пористости ϕ и R_{MT} заданных на одних и тех же глубинах из верхней половины скважины;

- прогноз пористости ϕ с помощью обученной ИНС в нижней половине скважины по данным R_{MT} на этих глубинах.

1.2. Прогноз с помощью формулы Арчи (A1) (в предположении $S = 1$, а также с учетом оценок параметров m и R_f (A4)) по данным R_{MT} на глубинах нижних половин скважин.

2.1. Нейросетевой прогноз по синтезированной пористости (ϕ) в верхней половине, электрокаротажа (R_w) и результатов 1D-инверсии МТ-данных (R_{MT}):

- обучение ИНС на соответствии значений пористости ϕ и электрокаротажа в верхних половинах скважин,

- прогноз пористости ϕ с помощью обученной ИНС в нижней половине скважины по данным, синтезированным на глубинах нижних половин скважин в соответствии с алгоритмом [6].

2.2. Прогноз с помощью формулы Арчи (A1) (в предположении $S = 1$, а также с учетом оценок параметров m и R_f (A4)) по данным, синтезированным на глубинах нижних половин скважин.

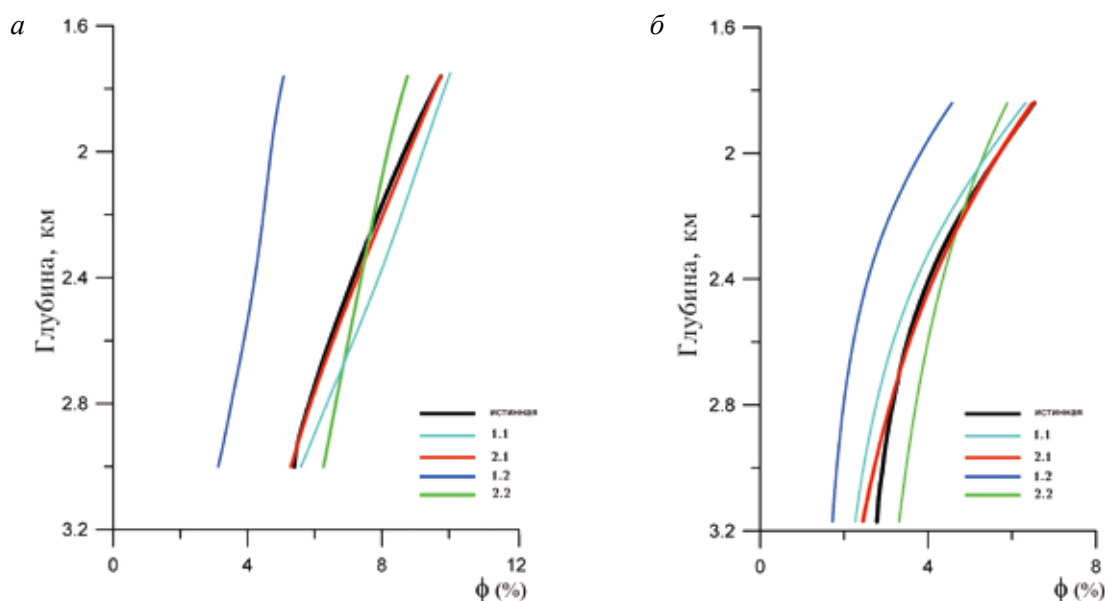


Рис. 5

Прогноз пористости на нижние половины скважин P1 (а) и P2 (б) для разных алгоритмов:

1 – по R_{MT} , 2 – по R_{MT} и формуле Арчи, 3 – по R_{MT} и псевдозлектрокаротажу, 4 – по псевдозлектрокаротажу и формуле Арчи

Обсуждение результатов

На рис. 5 и в табл. 1 приведены результаты модельных расчетов для обеих скважин во всех четырех вариантах прогноза, представленных выше.

Как видно из табл. 1, прогноз по данным УЭС R_{MT} с учетом данных электрокаротажа R_w (варианты 2.1 и 2.2) дает лучшие результаты, чем прогноз только по данным R_{MT} (варианты 1.1 и 1.2, соответственно). При этом в случае нейросетевого прогноза по предложенному в работе [6] алгоритму (вариант 2.1) средняя ошибка минимальна среди всех вариантов ($\epsilon = 2,1\%$).

Сравнение результатов нейросетевого прогноза с оценками по формуле Арчи (ср. варианты 1.1 с 1.2 и 2.1 с 2.2) показывает, что применение формулы Арчи (варианты 1.2 и 2.2) приводит к худшим результатам, причем не только по данным УЭС R_{MT} (вариант 1.2), что можно было ожидать, но и по данным электрокаротажа (вариант 2.2).

Таблица 1

Относительные ошибки (ϵ) прогноза пористости (в %) на нижние половины скважин P1 и P2

Скважина	Номер варианта			
	1	1.2	2.1	2.2
P1	7,8	43,6	1,4	8,1
P2	8,3	34,7	2,9	10,6
Средняя ошибка	8,0	39,1	2,1	9,3

Выводы. Полученные результаты моделирования прогноза пористости позволяют сделать следующие выводы.

Точность прогноза пористости на глубину только по данным электромагнитного зондирования в окрестности скважины находится примерно на том же уровне, что и в другом геологическом регионе [5, 12], и составляет в среднем 8–10%. Прогноз с использованием формулы Арчи приводит к худшим результатам, причем не только по данным

электромагнитного зондирования, но и по данным электрокаротажа. В то же время комбинированный прогноз пористости по данным электромагнитного зондирования (заметим, не обязательно магнитотеллурического) в окрестности скважины и электрокаротажа открывает путь для более точной оценки пористости на глубинах ниже забоя скважин (средняя относительная ошибка составляет примерно 2%). Применение такого подхода может быть особенно востребовано в режиме онлайн-прогноза фильтрационно-емкостных свойств пород с глубиной при бурении разведочных скважин по технологии Forecasting While Drilling [4].

Приложение А.

Оценка параметров формулы Арчи

Для прогнозов с помощью формулы Арчи была проведена предварительная оценка ее параметров для каждой из скважин. Согласно работе [8] записываем:

$$R_f = R \phi^m S^n, \quad (A1)$$

где R – УЭС скелета породы, R_f – УЭС флюида, ϕ – пористость, S – флюидонасыщение.

Отсюда

$$-\log R = m \log \phi - \log R_f + n \log S. \quad (A2)$$

Принимая для простоты, что $S = 1$ (100%-е флюидонасыщение), и предполагая, что на рассматриваемых глубинах можно принять $R_f \approx \text{const}$, находим m и $\log R_f$ как коэффициенты линейной зависимости:

$$Y = aX + b, \quad (A3)$$

где $a = m$, $b = -\log R_f$.

Для этого осуществляем линейную регрессию по всем имеющимся данным $-\log R(z)$ и $\log \phi(z)$, заданным на одних и тех же глубинах. Согласно оценкам, выполненным для скважин P1 и P2, были получены следующие значения коэффициента цементации m и удельного сопротивления флюида R_f :

$$\begin{aligned} \text{P1: } m &\approx 1,0; R_f \approx 6,8 \text{ Ом}\cdot\text{м}; \\ \text{P2: } m &\approx 1,0; R_f \approx 7,3 \text{ Ом}\cdot\text{м}. \end{aligned} \quad (A4)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Копилевич Е.А., Сурова Н.Д. Методика прогнозирования фильтрационных свойств коллекторов по данным сейсморазведки // Геофизика. 2012. № 1. С. 20–26.
2. Макеев В.П., Христова М.П., Зарипова Г.К., Касаткина Л.А. Изучение структурно-вещественных комплексов, гидродинамических условий и коллекторских свойств пород фанерозоя Чуйско-Иссыккульского региона // Отчет партии прогноза нефтегазонасности Кыргызской методической экспедиции Гос. агентства по геологии и минеральным ресурсам за 2000–2004 гг. Бишкек, 2004.
3. Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. № 5. С. 445–460.
4. Спичак В.В. Применение электромагнитных методов для поиска, разведки и мониторинга залежей углеводородов // Геофизика. 2017. № 6. С. 33–44.
5. Спичак В.В., Захарова О.К. Прогноз пористости на глубину ниже забоя скважин по данным электромагнитных зондирований и электрокаротажа // Геофизика. 2015. № 6. С. 53–67.
6. Спичак В.В., Захарова О.К. Способ прогноза открытой пористости на глубины ниже забоя скважин. Заявка на патент РФ №2018129671/20 (047909), зарегистрированная 15.08.2018.
7. Хайкин С. Нейронные сети. 2-е изд., испр.: Пер. с англ. М.: ООО «И. Д. Вильямс», 2006. 1104 с.
8. Archie G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics // Amer. Inst. Mining Metall. Eng. Trans. 1942. V. 146. P. 54–62.
9. Dolberg D.M., Helgesen J., Hanssen T.H., Magnus I., Saigal G. and Pedersen B.K. Porosity prediction from seismic inversion, Lavrans Field, Halten Terrace, Norway // The Leading Edge. 2000. № 4. P. 392–399.
10. Kalkomey C.T. Potential risks when using seismic attributes as predictors of reservoir properties // The Leading Edge. 1997. № 3. P. 247–251.
11. Pan R., Ma X. An Approach to Reserve Estimation Enhanced with 3-D Seismic Data // Renewable Resources. 1997. V. 6. № 4. P. 251–255.
12. Spichak V. and Zakharova O. Porosity estimation at depths below the borehole bottom from resistivity logs and electromagnetic resistivity // Near Surface Geophysics. 2016. Vol. 14. № 3. P. 299–306.
13. Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States / Ph. D. Thesis, M.I.I., Cambridge, MA. 1967.

REFERENCES

1. Kopilevich EA, Surova ND. Metodika prognozirovaniya filtratsionnykh svoistv kollektorov po dannym seismorazvedki. *Geofizika*. 2012; (1): 20–26 (in Russian).
2. Makeev VP, Khristova MP, Zaripova GK, Kasatkina LA. Izuchenie strukturno-veschestvennykh kompleksov, gidrodinamicheskikh uslovii i kollektorskikh svoistv porod fanerozoya Chuisko-Issykkul'skogo regiona. *Otchet geologicheskoi partii prognoza neftegazonosnosti Kyrgyzskoi metodicheskoi expedititsii Gos. Agenstva po geologii i mineral'nym resursam za 2000–2004 g.* Bishkek, 2004 (in Russian).
3. Rybin AK, Spichak VV, Batalev VYu, Bataleva EA, Matjukov VE. Ploschadnie magnitotelluricheskie zondirovaniya v seismoaktivnoi zone severnogo Tjan Shanja. *Geologiya i geofizika*. 2008; (5): 445–460 (in Russian).
4. Spichak VV. Primenenie elektromagnitnykh metodov dlya poiska, razvedki i monitoringa zalezhei uglevodorodov. *Geofizika*. 2017; (6): 33–43 (in Russian).
5. Spichak VV, Zakharova OK. Prognoz poristosti na glubinu nizhe zaboya skvazhin po dannym elektromagnitnykh zondirovaniy i elektrokarotazha. *Geofizika*. 2015; (6): 53–67 (in Russian).
6. Spichak VV, Zakharova OK. Sposob prognoza otkrytoi poristosti na glubiny nizhe zaboya skvazhin. *Zayavka na patent RF №2018129671/20 (047909), zaregistrovannaya 15.08.2018 (in Russian).*
7. Khaikin S. Neironnye seti, vtoroe izdanie: Per. s angl. Moscow: I.D. Williams, 2006. 1104 pp. (in Russian).
8. Archie GE. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Amer. Inst. Mining Metall. Eng. Trans.* 1942; (146): 54–62.
9. Dolberg DM, Helgesen J, Hanssen TH, Magnus I, Saigal G and Pedersen BK. Porosity prediction from seismic inversion, Lavrans Field, Halten Terrace, Norway. *The Leading Edge*. 2000; (4): 392–399.
10. Kalkomey CT. Potential risks when using seismic attributes as predictors of reservoir properties. *The Leading Edge*. 1997; (3): 247–251.
11. Pan R, Ma X. An Approach to Reserve Estimation Enhanced with 3-D Seismic Data. *Renewable Resources*. 1997; 6(4): 251–255.
12. Spichak V and Zakharova O. Porosity estimation at depths below the borehole bottom from resistivity logs and electromagnetic resistivity. *Near Surface Geophysics*. 2016; 14(3): 299–306.
13. Swift CM. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the South Western United States. Ph. D. Thesis, M.I.I., Cambridge, MA. 1967.

Положительная рецензия 15.01.2020

ОБ АВТОРАХ

ЗАХАРОВА

Ольга Константиновна



Окончила Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И.М. Губкина в 1971 году. Кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории методологии интерпретации электромагнитных данных Центра геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН. Области научных интересов: оценка петрофизических свойств пород по наземным геофизическим данным, нейросетевое моделирование. Автор и соавтор двух монографий и более 40 статей в отечественных и зарубежных журналах.

СПИЧАК

Вячеслав Валентинович



Окончил Московский физико-технический институт в 1973 году. Доктор физико-математических наук, академик РАН и НАН, зав. лабораторией методологии интерпретации электромагнитных данных Центра геоэлектромагнитных исследований ИФЗ РАН. Области научных интересов: разведочная и вычислительная геофизика, методы комплексного анализа и интерпретации геофизических данных, трехмерные модели геологических объектов. Автор и соавтор 16 монографий и более 170 статей в рецензируемых изданиях.

УДК 550.8.056

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЕЛЕНИЙ БРОНЗОВОГО ВЕКА КОНОПЛЯНКА-1 И КОНОПЛЯНКА-2 (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.В. Носкевич¹, Н.В. Федорова¹

¹ Институт геофизики УрО РАН. 620016, Россия, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100;
e-mail: ubistu@gmail.com, nataliavf50@mail.ru

Аннотация. Геофизические исследования проведены на территории поселений бронзового века: укрепленного городища Коноплянка-1 и неукрепленного поселения Коноплянка-2. Выполнена микромагнитная съемка и построены магнитные карты поселений. С помощью георадара проведено исследование фортификационных сооружений и колодцев. Полученные магнитные карты стали основой для выбора участков археологических раскопок. Сопоставление геофизических и археологических результатов показало, что по магнитным картам удалось достаточно точно реконструировать план древних поселений, а применение георадара дает возможность восстановить форму подземных объектов и определить их глубину.

Ключевые слова. Геофизика, магнитометрия, георадар, археология, поселения, бронзовый век.

GEOPHYSICAL RESEARCHES OF THE SETTLEMENTS OF THE BRONZE CENTURY KONOPLYANKA-1 AND KONOPLYANKA-2 (SOUTH URAL)

V.V. Noskevich¹, N.V. Fedorova¹

¹ Institute of Geophysics of Urals Branch RAS, 620016, Russia, Yekaterinburg, Amundsen str., 100;
e-mail: ubistu@gmail.com, nataliavf50@mail.ru

Abstract. Geophysical studies were conducted on the territory of the Bronze Age settlements: the fortified settlement Konoplyanka-1 and the un fortified settlement Konoplyanka-2. A micromagnetic survey was performed and magnetic maps of the settlements were constructed. Using GPR, a study of fortifications and wells was carried out. The obtained magnetic maps became the basis for choosing the place of archaeological excavations on the monuments. A comparison of geophysical and archaeological results showed that magnetic maps were able to accurately reconstruct the plan of ancient settlements, and the use of GPR makes it possible to restore the shape of underground objects and determine their depth.

Key words. Geophysics, magnetometry, GPR, archeology, settlements, Bronze Age.

ВВЕДЕНИЕ. В конце 70-х годов XX века на Южном Урале были открыты обширные укрепленные поселения с замкнутой системой обороны. К настоящему времени по результатам дешифрирования аэрофотоснимков открыто более 20 поселений эпохи бронзы, датируемых XXI–XVIII веками до нашей эры. Поселения сосредоточены на достаточно компактной территории в 80 000 кв. км, получившей название Страна городов [4]. В течение XIX–XX веков на территории проводилась распашка земли под посевные культуры и выпас скота. Архитектура ряда поселений почти полностью разрушена, грунтовые стены поселений, рвы и жилищные впадины распашаны. Во многих случаях для разрушенных и погребенных под землей объектов с помощью дешифрирования снимков удалось определить лишь контуры памятников.

Геофизические методы позволяют получать более точную информацию об особенностях строения исторических памятников, в сравнении с результатами дешифрирования аэрофотоснимков, и в отличие от археологических исследований являются неразрушающими, что позволяет привлекать их для создания кадастров археологических памятников и карт, охранных историко-археологических зон.

На территории ряда укрепленных поселений бронзового века – Аркаим, Каменный Амбар (Ольгино), Коноплянка, Андреевское, Сарым-Саклы,

Журумбай, Улак, Устье проведены геофизические исследования [1, 3, 7, 8, 11, 15 и др.]. Обзор по изучению укрепленных поселений дистанционными методами приведен в работе [9].

Наиболее информативными из геофизических методов для задач археологии являются магнитная и георадарная съемки. Построенные карты аномалий магнитного поля дают возможность выяснить точное положение внешних оборонительных стен и рвов, восстановить планировку построек внутри поселений, обнаружить колодцы, хозяйственные ямы и печи. Применение георадара позволяет выяснить строение фортификаций, оценить глубину рвов и колодцев [2, 7].

Полученная новая информация используется археологами для более целенаправленного выбора места для детальных исследований, что значительно снижает риск проводить раскопки вслепую. В свою очередь, результаты, полученные в процессе раскопок, позволяют повысить достоверность интерпретации аномалий геофизических полей и связать их с конкретными структурами археологических памятников [2, 7].

В настоящей работе представлены результаты геофизических и археологических исследований, проведенных на двух близко расположенных поселениях бронзового века: укрепленного городища Коноплянка и неукрепленного поселения Коноплянка-2.

Памятник Коноплянка (в дальнейшем будем обозначать Коноплянка-1) расположен в верховьях реки Карагайлы-Аят (Карталинский район Челябинской области). Поселение открыто по результатам дешифрирования аэрофотоснимков [4]. Общая площадь $\sim 15\,000$ кв. м, а внутри фортификаций $\sim 8\,400$ кв. м.

Неукрепленное поселение Коноплянка-2 открыто в 1982 году Ю.В. Тарасовым в результате разведки Урало-Казахстанской археологической экспедиции Челябинского ГПИ [10] и затем подтверждено результатами дешифрирования аэрофотоснимков [4]. Это поселение расположено на скалистом мысе левого берега реки Акмуллы на расстоянии 800 м от укрепленного городища Коноплянка-1 (рис. 1). На площади обоих поселений в XX веке проводились сельскохозяйственные работы и из-за многолетней распашки в настоящее время памятники практически не видны на поверхности земли (рис. 1, а).

Геофизические исследования поселений

Магнитные съемки на территории укрепленного поселения Коноплянка-1 нами выполнены в 2009–2010 годах и в 2017 году на территории неукрепленного поселения Коноплянка-2. Использовались отечественные и зарубежные абсолютные модульные магнитометры-градиентометры POS, ММПГ-1 и Navmag SM-5 [7].

Магнитная съемка проводилась по предварительно подготовленной сети с шагом наблюдений $0,5 \times 0,5$ м. Участок съемки разбивался на планшеты с размерами 20×20 м. Профили были ориентированы на магнитный север. Измерения производились с полной остановкой прибора, и датчики магнитометра точно центрировались над пунктом наблюдения. Высота расположения датчиков – 0,35 и 2,15 м от поверхности земли. После съемки по планшетам результаты измерений объединялись в общую базу данных. Карта магнитных аномалий построена как разность измеренных значений модуля индукции

геомагнитного поля нижнего и верхнего датчиков. Измеренные данные содержали вклад от геологических источников, поэтому для выделения аномалий от стен жилищ проведена фильтрация длинноволновой компоненты протяженностью более 4 м. Карты магнитных аномалий поселений представлены на рисунке 2.

Реконструированная схема поселения Коноплянка-1 приведена на рисунке 2, а [11]. Поселение имело размеры приблизительно 150×100 м, было огорожено оборонительной стеной, рвом и, возможно, внешним валом. Отчетливо просматриваются два прохода в поселение – с севера и юга. Внутри поселения обнаружено большое количество локальных магнитных аномалий, наиболее интенсивные из них образуют две цепочки вдоль западной и восточной стен. Эти аномалии созданы колодцами, хозяйственными ямами и, возможно, остатками от очагов и печей внутри жилищ. Жилища расположены в два ряда, по 11 построек в каждом ряду. Ширина построек, определенная по расположению интенсивных локальных аномалий, составляет около 10–12 м.

Магнитометрия позволяет, не разрушая объект, не только локализовать его расположение, но и получить с помощью интерпретации магнитных аномалий информацию о его форме и глубине. Моделирование источников нескольких локальных аномалий показало, что глубина до верхних кромок источников составляет 60–115 см, следовательно, культурный слой построек внутри поселения находится на глубине не менее 60 см от современной поверхности [7]. Кроме того, ряд источников интенсивных локальных аномалий вытянуты по вертикали до глубины 2–4 м, и несомненно, что эти аномалии созданы колодцами. В результате интерпретации линейной магнитной аномалии над участком западной фортификации получено, что центр источника расположен на глубине 75 см, то есть ниже уровня пола.

При исследовании этого же участка фортификации методом георадиолокации получены ин-

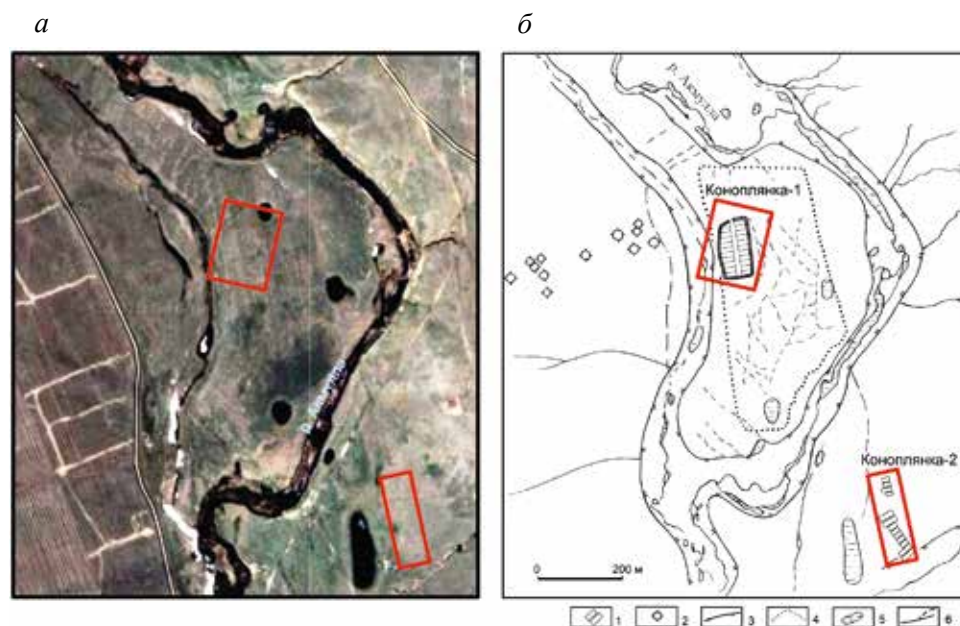
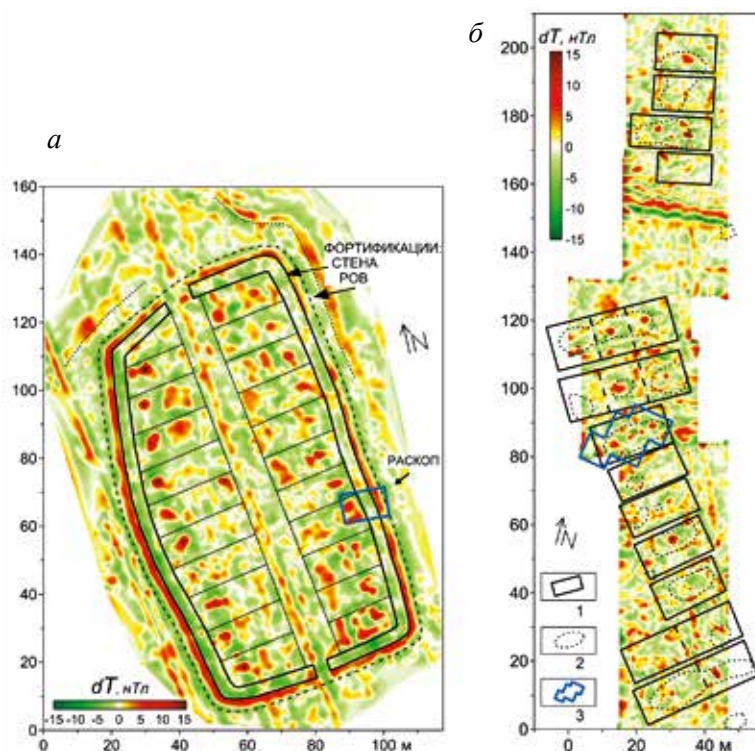


Рис. 1
Долина реки Акмуллы в районе поселений бронзового века Коноплянка-1 и Коноплянка-2: карта Google-2018 (а); план расположения памятников (б). Площади магнитной съемки показаны красными прямоугольниками.
1 – постройки, 2 – курганы,
3 – граница надпойменной террасы,
4 – граница пашни,
5 – обводненные впадины,
6 – русла рек и ручьев

Рис. 2
Карты магнитных аномалий
и реконструированные планы
поселений Коноплянка-1 (а),
Коноплянка-2 (б).

1 – жилища,
2 – жилищные впадины,
3 – контур раскопа



тенсивные отражения электромагнитного сигнала от оборонительной системы на глубинах 0,5–2 м. Получены также горизонтальные разрезы аномальных отражений электромагнитного сигнала от фрагмента стены поселения на глубинах 0,79 и 1,94 м от поверхности. Максимальные отражения на глубине 0,73 м связаны непосредственно с оборонительной стеной, и такой результат не противоречит данным интерпретации магнитной съемки. Более глубокие отражения создаются стенками рва. Таким образом, до раскопок удалось проследить положение оборонительной стены и ее глубину относительно современной поверхности земли [7].

Неукрепленное поселение Коноплянка-2 в современном рельефе фиксируется 10 неглубокими впадинами 20–30 см [10]. По результатам магнитной съемки удалось выявить границы построек и реконструировать план поселения (рис. 2, б). Жилищ оказалось больше (не менее 13), чем обнаружено на поверхности жилищных впадин. Внутри построек выявлены локальные аномалии. Интенсивность некоторых аномалий достигает 12–15 нТл, скорее всего, аномалии создаются колодцами и хозяйственными ямами.

Исследования на раскопе городища Коноплянка-1

Полученные магнитные карты стали основой для выбора участков археологических раскопок. Первый раскоп городища Коноплянка-1 был заложен в 2012 году сотрудниками Института истории и археологии Уральского отделения РАН. Участок 8 × 12 м был выбран в восточной части поселения (рис. 2, а). Сеткой раскопа накрыты участок фортификации (вал, ров, внутренняя стена) и угол жилища [13]. Фрагмент магнитной карты, на которой показан контур раскопа, фото и план приведены на рисунке 3.

Толщина оборонительной стены на уровне материка составляла 4–4,5 м. Ров на данном участке характеризуется небольшим перепадом глубин от 0,4 до 1,3 м и имел ширину 2–2,5 м. Жилая постройка торцевой стороной примыкает к внутренней стене фортификации. Дно постройки относительно ровное, с плавным понижением от стен к центру. Котлован углублен в материк не более чем на 60 см. На дне котлована строения выявлены: колодец, хозяйственная яма и несколько небольших углублений.

Границы исторических объектов хорошо соответствуют данным магнитной карты (рис. 3). Обширная положительная аномалия соответствует котловану постройки, а отрицательные аномалии расположены над стенами. По-видимому, в этой постройке был пожар, в результате которого почва котлована приобрела более сильные магнитные свойства, чем в соседних жилищах. Две локальные магнитные аномалии в пределах постройки связаны с хозяйственной ямой и колодцем, а третья наблюдается над небольшим углублением на дне котлована. Линейная магнитная аномалия наблюдается над внутренней границей рва. Исследованиями на раскопе обнаружено, что в разных частях рва грунт отличался по своим физическим свойствам: у внешней границы – рыхлый, а у внутренней стенки – очень плотный, сухой [13]. В результате магнитной съемки на раскопе другого поселения бронзового века Каменный Амбар было установлено, что аномалия над фортификацией создается с внешней стороны стены и вдоль края рва прослойкой 30–50 см из светло-желтого суглинка. Этот материал использовался для укрепления внешней поверхности грунтовой стены и рва вплоть до его придонной части [2].

Мы использовали раскоп для определения намагниченности грунтов. На стенках раскопа, секущих хозяйственную яму и колодец, проведены измерения

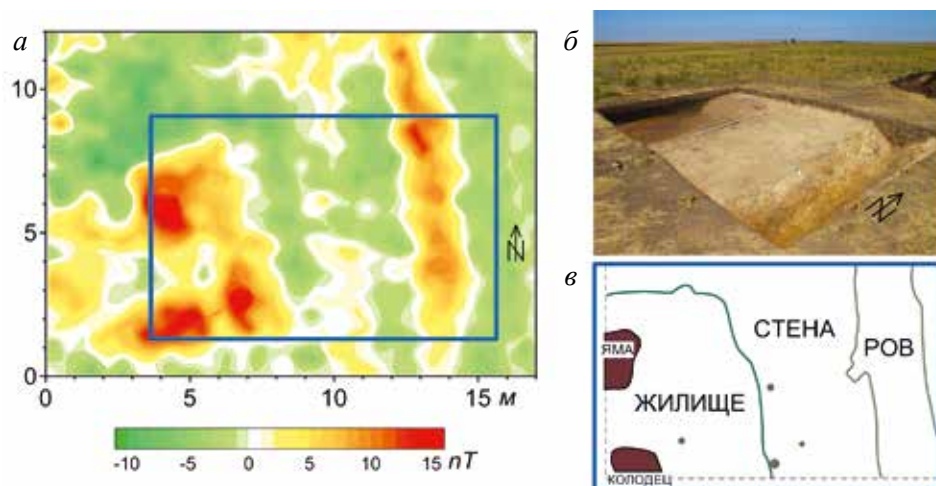


Рис. 3
Раскоп на городище
Коноплянка-1:
фрагмент магнитной
карты (а), фото (б),
план (в)

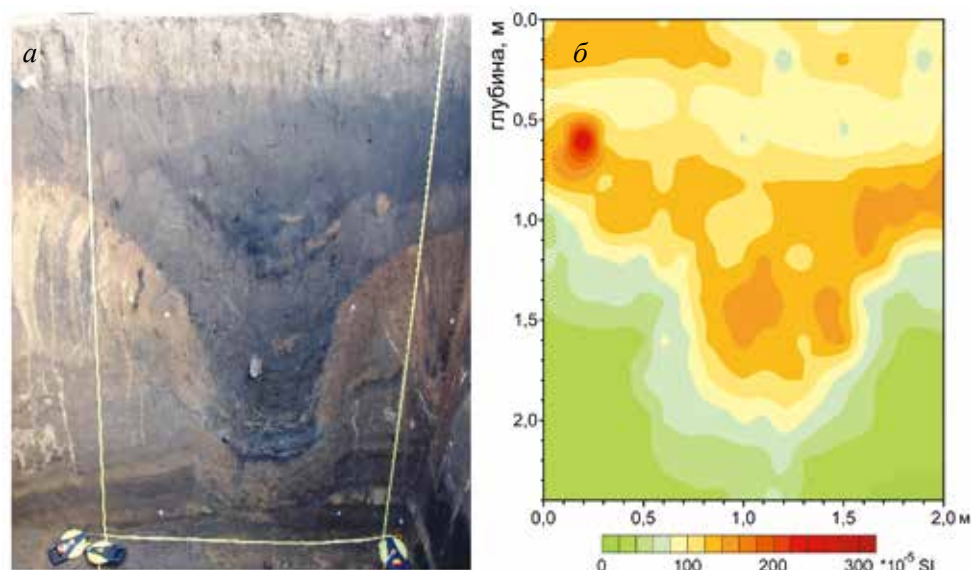


Рис. 4
Колодец: фотография (а)
и результат измерений
магнитной восприимчивости (б)

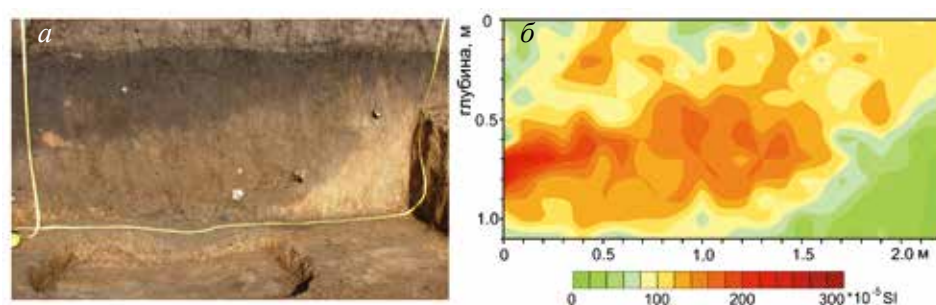


Рис. 5
Хозяйственная яма:
фотография (а) и результат
измерений магнитной
восприимчивости (б)

магнитной восприимчивости по сети $0,2 \times 0,2$ м. На рисунках 3 и 4 показаны результаты. Дно колодца выявлено на глубине 2,6 м от нулевого репера, глубина шахты в материке составляет 1,6 м, а глубина ямы 1,1 м [13]. Грунты, заполняющие яму и колодец, отличаются как по цвету, так и по физическим свойствам. Магнитная восприимчивость в яме и колодце варьирует от 0,0012 до 0,0030 единиц СИ, среднее значение – 0,0016 единиц СИ, а в окружающем материковом грунте значения на порядок меньше и не превышают 0,0002 единиц СИ. Благодаря контрасту магнитных свойств над колодцем и ямой наблюдаются аномалии интенсивностью 12–15 нТл.

Следовательно, результаты раскопок на городище Коноплянка-1, а также поселении Каменный Амбар (Ольгино) показали, что магнитометрия фик-

сирует аномалии археологических объектов и не связана с рельефом поверхности; достоверность интерпретации магнитных аномалий и их корреляция с конкретными структурами подтверждена результатами раскопок [2, 7, 13].

Георадарная съемка на раскопе поселения Коноплянка-2

Для раскопок на поселении Коноплянка-2 был выбран участок с четырьмя локальными магнитными аномалиями (рис. 2, б и рис. 6, а). Раскопки начались в 2018 году сотрудниками Института истории и археологии Уральского отделения РАН. На уровне -60 см был зачищен пол постройки прямоугольной формы с размером $24 \times 9,6$ м, в ее центральной части обнаружены четыре колодца, располо-

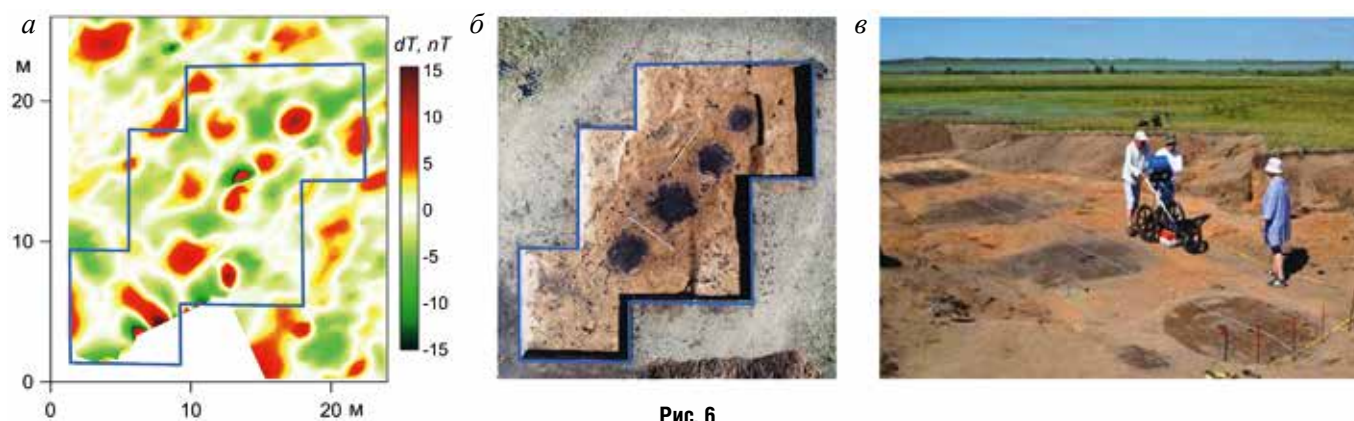


Рис. 6

Раскоп на поселении Коноплянка-2: фрагмент магнитной карты (а), фото участка работ (б), рабочий момент георадарной съемки (в)

женные цепочкой вдоль длинной оси сооружения (рис. 6, б) [6]. Эпицентры магнитных аномалий совпали с центрами колодцев. Колодцы вызывают большой интерес у исследователей не только потому, что их культурный слой содержит много артефактов, а также для изучения традиций сооружения этих гидротехнических объектов [5, 6].

В полевой сезон 2019 года на уровне раскопа -60 см от современной поверхности проведены геофизические работы, цель которых заключалась в исследовании колодцев до их вскрытия методом георадиолокации. Съемка проводилась георадаром SIR-3000 по девяти параллельным профилям протяженностью 15 м (рис. 6, в). Расстояние между профилями составляло 0,5 м. На поверхности диаметры колодцев достигали 2–2,5 м. Глубина колодцев могла варьировать от 2 до 4 м. Поскольку в настоящее время колодцы засыпаны практически теми же грунтами (суглинками), из которых состоят материковые породы, то трудно было ожидать, что между ними будет значительный контраст по физическим свойствам (диэлектрической проницаемости) и при съемке удастся получить четкую картину отражений радиоволн от стенок колодцев. Поэтому мы провели измерения с набором антенн с центральными частотами 400, 270 и 100 МГц. При определении скорости электромагнитных волн использовали табличные данные диэлектрической проницаемости для сухих суглинков, которая составляет 4–6 [12]. В данном случае было взято значение 4.

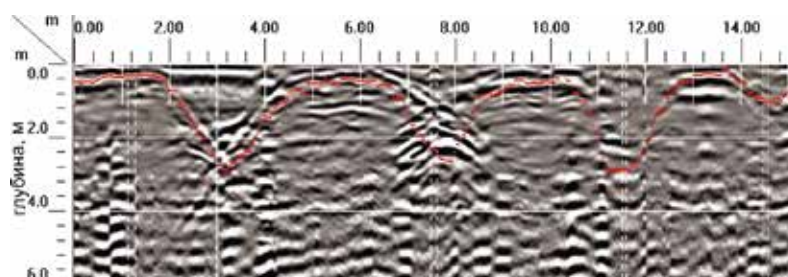
После анализа полученных разрезов для различных частот электромагнитных волн наиболее эффективной оказалась съемка, проведенная с антенной 270 МГц. Измерения с частотой 400 МГц обладают малой глубиной. Для исследуемых грунтов вертикальное разрешение составляет первые сантиметры, поэтому отражения от мелких неоднород-

ностей образуют многочисленные шумы на разрезе. Для антенны с частотой 100 МГц в данной среде вертикальное разрешение составляет не менее 1 м, и на разрезах просто не видно отражающих границ от краев колодцев. На рисунке 7 представлены результаты по центральному профилю 4, полученные с антенной 270 МГц. На разрезе отражения от стенок колодцев выделены красным цветом. Колодцы имеют формы воронок. Первичные и повторные отражения волн от стенок колодца образуют на радарограмме характерный вид-шаблон – «бабочку» [14]. Наиболее отчетливо такая картинка-шаблон проявилась для колодца 4.

Особенностью изучения «культурного слоя» внутри колодцев оказалось наличие в переработанных грунтах помех, обусловленных различным составом грунтов (и, соответственно, имеющих неоднородные физические свойства), и засоренность мусором (камни, керамика, уголь, зола и др.). Наиболее сильно такие помехи проявились в колодце 3. На разрезе видно, что на глубине более 1,2 м волновая картина значительно искажена многочисленными отражениями в виде гипербол, что свидетельствует о присутствии крупных неоднородностей внутри этого колодца. Уровень грунтовых вод на радарограммах отчетливо проявляется на глубине 2,8 м.

После обработки и интерполяции отражений от стенок колодцев вдоль всех профилей были построены изображения всех колодцев в плане и трехмерный вариант (рис. 8). Глубина по данным георадиолокации для колодцев 2, 3 и 4 от поверхности съемки составила 2,9–3,1 м, погрешность оценки $\pm 0,3$ м. Отметим особенность строения колодца 3: шахта колодца находится не в центре, а смещена к восточному краю. Размер раскопа ограничил длину профилей радарной съемки, и поэтому для колодца 1 удалось провести измерения только южного

Рис. 7
Георадарный разрез по центральному профилю 4, полученный с антенной 270 МГц



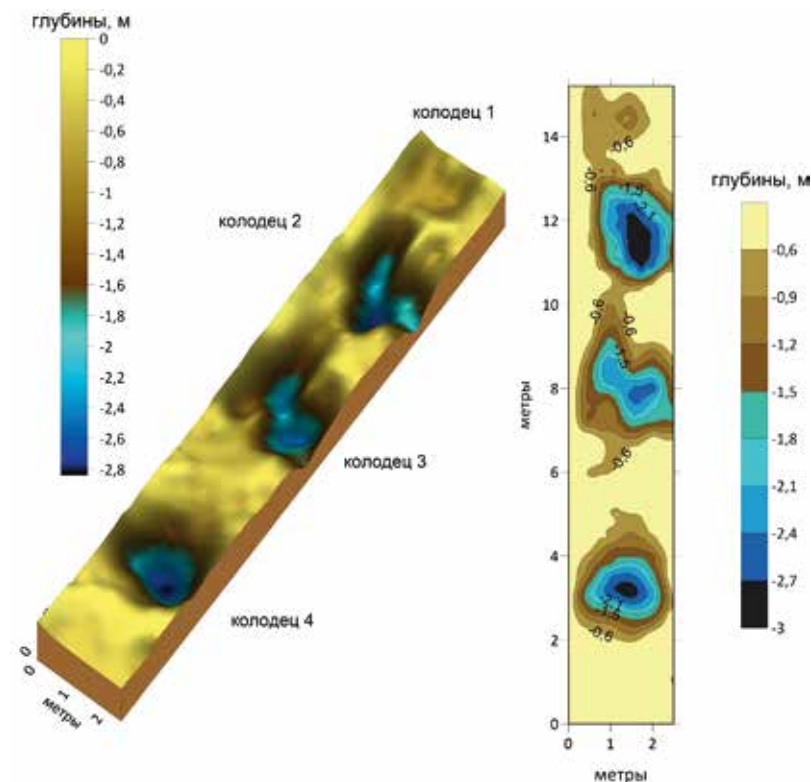


Рис. 8
Вид колодцев по данным георадиолокации в 3D-формате (слева) и в плане (справа). Раскопки двух колодцев подтвердили результаты геофизических исследований

края. Под центральной частью колодца на глубинах 2 и 3 м присутствуют отражающие площадки. Однако от устья колодца на глубину устойчивые отражения от стенок колодца можно проследить только до отметок 1–1,2 м.

Глубина колодца 3 составила 317 см, а колодца 4 – 303 см. Колодец 3 имеет асимметричную форму, и жерло смещено к восточному краю. В колодцах найдены остатки деревянной опалубки двух видов: плетневой и дощатой [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Сопоставление геофизических и археологических результатов показало, что с помощью построенных магнитных карт удалось достаточно точно реконструировать план древних по-

селений, а применение георадара дает возможность восстановить форму подземных объектов и определить их глубину. Проведенные исследования еще раз подтвердили, что в условиях, когда археологам предстоят работы на памятниках, в разной степени разрушенных антропогенным воздействием, геофизическая съемка предоставляет надежные данные для выбора местоположения раскопа, позволяя избежать риска раскопок вслепую. Сочетание результатов геофизических исследований всего археологического памятника с раскопками небольшой его части позволяет получить новую информацию об историческом объекте и сохранить культурный слой для будущих более совершенных методов исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахшиев И.О., Носкевич В.В., Насретдинов Р.Р. Геофизические и дистанционные исследования укрепленного поселения эпохи бронзы Улак-1 в Башкирском Зауралье: соотношение полученных данных с результатами археологических раскопок // Поволжская археология. 2018. № 3 (25). С. 30–44.
2. Берсенева Н.А., Епимахов А.В., Носкевич В.В., Федорова Н.В. Возможности синтеза геофизической и археологической информации при интерпретации результатов раскопок (на примере поселения бронзового века Каменный Амбар) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2015. № 1 (28). С. 4–14.
3. Древнее Устье. Укрепленное поселение бронзового века в Южном Зауралье: коллективная монография / Отв. ред. Н.Б. Виноградов. Челябинск: Абрис, 2013. 484 с.
4. Зданович Г.Б., Батанина И.М. Аркаим – «Страна городов». Пространство и образы. Челябинск: Крокос, 2007. 260 с.
5. Корякова Л.Н., Пантелева С.Е. Колодцы укрепленного поселения Каменный Амбар // Уральский исторический вестник. 2019. № 1 (62). С. 17–27.
6. Корякова Л.Н., Краузе Р., Шарпова С.В., Пантелева С.Е., Косинцев П.А. Археология образа жизни (по материалам исследований памятников эпохи бронзы Южного Зауралья) // Уральский исторический вестник. 2019. № 4 (65). С. 40–51.
7. Носкевич В.В., Федорова Н.В., Корякова Л.Н., Шарпова С.В. Геофизика и археология бассейна реки Карагайлы-Аят // Уральский исторический вестник. 2012. № 4. С. 60–69.
8. Пуногов Б.Н. Микромагнитная съемка при археологических исследованиях (на примере Аркаима) // Уральский геофизический вестник. 2009. № 1. С. 50–58.
9. Солдаткин Н.В. Жилая архитектура укрепленных поселений синташтинско-петровского типа: обзор источников // Научный диалог. 2018. № 1. С. 209–220.
10. Тарасов Ю.В. Отчет об археологической разведке в Карталинском районе Челябинской области в 1982 году // Архив ИА РАН. Челябинск: Челябинский гос. пед. институт, 1983. 42 с.
11. Федорова Н.В., Носкевич В.В., Иванченко В.С., Бебнев А.С., Маликов А.В. Магнитная съемка археологических поселений бронзового века на Южном Урале // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 3. С. 24–37.

12. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986. 128 с.

13. Шарапова С.В., Краузе Р., Молчанов И.В., Штоббе А., Солдаткин Н.В. Междисциплинарные исследования поселения Коноплянка в Южном Зауралье: предварительные результаты // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: История, филология. 2014. Т. 13. № 3. С. 101–109.

REFERENCES

1. Bakhshiyev IO, Noskevich VV, Nasretidinov RR. Geofizicheskiye i distantsionnyye issledovaniya ukreplennogo poseleniya epokhi bronzy Ulak-1 v Bashkirskom Zaural'ye: sootnosheniye poluchennykh dannyykh s rezul'tatami arkheologicheskikh raskopok [Geophysical and remote studies of the fortified settlement of the Ulak-1 Bronze Age in the Bashkir Trans-Urals: correlation of the obtained data with the results of archaeological excavations]. *Povolzhskaya Arkheologiya*. 2018; 3 (25): 30–44 (in Russian).

2. Berseneva NA, Yepimakhov AV, Noskevich VV, Fedorova NV. Vozmozhnosti sinteza geofizicheskoy i arkheologicheskoy informatsii pri interpretatsii rezul'tatov raskopok (na primere poseleniya bronzovogo veka Kamennyy Ambar) [Possibilities for synthesizing geophysical and archaeological information when interpreting the results of excavations (on the example of the Bronze Age settlement Kamennyy Ambar)]. *Vestnik arkheologii, antropologii i etnografii*. 2015; 1 (28): 4–14 (in Russian).

3. Drevneye Ustye. Ukreplennoye poseleniye bronzovogo veka v Yuzhnom Zaural'ye: kollektivnaya monografiya [Ancient Ustye. Fortified Bronze Age settlement in the South Trans-Urals: a collective monograph]. Ed. N.B. Vinogradov. Chelyabinsk: Abris, 2013. 484 p. (in Russian).

4. Zdanovich GB, Batanina IM. Arkaim – «Strana gorodov». Prostranstvo i obrazy [Arkaim – «Land of cities». Space and images]. Chelyabinsk: Krokus Publ., 2007, 260 p. (in Russian).

5. Koryakova LN, Panteleyeva SYe. Kolodtsy ukreplennogo poseleniya Kamennyy Ambar [Wells of the fortified settlement Kamennyy Ambar]. *Ural'skiy istoricheskiy vestnik*. 2019; 1 (62): 17–27 (in Russian).

6. Koryakova LN, Krauze R, Sharapova SV, Panteleyeva SY, Kosintsev PA. Arkheologiya obraza zhizni (po materialam issledovaniy pamyatnikov epokhi bronzy Yuzhnogo Zaural'ya) [Archaeology of the lifestyle (investigating the Bronze Age sites of the Southern Trans-Urals)]. *Ural'skiy istoricheskiy vestnik*. 2019; 4 (65): 40–51 (in Russian).

7. Noskevich VV, Fedorova NV, Koryakova LN, Sharapova SV. Geofizika i arkheologiya basseyna reki Karagayly-Ayat [Geophysics and archaeology of the settlements in the Karagayly-Ayat basin]. *Ural'skiy istoricheskiy vestnik*. 2012; (4): 60–69 (in Russian).

14. Conyers Lawrence. Ground-penetrating Radar for Geoarchaeology. Analytical Methods in Earth and Environmental Science. New York: Wiley, 2016. 160 p. (in English).

15. Multidisciplinary investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Trans-Urals (Russia) / Eds. R. Krause, L.N. Koryakova. Bonn: Dr. Rudolf Habelt, 2013. 352 p.

8. Punegov BN. Mikromagnitnaya s'yemka pri arkheologicheskikh issledovaniyakh (na primere Arkaima) [Micro-magnetic survey during archaeological research (on the example of Arkaim)]. *Ural'skiy geofizicheskiy vestnik*. 2009; (1): 50–58 (in Russian).

9. Soldatkin NV. Zhilaya arkhitektura ukreplennykh poseleniy sintashtinsko-petrovskogo tipa: obzor istochnikov [Residential architecture of fortified settlements of the Sintashta-Petrovsky type: review of sources]. *Nauchnyy dialog*. 2018; (1): 209–220 (in Russian).

10. Tarasov YV. Otchet ob arkheologicheskoy razvedke v Kartalinskom rayone Chelyabinskoy oblasti v 1982 godu [Report on archaeological exploration in the Kartaly district of the Chelyabinsk region in 1982]. Arkhiv IA RAN, Chelyabinsk: Chelyabinskii gos. pedagogicheskii institut, 1983. 42 p. (in Russian).

11. Fedorova NV, Noskevich VV, Ivanchenko VS, Bebnov AS, Malikov AV. Magnitnaya s'yemka arkheologicheskikh poseleniy bronzovogo veka na Yuzhnom Urale [A magnetic survey of the bronze age archaeological settlements in the South Urals]. *Geofizicheskiye issledovaniya*. 2014; 15(3): 24–37 (in Russian).

12. Finkelshteyn MI, Kutev VA, Zolotarev VP. Primeneniye radiolokatsionnogo podpoverkhnostnogo zondirovaniya v inzhenernoy geologii [The use of radar subsurface sounding in engineering geology] Moscow: Nedra, 1986. 128 p. (in Russian).

13. Sharapova SV, Krauze R, Molchanov IV, Stobbe A, Soldatkin NV. Mezhdistsiplinarnyye issledovaniya poseleniya konoplyanka v Yuzhnom Zaural'ye: predvaritel'nyye rezul'taty [Multidisciplinary investigations of Konoplyanka settlement in the Southern Trans-Urals: preliminary results]. *Vestnik Novosibirskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Istorika, filologiya*. 2014; 13(3): 101–109 (in Russian).

14. Conyers Lawrence. Ground-penetrating Radar for Geoarchaeology. Analytical Methods in Earth and Environmental Science. New York: Wiley, 2016. 160 p.

15. Multidisciplinary investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Trans-Urals (Russia). Eds. R. Krause, L.N. Koryakova. Bonn: Dr. Rudolf Habelt. 2013. 352 p.

Положительная рецензия 14.01.2020

ОБ АВТОРАХ

НОСКЕВИЧ

Владислав Витальевич



Окончил геофизический факультет Уральского горно-геологического университета в 1972 г. Старший научный сотрудник Института геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, кандидат физико-математических наук. Область научных интересов – малоглубинная геофизика и геофизические методы при археологических исследованиях. Автор более 60 научных публикаций.

ФЕДОРОВА

Наталья Васильевна



Окончила физический факультет Уральского федерального университета. Ведущий научный сотрудник Института геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, доктор физико-математических наук. Основная область научных интересов – разработка и совершенствование теории и методов решения задач гравиметрии и магнитометрии, изучение глубинного строения земной коры, геофизические исследования на археологических памятниках. Автор более 200 научных публикаций.

УДК 550.8, 551.340

ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В МАТЕРИАЛАХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА СВЕТЛИНСКОЙ ГЭС НА Р. ВИЛЮЙ

С.А. Великин¹, В.Б. Спектор¹

¹ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН. 677010, Россия, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Мерзлотная, д. 36; e-mail: velikin2000@mail.ru

Аннотация. В статье рассматриваются особенности геолого-геофизического строения основания и левобережного примыкания Светлинской ГЭС. Показано, что геологическая среда гидротехнического сооружения сохраняет высокую активность и в настоящее время. Предлагается динамическая модель геологической среды района сооружения, которая отличается от разработанных при проектировании и строительстве Светлинской ГЭС. Для своевременного предотвращения опасных ситуаций на гидротехническом сооружении предлагается усилить систему мониторинга и расширить круг наблюдений в существующей системе мониторинга ГТС.

Ключевые слова. Гидротехнические сооружения, многолетнемерзлые породы, криогенные структуры, геодинамическая модель, береговое примыкание, насыпные грунты, растепление, фильтрационные процессы, термометрия, пьезометрические уровни, геофизический мониторинг, электротомография.

GEOPHYSICAL EXPRESSION OF THE SUBSURFACE STRUCTURE IN THE SVETLINSKAYA HYDROELECTRIC POWER STATION AREA ON THE VILYUY RIVER

S.A. Velikin¹, V.B. Spektor¹

¹ Melnikov Permafrost Institute Siberian Branch RAS. Merzlotnaya str., 36, Yakutsk, 677010, Russia; e-mail: velikin2000@mail.ru

Abstract. This article discusses characteristic features of the geological and geophysical structure of the foundation and left-bank abutment of the Svetlinskaya Hydroelectric Power Station. It is shown that the geological environment in the station area remains highly active at present. A dynamic model of the subsurface is proposed which differs from those developed during the design and construction stages. To prevent dangerous situations in a timely manner, it is proposed to strengthen the monitoring system by expanding the scope of existing observation programs.

Key words. Dam, permafrost, cryogenic structures, geodynamic model, abutment, earthfill, thawing, seepage processes, thermometry, piezometric levels, geophysical monitoring, electrotomography.

ВВЕДЕНИЕ. Целью предлагаемой статьи является уточнение особенностей геологического строения основания Светлинской ГЭС (Вилуйской ГЭС-3), что позволит расширить систему мониторинга, уточнить положение зон боковой и донной фильтрации, направление интенсивности смещений основания, приводящих к нарушению прочности сооружений плотины.

Светлинская ГЭС построена на р. Вилуй у пос. Светлого (Республика Саха – Якутия) и была введена в эксплуатацию в 2008 г.

ГЭС расположена в области распространения сплошной многолетней мерзлоты (ММП) мощностью 120–250 м (по некоторым данным, до 600 м) с преобладающими среднегодовыми температурами мерзлых пород от –1 до –3 °С (Долгих и др., 2018). Среднегодовая температура приземного слоя воздуха составляет –8,2 °С, средняя месячная температура января –32,3 °С, июля +16,8 °С.

Особенностью инженерно-геологических условий сооружений Светлинской ГЭС (рис. 1) является наличие в их основании (дно долины р. Вилуй) талых и охлажденных засоленных и загипсованных слабопрочных (трещиноватых, участками переломленных, осложненных складками нагнетания) мергелисто-глинистых пород верхоленской свиты

верхнего кембрия. Боковые примыкания плотины сложены породами верхоленской и илгинской свит верхнего кембрия, которые характеризуются в общем мерзлым, но на отдельных участках, насыщенным криопэггами, охлажденным состоянием. Выше лежащие усть-кутская свита нижнего ордовика и перекрывающие ее позднепалеозойские отложения, а также породы трапповой формации слагают приводораздельные участки. Для них характерно полого-наклонное блоковое строение. В боковых примыканиях плотины породы осложнены оползнями.

Для объяснения явлений деформаций и дробления коренных пород изыскателями района строительства (Декларация... 2004, Исследования... 2004) была выдвинута *оползневая геодинамическая модель*. Данная модель в первом приближении удовлетворительно объясняет особенности строения верхней части геологической среды участка головных сооружений и, в частности, боковые примыкания гидротехнического сооружения (ГТС). Однако эта модель не объясняет интенсивные дислокации пород основания плотины, различия в форме и интенсивности деформации горных пород в основании и боковых примыканиях ГТС. В то же время в ГТС отмечаются нарушения: протяженные фронтальные трещины (Долгих и др., 2018), которые находятся на гребне плотины,

появление в середине основания зон повышенной фильтрации, которые и не могут быть объяснены воздействием береговых оползней, в настоящее время находящихся в малоактивном состоянии.

Резкие различия в строении основания и бокового примыкания плотины, вероятно, вызваны разными геологическими процессами, происходившими (и происходящими) в нижней части вскрытого разреза и его более высокой части, слагающей верхнюю часть склонов долины р. Виллой. Представляется более целесообразным рассмотреть различные деформации в боковых примыканиях и основания плотины в рамках двухъярусной геодинамической модели. Нижняя часть вскрытого разреза (верхоленская свита) относится к *нижнему динамическому ярусу* геологической среды. Главным вектором напряжений является всестороннее сжатие, которое вызывает подъем пластичных пород *нижнего динамического яруса* вдоль прямолинейного отрезка долины р. Виллой в наиболее ее глубокой части. Сжатие приводит к дроблению и деформации пород, возрастанию их пластичности, следствием чего является валлообразное поднятие пластичной толщи, к формированию в толще складок нагнетания, наиболее крупные из которых приурочены к приосевой зоне долины. В верхнем динамическом ярусе происходит антиклинальный подъем, особенно интенсивный над участком нагнетания, осложненный сбросами. В породах бокового примыкания плотины, которые можно отнести к верхнему динамическому ярусу, главным вектором напряжений является горизонтальное растяжение, направленное поперек долины, в сторону прилегающих водоразделов. Эти напряжения обуславливают развитие сбросов на участках, удаленных от склона долины, и оползней вблизи склона. Граница между верхним и нижним динамическими ярусами представлена поверхностью скольжения, приуроченной к границе пород, находящейся в твердом состоянии (верхний динамический ярус), и пластично-мерзлыми и маловязкими охлажденными и насыщенными криопэгами породами верхоленской свиты (нижний динамический ярус). Важно подчеркнуть, что характеризующие поля напряжений активно проявились в конце новейшего этапа, в процессе формирования наблюдаемых морфоструктур современного рельефа.

Обозначенные особенности строения геологической среды указывают на необходимость расширения круга наблюдений в существующей системе мониторинга ГТС.

Геологическое строение района Светлинской ГЭС

В тектоническом отношении рассматриваемый район относится к восточной части Тунгусской синеклизы. На поверхность выходят отложения: верхоленской и илгинской свит верхнего кембрия, усть-кутской свиты нижнего ордовика, терригенные отложения карбона и перми и, в приводораздельных участках, интрузивные образования траппового комплекса триаса. На склонах долины отмечаются маломощные (первые метры) покровы делювиаль-

ных отложений. На дне долины р. Виллой развиты отложения поймы и первой надпойменной террасы.

Отложения верхоленской свиты слагают основание видимого разреза. Представлены толщей пестро окрашенных мергелей, глинистых доломитов с прослоями глин, аргиллитов, гипсов. Мощность свиты в рассматриваемом районе до 200 м (Геология... 1981), вскрытая мощность около 50 м. Илгинская свита (50–100 м) сложена пестроцветными мергелями с прослоями известковистых алевролитов, песчаников, доломитов, известняков, аргиллитов. Усть-кутская свита (80–120 м) сложена серыми и желтовато-серыми доломитами с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников, мергелей и алевролитов. Терригенные отложения карбона и перми общей мощностью до 100 м с перерывом залегают на подстилающих карбонатных отложениях ордовика и представлены мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, линзами глин, углей и мелкогалечных конгломератов. На водоразделах осадочная толща венчается несогласно залегающими телами траппов триасового возраста мощностью десятки метров.

Деформации охарактеризованной выше осадочной колонны распределены по разрезу неравномерно, что позволяет выделить в колонне два динамических яруса: нижний ярус, где развиты интенсивные складчатые деформации, и расположенный выше по разрезу ярус развития пологоскладчатых изгибов и блоковых деформаций.

Динамический ярус складчатых деформаций включает исключительно отложения верхоленской свиты. В нем, по данным исследователей (Декларация безопасности, 2004; Отчет по договору № 4-535/НИ, 2004), выделяются участки в различной степени деформированных пород. К ним относятся участки верхоленской свиты, выделенные как инженерно-геологические элементы – ИГЭ (ИГЭ 126, рис. 1), сложенные аргиллитами, мергелями с прослоями алевролитов, известняков и доломитов, слоистыми, сильно трещиноватыми, перемятыми и разрушенными до щебня и суглинка с отдельными сохранными блоками. Породы засолены (0,5–7%) и загипсованы (1–2%), мерзлые с криопэгами. Криогенная текстура трещинно-пластовая и массивная.

Визуальная льдистость до 5%. Структурно-динамическими «фациями» деформированных пород являются грунты (ИГЭ 14 и 13), которые тяготеют к замку крупной складки нагнетания, приуроченной к руслу р. Виллой. Это (ИГЭ 14) мергели, алевролиты, аргиллиты щебнистые и дресвяные с суглинистым заполнителем (5–20 до 45%), загипсованные (1–2%). Грунты мерзлые с льдистостью 5–15 до 40%. Другая их разновидность (ИГЭ 13) – суглинки известковистые и доломитистые со щебнем до 25% малопрочных мергелей и доломитов, тугопластичные. Породы засолены (0,2–6%) и загипсованы (до 1%). Грунты мерзлые. Визуальная льдистость 5–10%, реже 10–20%. Под руслом – талые. Мощность до 40 м. В нижней части вскрытого разреза яруса на отдельных участках вскрываются (ИГЭ 16а) алевролиты глинистые, карбонатные с прослоями мергелей, из-



Рис. 1
Инженерно-геологическое строение участка головных сооружений Светлинской ГЭС-3 вдоль оси плотины (по материалам Ленгидропроекта разрез плотины ВГЭС-3 на 08.06.2005)

вестняков, доломитов, реже аргиллитов. Породы слоистые с горизонтальным залеганием, сильно трещиноватые, средней прочности и малопрочные; характерна плитчатая отдельность. Породы практически не затронуты складчатыми деформациями. По плоскостям напластования и трещинам отдельности отмечаются скопления гипса мощностью 0,3–2 см. Загипсованность пород 1–5, до 10%. Отложения имеют отрицательную температуру и содержат криопэги. Под руслом р. Вилкой породы талые (16б). Вскрытая мощность около 10 м.

Динамический ярус блоковых деформаций охватывает породы илгинской свиты и вышележащие толщи. Породы этого яруса расчленены на отдельные крутонаклонные блоки. Границы блоков представлены трещинами, заполненными дресвяно-щебнистыми суглинками и инфильтрационным льдом. Ширина трещин от 0,2 до 1 мм, местами отмечаются зияющие трещины или частично заполненные сублимационным льдом, их ширина достигает 0,1÷0,3 м. Эти трещины квалифицируются как трещины отрыва. На приводораздельных участках границы блоков представляют собой сбросы. Вблизи склонов долины сбросы усложняются проходящими по ним оползнями. Предшествующими исследователями оползней отнесены к «ангарскому типу». Оползневые явления, по мнению исследователей, сопровождаются процессами «выдавливания и скольжения», а в русловой части – складками нагнетания (Декларация безопасности, с. 69). Блоки массивов наклонены на левом борту по аз. 330–340° (падение плоскостей сместителей по аз. 150–160°, под углами 60–70°), а на правом по аз. 50–70° (падение плоскостей сместителей 230–240° под углами 70–90°).

Ширина блоков изменяется: увеличивается в сторону водоразделов до первых километров и уменьшается в сторону склонов долины до первых сотен метров и менее. В пределах блоков пласты характеризуются наклонным залеганием с падением под углами около 10° в стороны от осевой линии долины. Таким образом, над осевой зоной долины сформирована антиклинальная валообразная складка с пологими крыльями, осложненными сбросами (верхний динамический ярус) и сложноскладчатым ядром, представляющим собой комплекс складок нагнетания.

Характеристика рельефа и связь с ним геологической структуры

Связь геологической структуры с рельефом является путем дешифрирования дистанционных материалов, анализа рельефа и тектонического строения территории. Анализ тектонически обусловленных форм рельефа позволяет реконструировать поля напряжений, существующие в верхней части земной коры, и тем самым получить дополнительный материал для разработки динамической модели территории.

Рассматриваемая территория в геоморфологическом отношении принадлежит к Вилкойскому плато, для которого характерно субгоризонтальное залегание пластов коренных пород. Дешифрирование космических снимков (Google) позволяет

увидеть, что рассматриваемая территория осложнена локальными пологими структурными формами (рис. 2). Выделяются локальные антиклинальные изгибы деформированной поверхности нижнепалеозойских отложений, своды которых осложнены небольшими гребневидными складками, вероятно, представляющими собой складки нагнетания. В осях локальных и гребневидных антиклиналей отмечаются разрывные нарушения, конформные их осевым направлениям, протяженностью несколько сот метров. Распространены разрывные нарушения двух основных направлений – северо-восточного (аз. 60–70°) и северо-западного (аз. 290–300°). Кинематика их – сдвиги и сбрососдвиги. Амплитуда – первые десятки метров.

Вдоль прямолинейного отрезка долины р. Вилкой, на котором расположено напорное сооружение, выделяются разрывы протяженностью до 500 м, скорее всего сбросы. Кроме того, в пределах территории распространены протяженные (первые километры) разнонаправленные разрывы, предположительно, сбросовой кинематики. Сгущение этих разрывов отмечается в периклиналях антиклиналей.

Примечательно, что осевые зоны локальных антиклиналей приурочены к пониженным формам рельефа и, как правило, совпадают с долинами крупных рек. Мульды локальных пологих синклиналей приурочены к водоразделам. Таким образом, на территории развит обращенный рельеф. Ускоренная денудация на антиклиналях объясняется более интенсивным раздроблением пород. Крылья антиклиналей характеризуются развитием горизонтально ориентированных растягивающих напряжений, которые порождают сдвиги и сбросы. Формирование гребневидных складок связано с нагнетанием пластичных масс (ИГЭ 12б) из более глубоких горизонтов в присводовые части антиклиналей.

Можно предположительно на правом и левом борту долины р. Вилкой выделить несколько оползней. В вершинах оползней отмечаются циркообразные уступы (вершины оползней). Длина оползней около 100 м, а мощность вовлеченных в смещение пород около 10 м.

Таким образом, дистанционные материалы подтверждают предлагаемую складчато-блоковую динамическую модель территории: отчетливо дешифрируются два динамических яруса толщи коренных пород (слоя). Нижний динамический ярус, представленный породами нижней части изученного разреза, образует пологие сводообразные структуры, которые осложнены мелкими гребневидными складками. Вдоль этих складок или радиально к ним располагаются сдвиговые и сбросовые разрывные нарушения. В верхнем ярусе преимущественное распространение имеет пологое наклонное залегание слоев, осложненное сдвигами и сбросами.

Геокриологическая характеристика района ГЭС

Криолитозона в пределах вскрытого разреза имеет *двухъярусное строение*. Верхний ярус совпадает с верхним динамическим ярусом представленной

в районе осадочной толщи. Этот ярус характеризуется массивной криогенной текстурой, а в местах развития разрывных нарушений трещинно-пластовой, трещинно-жильной, корковой и базальной.

Нижний ярус охватывает всю нижнюю часть изученного разреза (ИГЭ 126 и его динамические фации), а также ИГЭ 16а. Здесь широким распространением пользуются криопэги. Наличие их повышает пластичность пород и облегчает их способность к горизонтальным перемещениям и формированию складок. Визуальная льдистость до 5%, что значительно ниже льдистости пород верхнего яруса (до 50% в жилах по вертикальным трещинам и сбросам).

Таким образом, геокриологическая составляющая также стратифицирована. Верхний ярус криолитозоны характеризуется развитием преимущественно твердомерзлых грунтов, что способствует здесь широкому распространению хрупких деформаций. Нижний ярус криолитозоны, в котором наряду с мерзлыми грунтами зафиксированы участки засоления и криопэги, характеризуется преобладанием пластично-мерзлых и даже маловязких низкотемпературных грунтов. Такие свойства грунтов способствуют широкому развитию в данном ярусе складчатых деформаций.

Мощность верхнего яруса криолитозоны изменяется в зависимости от геоморфологического положения. На пойме она составляет 30 м, у тылового шва первой надпойменной террасы – 80 м, под склонами – до 180 м. Температура многолетнемерзлых пород на подошве слоя нулевых годовых колебаний составляет: на левобережном склоне $-1 \div -3$ °С, на правобережном $-4 \div -7$ °С. Криогенная текстура грунтов – трещинно-пластовая, трещинно-жильная, корковая, массивная. Визуальная льдистость в массиве 5%.



Рис. 2

Расположение Вилуйской ГЭС на космическом снимке.

- 1 – падение пластов на бортах локальных синклиналей,
- 2 – зоны разрывных нарушений (берг штрихи направлены в сторону падения смесителей),
- 3 – отдельные разрывные нарушения,
- 4 – предполагаемые оползни

Ниже залегают грунты нижнего яруса криолитозоны, насыщенные соленой водой (криопэгами). Граница между ярусами совпадает примерно с границей верхоленской и илгинской свит. Криогенные текстуры грунтов – трещинно-пластовые и массивные. Визуальная льдистость до 5%.

Взаимодействие напорных сооружений с геологической средой в свете слоисто-блоковой модели

Плотина Вилуйской ГЭС-3 занимает вполне определенное положение по отношению к системе напряжений, развивающихся в предлагаемой геодинамической модели (рис. 2). Плотина расположена на границе двух динамических ярусов, верхнего (ИГЭ 12а), испытывающего растяжение, и нижнего (ИГЭ 12б), испытывающего сжатие.

В верхнем ярусе тело плотины вдоль оси испытывает горизонтальное растяжение (σ_2), поскольку плотина жестко связана с верхним динамическим ярусом (ИГЭ 12а), находящимся в состоянии растяжения (силы G) в связи с действием вертикальных сжимающих тектонических сил (M).

В нижнем ярусе тело плотины выталкивается пластичным слоем вверх (ИГЭ 12б) и испытывает вертикальные сжимающие напряжения (σ_1). В связи с этим возникают дополнительные растягивающие напряжения вдоль продольной и поперечной осей плотины (σ_2 , σ_3). Напряжения σ_2 и σ_3 могут взаимно усиливать друг друга, образуя положительную обратную связь.

Таким образом, положение плотины на границе верхнего и нижнего динамических слоев геологической среды обуславливает взаимное действие существующих напряжений и может вызвать деформации тела плотины. Можно предполагать, что эти деформации будут ориентированы поперек тела плотины и будут представлены трещинами растяжения. При неблагоприятном стечении обстоятельств эти деформации могут привести к значительным утечкам из водохранилища и к разрушению тела плотины. Проведенные авторами каротажные и наземные электроразведочные исследования косвенно подтверждают ранее выдвинутую гипотезу.

Исходя из многолетней практики работ в пределах Мирнинского района геолого-разведочных и нефтепоисковых экспедиций, для расчленения и корреляции разрезов терригенно-карбонатных, карбонатных отложений нижнего палеозоя наиболее эффективным является применение гамма-каротажа. Это основано на выдержанности разреза карбонатной толщи по литологической однородности отдельных пластов, отсутствию резких фациальных переходов и, как следствие, повторении рисунка кривой гамма-каротажа (ГК) от скважины к скважине для одних и тех же пластов. Искажение рисунка ГК для определенного пласта указывает на наличие здесь разрывного нарушения либо на присутствие инородных пород.

По материалам каротажа построены схемы корреляции кривых ГК (рис. 4). Как показывают данные ГК, в отложениях илгинской свиты (пласты 0,

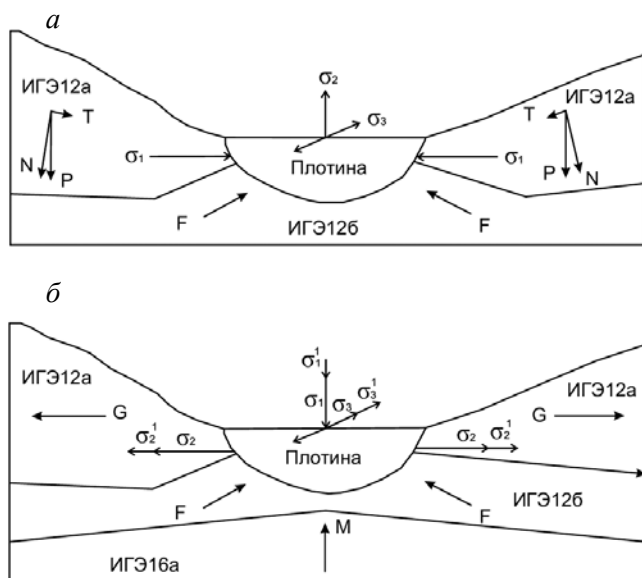


Рис. 3

Существующая (а) и предлагаемая (б) динамические модели района Вилуйской ГЭС-3.

А – оползневая модель. Действующие силы в сползающем блоке (ИГЭ 12а):

Р – сила тяжести сползающего блока,

Н – сила, прижимающая блок к поверхности скольжения,

Т – сила, сдвигающая блок.

Действующие силы под поверхностью скольжения (ИГЭ 12б):

Ф – силы давления пластичных толщ,

Б – слоисто-блоковая модель,

М – тектонические силы, связанные с поднятием территории.

Действующие силы в приповерхностном слое (ИГЭ 12а):

Г – силы растяжения, связанные с увеличением размеров поверхности.

Силы, действующие в пластичном слое (ИГЭ 12б):

Ф – силы давления пластичных толщ.

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ и др. – напряжения в теле плотины (пояснения в тексте).

ИГЭ 12а, ИГЭ 12б, ИГЭ 16а – инженерно-геологические элементы (пояснения в тексте)

1, 2, 3, 4), документированной геологами как разрушенные породы, отмечаются блоки сохранных пород, где по рисунку ГК определяются пласты определенного номера. Чем большая мощность сохранных блоков илгинских отложений вскрывается скважиной, тем выше степень точности расчленения по данным гамма-каротажа. Определение номера пласта илгинских отложений осуществляется путем

сопоставления диаграммы ГК поисковой скважины с опорной скважиной (в данном случае – структурной скважиной 26). При отсутствии корреляции на определенном интервале диаграмма ГК перемещается вверх или вниз по разрезу опорной скважины и снова сопоставляется. Таким образом, было проведено расчленение по всем скважинам участка и установлено различие в геологическом строении левого и правого берегов р. Вилуй (данный вывод не является бесспорным из-за ограниченного количества скважин, исследованных каротажем). Во многих скважинах левого берега наблюдается перепад мощностей пластов илгинских отложений, что совершенно не характерно для этой толщи в районе. Часто вскрывается не весь пласт, а только его часть, причем в близлежащей скважине видна недостающая половина. В некоторых скважинах нарушается порядок чередования пластов, например, на пласте «0» залегает пласт «2» или «3».

Все это указывает, очевидно, на наличие здесь блоковой тектоники как следствия оползневых процессов. Вероятно, по ослабленным зонам, связанным со сгущением трещин, развивались также оползневые процессы. Причем скольжение блоков происходит по плоскостям скольжения, где отсутствуют зоны низких значений радиоактивности. Геологами отмечаются различные углы падения трещин в керне одной скважины – от 20 до 80°, что также согласуется с блоковой теорией: разные блоки располагаются под разными углами относительно друг друга. В толще отложений верхоленской свиты, как правило, угол напластования составляет 10–20°, что указывает на почти горизонтальное залегание.

На рисунке 5 с помощью полученной для этого участка по каротажу скважинной схемы корреляции пластов горных пород выявлены субвертикальные линии смещения пластов относительно друг друга. Это предположение подтверждается близким по характеру строением геоэлектрического разреза рядом расположенного на левобережном склоне электро-разведочного профиля, параллельного оси плотины, представленного на рисунке 5.

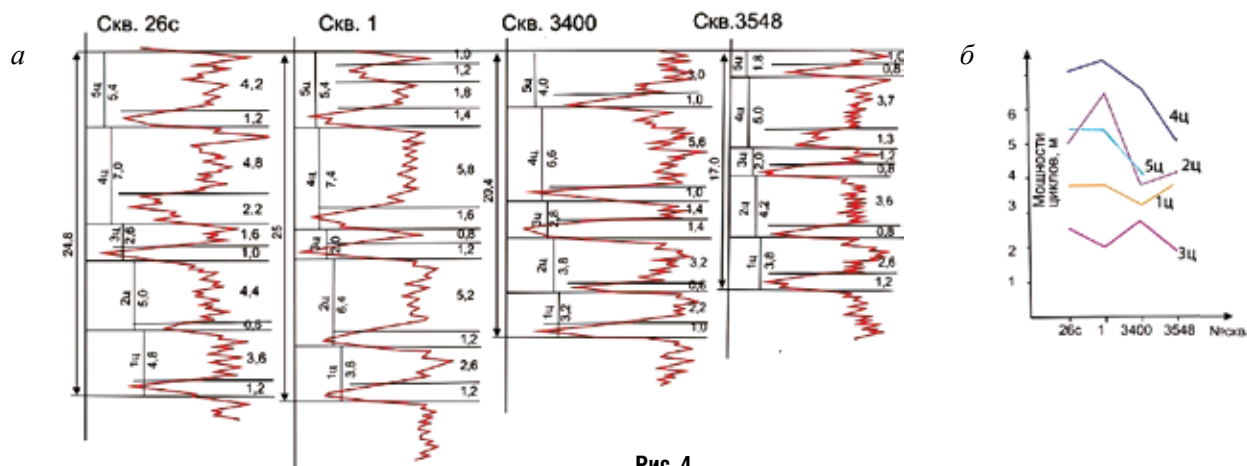


Рис. 4

Пример составления корреляционных схем:

а – расчленения пласта на единичные циклы (относительно опорной структурной скважины) для изучаемого района;

б – распределение мощностей единичных циклов внутри «1» пласта ϵ_{II} на участке ВГЭС-3

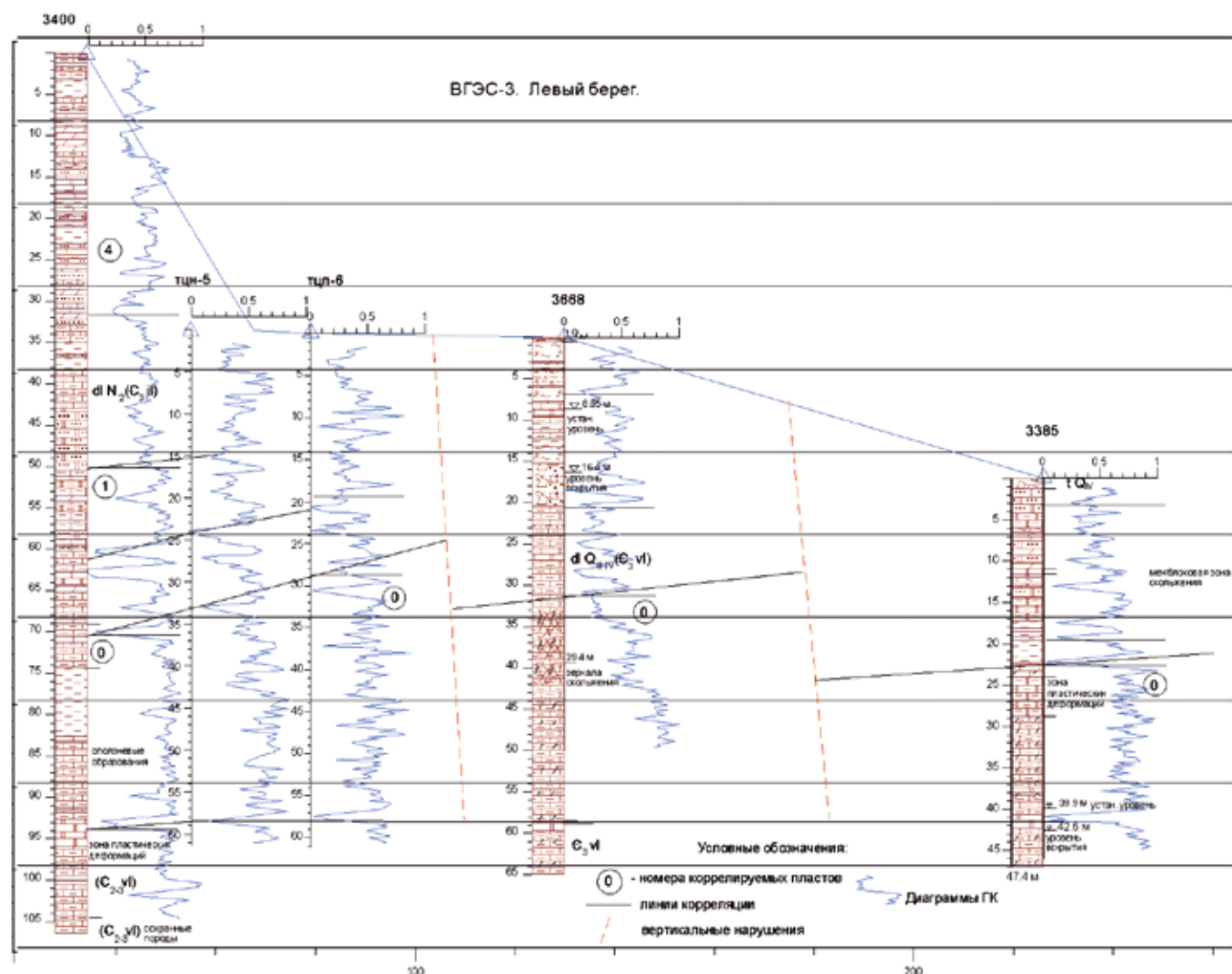


Рис. 5
Геолого-геофизический разрез левобережного примыкания по оси плотины по данным каротажных исследований

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Построенная новая геодинамическая модель района показывает, что на напорное сооружение действуют растягивающие усилия, которые могут привести к потере его прочности (рис. 6). По сравнению с существующей оползневой геодинамической моделью, данная модель указывает на значительно большие напряжения, развивающиеся по наиболее опасным направлениям в теле плотины. На данном этапе актуально проследить известные местоположения и направления участков фильтрации в теле плотины в свете изложенной двуслойной динамической модели.

Резюмируя вышеприведенные сведения и доводы, можно сказать, что деформированные породы на склонах долины р. Виллой, примыкающие к напорному сооружению, представляют собой аномальное явление, которое требует геологического и физического объяснения и прогноза. Без этого возникает большой риск неожиданного проявления активных деформационных процессов, которые могут представлять опасность для инженерных сооружений. Это обстоятельство заставляет сосредоточить внимание на поиске причин, вызвавших установленные деформации. В результате исследования в идеале должна быть построена непротиворечивая геодина-

мическая модель района сооружения, на базе которой могут быть разработаны мероприятия, обеспечивающие надежную безопасность сооружений.

Предложения по мониторингу. Прежде всего, необходимо уделить внимание вертикальным деформациям на поверхности и в теле плотины. Кроме того, рекомендуется увеличить частоту датчиков на уровне 140–150 ниже уровня моря, к которым приурочена поверхность, разделяющая нижний и верхний ярусы. На этой поверхности необходимо выявить устойчивые зоны проницаемости, по которым высокоминерализованные растворы под давлением могут проникать из нижнего геодинамического яруса в верхний. Необходимо также установить участки наиболее активных горизонтальных смещений в основании, которые могут представлять опасность для опорных сооружений плотины. Предшествующие исследования основания плотины концентрировали внимание на оползневых процессах и проницаемых и засоленных участках основания плотины в рамках одноярусной геодинамической модели (Декларация безопасности, 2004; Отчет по договору № 4-535/НИ, 2004). Круг ведущихся наблюдений следует расширить. В частности, провести каротаж всех действующих скважин, уточнить блоковое строение участка,

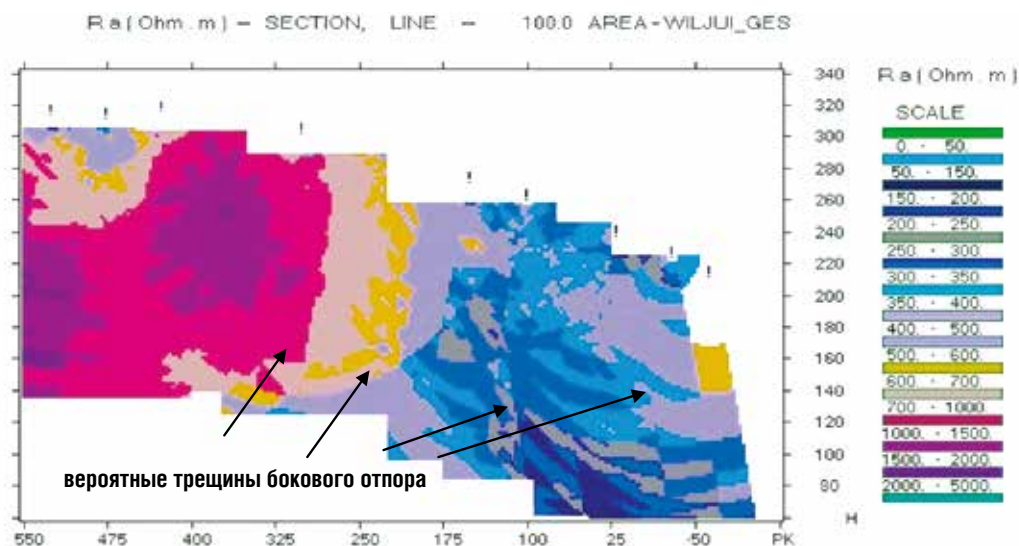


Рис. 6

ГЭС-3. Результаты электрозондирования методом удаленной точки по левобережному примыканию (склону вдоль оси плотины)

используя наработанные схемы корреляции, и выявить зоны засоленных и водонасыщенных пород с помощью геоэлектротомографии. В дальнейшем целесообразно усилить систему мониторинга, установив датчики внутримассивных смещений (высо-

точные акселерометры) в области предполагаемой границы двух динамических ярусов, и отслеживать положение талых и засоленных интервалов с помощью наземной геоэлектротомографии и резистивиметрии по пьезометрическим скважинам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Якутии. Ботубинский блок. Масштаб 1:500000. Якутск, 1992.
2. Декларация безопасности гидротехнических сооружений Вилуйской ГЭС-3 ОАО «Вилуйская ГЭС-3». Чернышевский, 2004.
3. Долгих Г.М., Окунев С.Н., Скорбилин Н.А. Стабилизация мерзлых пород // Гидротехника. 2018. № 4.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 479 с.
5. Мельников В.П. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 390 с.
6. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.

REFERENCES

1. The Geological Map of Yakutia. Botuoba Block. 1:500,000 scale. Yakutsk, 1992 (in Russian).
2. Safety Declaration of the Vilyuy HPS-3 Hydraulic Facilities. ОАО «Vilyuyskaya GES-3». Chernyshevsky, 2004 (in Russian).
3. Dolgikh GM, Okunev SN, Skorbilin NA. Stabilization of frozen ground. *Gidrotekhnika*. 2018. № 4 (in Russian).
4. Lomtadze VD. Engineering Geology. Engineering Geodynamics. Leningrad: Nedra, 1977. 479 p. (in Russian).
5. Melnikov VP. Cryogenic Geosystems: Research and Modeling Problems. Novosibirsk: Academic Publishing House «Geo», 2010. 390 p. (in Russian).
6. Yaroshevskii V. Fault and Fold Tectonics. Moscow: Nedra, 1981. 245 p. (in Russian).

Положительная рецензия 22.03.2020

ОБ АВТОРАХ



ВЕЛИКИН
Сергей Александрович

Окончил Московский геолого-разведочный институт им. Серго Орджоникидзе в 1975 г., начальник Вилуйской научно-исследовательской станции Института мерзлотоведения СО РАН, кандидат технических наук, заслуженный деятель науки Республики Саха (Якутия). Сфера интересов: инженерная геофизика, мерзлотоведение, экология. Автор и соавтор более 75 научных публикаций.



СПЕКТОР
Владимир Борисович

Окончил Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И.М. Губкина в 1959 г., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, заслуженный деятель науки Республики Саха (Якутия). Сфера интересов: геология, тектоника, стратиграфия, геоморфология, геодинамика, геокриология. Автор и соавтор более 100 научных публикаций.

УДК 550.379

ОШИБКИ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГРАНИЦ ГРУНТОВ В РАЙОНЕ ГОРОДА ЯКУТСКА

Л.Г. Нерадовский¹

¹ Лаборатория инженерной геокриологии ИМЗ СО РАН. 677010, Россия, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Мерзлотная, д. 36; e-mail: leoner@mpi.ysn.ru

Аннотация. Выполнен статистический анализ ошибок георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов в районе г. Якутска. Установлено, что вероятностное распределение ошибок с учетом их знака подчиняется нормальному закону. Среднее значение ошибок, вычисленное по выборке из 1499 скважин, равно 0,44 м и отличается от генеральной средней ошибки на $\pm 0,01$ м. Такая точность позволяет в целом рассматривать георадиолокацию как высокоточный метод детального изучения строения мерзлых грунтов, сравнимый по порядку ошибок с ошибками колонкового бурения скважин.

Ключевые слова. Долина Туймаада, грунты, скважины, георадиолокация, ошибки, глубина залегания границ.

ERRORS OF GEO-LOCATION IN DETERMINING THE DEPTH OF SOIL BOUNDARIES IN THE AREA OF THE CITY OF YAKUTSK

L.G. Neradovskii¹

¹ Laboratory of Engineering Geocryology, Melnikov Permafrost Institute SB RAS. Merzlotnaya str., 36, 677010, Yakutsk, Russia; e-mail: leoner@mpi.ysn.ru

Abstract. A statistical analysis of errors in geo-location in determining the depth of soil boundaries in the area of Yakutsk is done. It is established that the probable distribution of errors taking into account of their sign obeys the normal law. The average error value calculated from a sample of 1499 wells is 0.44 m, and differs from the general average error by ± 0.01 m. This accuracy allows us generally to consider georadiolocation as a high-precision method of detailed study of the structure of frozen soils, which is comparable in order of errors with the errors of core drilling.

Key words. Tuymaada, valley, soils, wells, geo-location, errors, depth of boundaries.

ВВЕДЕНИЕ. Параметр точности наряду с другими основными параметрами, такими как глубинность, информативность, разрешающая способность, производительность, характеризует эффективность применения методов геофизики при решении геологических задач [9]. Любые сведения, касающиеся точности методов геофизики, не теряют своей актуальности и не подлежат утилизации за сроком давности. Хотя бы потому, что таких сведений, не отрывочных, а упорядоченных, всегда было мало, а в настоящий период времени из-за дефицита бурения контрольных (заверочных) скважин они стали совсем редкими в особенности в геофизике криолитозоны. Настоящая статья отчасти восполняет этот недостаток применительно к методу георадиолокации в дискретном варианте (далее – георадиолокация). Большая часть данных получена этим методом в 1985–1995 гг. после государственных испытаний в Якутске георадиолокатора 17ГРЛ-1. До 2005 г. данные накапливались в ходе производственного применения 17ГРЛ-1 Якутским трестом инженерно-строительных изысканий (ЯкутТИСИЗ) в районе Якутска, а также в освоенных и осваиваемых районах криолитозоны Якутии.

Главная задача настоящей статьи заключалась в изучении статистик и законов вероятностного распределения значений ошибок георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов (далее – ошибки георадиолокации). В целом по всей мерзлой толще озерно-болотных и аллювиальных

отложений долины р. Лены Туймаада до глубины 20–30 м и по мерзлым и талым грунтовым слоям в частности, слагающим верхнюю часть толщи, до глубины установки свайных фундаментов инженерных сооружений 10–15 м.

Район исследований

Район применения георадиолокации охватывал всю расширенную левобережную часть долины р. Лены Туймаада, на которой был построен г. Якутск в 1632 г. Долина Туймаада расположена между Табагинским мысом на юге и Кангаласским мысом на севере. Протяженность долины около 70 км, а ширина достигает 11–15 км. Местоположение объектов инженерно-геологических изысканий (далее – объекты изысканий) в долине Туймаада, где была выполнена георадиолокация, показано на рис. 1. Из него видно, что объекты изысканий сконцентрированы в Якутске (красные кружки) и его окрестности (кружки голубого цвета). За пределами этой территории георадиолокация выполнялась редко и преимущественно в населенных пунктах Кангалассы, Жатай, Хатассы, Табага.

В геоморфологическом отношении Якутск и его окрестности расположены на двух надпойменных голоценовых террасах [3, 7]. Исторический и современный центр города занимает первую террасу, называемую Якутская, а окрестности города находятся на более высокой второй террасе, называемой Сергеляхская. Однако данные детальных исследо-

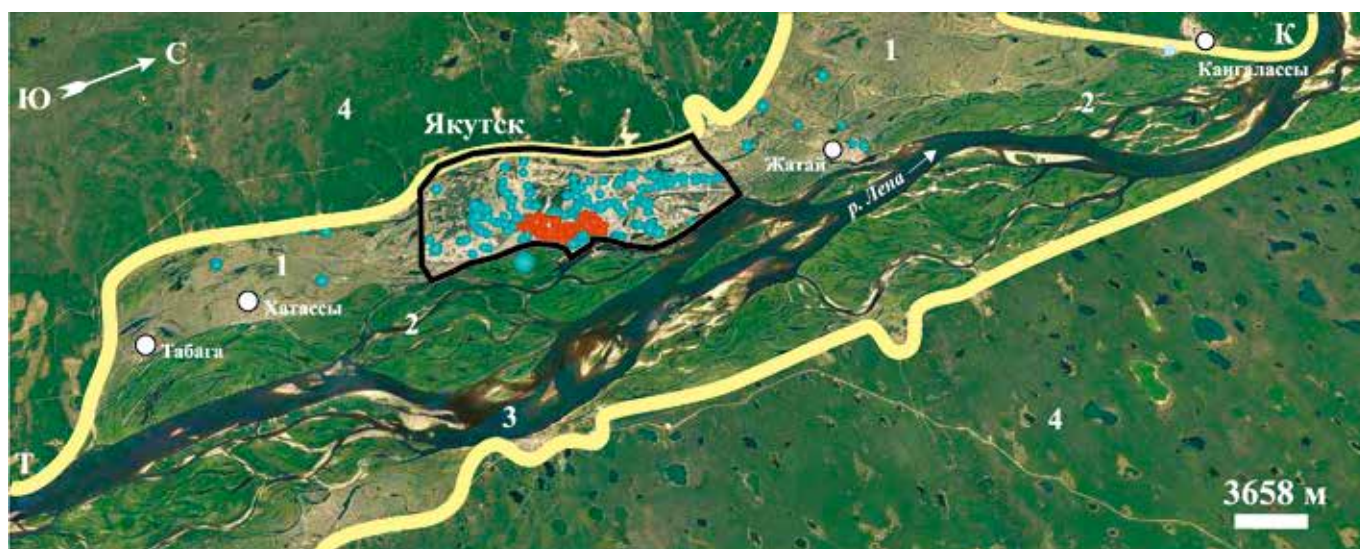


Рис. 1

Местоположение на космическом снимке объектов изысканий в долине Туймаада, где применялась георадиолокация в 1985–2008 гг.
 Условные обозначения: 1 – надпойменные террасы (Якутская и Сергеляхская); 2 – пойма долины; 3 – русло р. Лены с островами и протоками; 4 – высокие берега р. Лены (выход на дневную поверхность коренного основания долины); К – мыс Кангаласский; Т – мыс Табагинский

ваний стратиграфии аллювия долины Туймаада [8] указывают на то, что Якутск находится на одной разновысотной надпойменной дриас-голоценовой террасе, денудационно-аккумулятивная поверхность которой имеет сложное строение микрорельефа и гидрографической сети (стариц, проток, озер). Пойменная часть долины Туймаада (низкая и высокая пойма) остается до настоящего времени незастроенной. Исключение – участки экспериментального строительства зданий в 202-м и 203-м кварталах города на искусственно возведенной толще намывных песчаных грунтов.

Несмотря на разные представления геоморфологов о строении долины Туймаада, мощность мерзлых озерно-болотных и аллювиальных отложений в целом возрастает в направлении от русла р. Лены к выходу на дневную поверхность ее коренного основания, сложенного осадочными породами юрского возраста (песчаниками, алевролитами, алевроитами). По данным буровых и геофизических работ, эти породы преимущественно залегают на глубине 16–23 м.

Мощность мерзлоты в районе Якутска равна 250–300 м. Температура в нижней части слоя годовых теплооборотов на глубине 10–15 м очень изменчива в горизонтальном направлении и в среднем равна $-(2,3 \div 3,4)$ °С при вариациях от $-11,9$ до $+6,8$ °С. Нередки случаи, когда на расстоянии в первые десятки метров температура грунтов изменяется на несколько градусов, весьма затрудняя изучение закономерной площадной динамики температуры мерзлых грунтов. Такая особенность порождена не столько природным разнообразием теплообмена мерзлых грунтов с поверхностью земли, сколько влиянием инженерных сооружений и коммуникаций.

По данным ЯкутГИСИЗ, обобщенный инженерно-геологический разрез Якутска и его окрестности имеет следующее строение:

1. Культурный слой (кирпичи, известка, навоз, опилки и прочий мусор прежних веков и настоящего времени). Мощность слоя изменяется от 0,4 до 3,7 м при среднем значении 1,5 м. Вероятность встречи слоя в разрезе 25%.

2. Слой в разной степени засоленных глинистых грунтов (суглинков и супесей) мощностью 1,2–4,1 м со средним значением 2,6 м. Средняя глубина залегания границ слоя равна 0,6–3,2 м. Вероятность встречи слоя в разрезе 86%.

3. Слой нелдястых песков с массивной криотекстурой мощностью 8,7–16,2 м со средним значением 14,7 м. Средняя глубина залегания границ слоя равна 3,7–18,4 м.

Вероятность встречи в слое слабозасоленных пылеватых песков с включением растительных остатков и детритов, а также мелкозернистых незасоленных песков с небольшим количеством растительных остатков равна 31 и 37%. Незасоленные без примесей органики однородные по грансоставу незасоленные средне- и крупнозернистые пески встречаются с вероятностью 92 и 70%.

4. Маркерный слой крупнообломочных грунтов (гравия, гальки с прослоями песков). Мощность слоя изменяется от 0,7 до 4,2 м при среднем значении 2,7 м. Глубина залегания 17,3–20,0 м. Вероятность встречи слоя в разрезе 100%.

5. Слой осадочных пород – коренное основание долины р. Лены. Глубина залегания границ слоя равна 11,0–28,9 м со средним значением 21,5 м. Вероятность встречи слоя в разрезе 100%.

Методика георадиолокации и анализ скоростей

В отличие от привычной методики георадиолокации с непрерывной записью радарограмм методика георадиолокации в дискретном варианте имеет свои особенности со времени появления в нашей стране этого метода в середине 80-х гг. прошлого столетия.

Эти особенности обусловлены необходимостью изучать мерзлые грунты на застроенных территориях населенных пунктов и промышленных зон с высоким уровнем разного рода помех. В отличие от природных условий на этих территориях технически невозможно измерять сигналы георадиолокации по равномерной сети геолого-геофизических наблюдений. В связи с этим в Институте горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН (ИГДС, Якутск) А.В. Омеляненко и В.В. Цариевым была сконструирована аппаратура «Радар-1П». На ее основе по заданию Госстроя РСФСР для целей строительной индустрии Всесоюзным научно-исследовательским институтом радиотехники (ВНИИРТ, Москва) был разработан георадиолокатор 17ГРЛ-1 [1]. Общий вид этой техники, давно уже ставшей раритетом, показан на рис. 2. При конструктивных недостатках (большой вес, отсутствие записи сигналов на бумагу или магнитную ленту и др.) 17ГРЛ-1 имел такие неоспоримые преимущества перед современной георадарной техникой, как измерение сигналов в реальном режиме времени и возможность работы в зимний период при температуре до $-(30 \div 40)^\circ\text{C}$. Последнее качество было особенно ценным для участия георадиолокации в круглогодичном производстве изыскательских работ в криолитозоне России.

Антенны 17ГРЛ-1 были настроены на работу в диапазоне спектра электромагнитных волн 30–150 МГц. Передающая антенна излучала моноимпульс длительностью 10–12 нс. Поступившие в приемную антенну сигналы георадиолокации,

состоявшие из серии импульсов, передавались по коаксиальному кабелю на устройство отображения и обработки информации (УООИ). На экране осциллографа УООИ оператор выполнял анализ формы импульсов и измерял с дискретностью 1 дБ и 1 нс их амплитуду и время задержки (прохождения) от поверхности земли до отражающих границ мерзлых грунтов и обратно. Измерение амплитуды выполнялось в динамическом диапазоне 140 дБ, а времени задержки до 700 нс. Амплитуда измерялась относительным способом (по отношению к амплитуде начального зондирующего импульса, равного 70 дБ).

Методика полевых измерений не допускала избирательного считывания импульсов, но при этом и не поощряла излишество в скрупулезной регистрации импульсов, амплитуда которых была сравнима с уровнем шумов. Опыт параметрических измерений на изыскательских скважинах свидетельствует, что, за редким исключением, импульсы, наблюдаемые в сигналах георадиолокации, имеют геологическую природу и отражаются от литологических или криогенных границ мерзлых грунтов. Все таковые импульсы отличаются амплитудной выразительностью и фазовой разрешенностью.

Динамический диапазон 17ГРЛ-1 (140 дБ) обеспечивал изучение мерзлой толщи долины Туймаада до ее коренного основания, то есть до глубины 20–30 м. Эта граница являлась радиоконтрастной. На ней происходило когерентное отражение электромагнитной волны, фиксируемое в сигналах георадиолокации четко распознаваемой формой импульса с максимальным временем задержки.

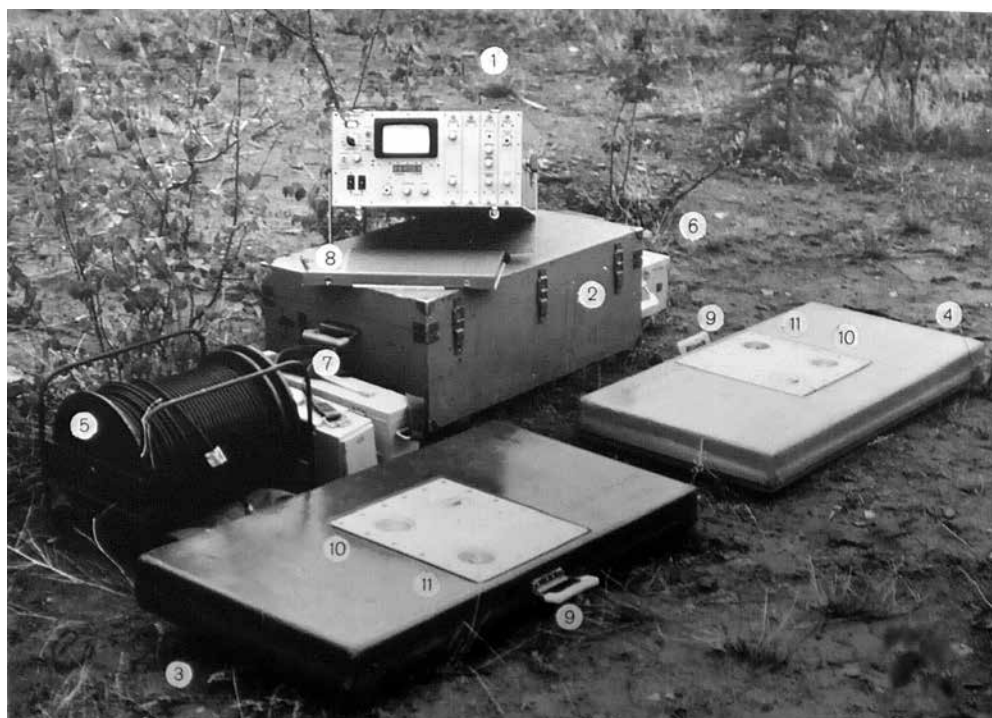


Рис. 2

Общий вид 17ГРЛ-1:

- 1 – устройство обработки и отображения информации (УООИ); 2 – ящик для транспортировки УООИ; 3 и 4 – антенны передающая и приемная; 5 – катушка с коаксиальным кабелем длиной 70 м; 6 – аккумулятор питания УООИ; 7 – аккумуляторы питания антенн; 8 – защитная крышка УООИ; 9 – ручки для переноски антенн; 10 – разъемы для подключения кабеля; 11 – разъемы для подключения аккумуляторов

Другой радиоконтрастной границей являлась резкая литологическая граница перехода мерзлых грунтов глинистого состава (озерно-болотных отложений) в грунты песчаного состава (фашии аллювиальных отложений). Эта граница фиксировалась уже не по спектральному (форме импульса), а по динамическому признаку – резкому уменьшению амплитуды импульса в средней части сигналов георадиолокации. В летне-осенний период года в верхней части инженерно-геологического разреза появлялась третья радиоконтрастная граница криогенного происхождения. Ею являлась граница талых грунтов сезонно-талого слоя и нижележащих мерзлых грунтов, то есть граница кровли вечномерзлой толщи долины р. Лены Туймаада. В большинстве случаев импульс, отраженный от этой границы, проявлял себя в начальной части сигналов георадиолокации на времени задержки после зондирующего импульса.

Каркас из трех опорных радиоконтрастных границ снижал риск принятия неправильных решений в распознавании геологической природы вспомогательных импульсов при их сопоставлении с границами мерзлых грунтов, установленными бурением скважин. В конечном итоге повышалась достоверность и точность оценок средних значений общей, интервальной и послойной скорости распространения электромагнитных волн в целом по разрезу мерзлой толщи долины Туймаада, а также в генетической совокупности мерзлых грунтов и в их отдельных литолого-криогенных разностях. Разумеется, такой кондиционный материал способствовал более точному определению глубины залегания границ мерзлых грунтов георадиолокацией, но для получения такого материала требовалось немалое время.

На опытном этапе, когда в 1985–1990 гг. после государственных испытаний георадиолокатора 17ГРЛ-1 по заданию НПО «Стройизыскания» ЯкутГИСИЗ начал изучение инженерно-геологических возможностей георадиолокации, определение значений скоростей было одной из основных задач и выполнялось на всех скважинах, пробуренных до глубины 5–15 м на 23 объектах изысканий в районе г. Якутска. Этим планомерным сбором значений скоростей были охвачены 98 скважин. Не вдаваясь в детали, отметим лишь главное, а именно: среднее значение скорости, оцененное по такому числу скважин, в слоях мерзлых грунтов глинисто-песчаного состава составило 0,114 м/нс при вариациях от 0,106 до 0,121 м/нс. По данным А.В. Омеляненко и Л.Л. Федоровой [6], полученным в лаборатории по пробам грунтов, отобранным из керна трех скважин, среднее значение скорости, вычисленное по вещественной части комплексной диэлектрической проницаемости, равно 0,125 м/нс при вариациях от 0,112 до 0,160 м/нс. Относительная разница средних значений незначительна и равна 9,2%. Однако более достоверной оценкой средней скорости, определен-

ной в условиях *in situ*, является значение 0,114 м/нс. Оно служило начальной оценкой для последующих определений глубины залегания границ мерзлых грунтов на втором (производственном) этапе применения георадиолокации, который начался в 1991 г. и завершился в 2005 г.

На втором этапе георадиолокация применялась с целью обоснованного снижения объемов буровых работ с оптимальным размещением минимально необходимого числа скважин на объектах изысканий. При этом главной задачей такого экономического подхода являлась задача детального изучения строения и состояния мерзлых грунтов на участках проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений различного назначения. Производственный период применения георадиолокации оказался плодотворным во всех отношениях, в частности для получения обширных сведений о скорости распространения электромагнитных волн в сфере теплового и механического взаимодействия мерзлых грунтов с инженерными сооружениями в пределах слоя годовых теплооборотов. Именно в это время удалось собрать максимально возможный объем фактического материала георадиолокации по 148 объектам изысканий, на которых были пробурены 1360 скважин.

По мере накопления фактического материала начальная оценка общей средней скорости (0,114 м/нс), определенная на первом этапе, корректировалась по принципу обратной связи между априорным и апостериорным значением. В окончательном виде (в 2005 г.) эта оценка с вероятностью 95% приняла значение $0,134 \pm 0,021$ м/нс для мерзлых грунтов и $0,075 \pm 0,032$ м/нс для грунтов, находящихся в оттаявшем состоянии с температурой выше нуля градусов. Более того, были получены надежные оценки средней скорости по всем литологическим и криогенным слоям мерзлых грунтов [5]. Этот фактический материал был успешно использован в 2006–2008 гг. на третьем (научном) этапе применения георадиолокации в Институте мерзлотоведения им. П.И. Мельникова (ИМЗ) СО РАН до полного физического и морального износа георадиолокатора 17ГРЛ-1. Все вместе взятое обеспечило надежной по объему и содержанию фактурологической основой статистические исследования ошибок георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов.

Статистический анализ ошибок георадиолокации

Ошибки георадиолокации, собранные в 1985–2008 гг. в количестве 1499 значений, охватывали весь спектр их изменчивости в долине Туймаада. К сожалению, из-за банкротства ЯкутГИСИЗ¹ доступ к неиспользованной информации по радиофизическим характеристикам мерзлых грунтов и средним ошибкам георадиолокации (около 7000 значений) навсегда остался потерян для исследова-

¹ ЯкутГИСИЗ был базовым трестом НПО «Стройизыскания» Госстроя РСФСР и выполнял изыскания на огромной территории Якутии. Архив ЯкутГИСИЗ содержал очень большой объем инженерно-геологической и иной информации. В конце 2014 г. ЯкутГИСИЗ был признан банкротом и перестал осуществлять свою деятельность. Местонахождение архива ЯкутГИСИЗ в настоящее время неизвестно.

дователей криолитозоны не только долины Туймаада, но и освоенных районов Якутии.

Статистический анализ ошибок георадиолокации выполнялся программой Stadia [4]. Тестовая проверка, выполненная по трем критериям: Колмогорова, омега-квадрат и хи-квадрат, показала, что с вероятностью 95% распределение ошибок с учетом их знака подчиняется нормальному закону. Если не учитывать знак и анализировать ошибки по модулю, то их распределение перестает соответствовать нормальному закону, хотя визуально тяготеет к нему. Близость средних значений ошибок отчасти подтверждает это решение (табл. 1). Однако более точно по параметрам положения (среднее значение 0,435 м) и формы (стандартное отклонение 0,134 м) вероятностное распределение ошибок по модулю теоретически аппроксимируется графиком логистического закона. Графики фактического (гистограмма) и теоретического (вариограмма) распределений ошибок показаны на рис. 3.

При большом равновероятном разбросе (от -1,91 до 2,02 м) возле практически нулевого сред-

неарифметического значения ошибки с вероятностью 70% сосредоточены в интервале $\pm 0,52$ м. У ошибок без учета знака, взятых по модулю, среднеарифметическое значение равно 0,43 м и с вероятностью 70% расположено в доверительном интервале (0,20–0,68) м.

Точность среднеарифметического значения модульной ошибки георадиолокации в определении глубины залегания границ мерзлых грунтов высока. С вероятностью 95% она практически не отличается от средней ошибки в генеральной совокупности бесконечно большого числа ошибок, которые мысленно можно было бы определить в каждой точке долины Туймаада. Разность между выборочной и генеральной средней ошибкой георадиолокации составляет $\pm 0,01$ м.

На долю ошибок (не более 0,3 м), сопоставимых с ошибками колонкового бурения скважин, приходится 30,3%. Доля ошибок (0,4–0,8) м, достаточных для изучения георадиолокацией строения мерзлых грунтов², максимальна и составляет 63,6%. На долю аномально высоких ошибок, неприемлемых для решения структурных задач георадиолокации (более 0,8 м), остается 6,1%.

При таком долевом раскладе ошибок георадиолокация с высокой вероятностью (93,9%) обеспечивает высокую точность детального изучения между опорными точками изыскательских скважин строения мерзлых грунтов в долине Туймаада. Такая особенность делает георадиолокацию поистине незаменимым методом на всех стадиях проектно-изыскательских работ и в особенности на начальных стадиях с опережением буровых работ. Причем не только в застраиваемой долине Туймаада, но и в сходной по инженерно-геологическим условиям Центрально-Якутской низменности. На обширной территории этой низменности также широко распространен до глубины 10–20 м мерзлый комплекс

Таблица 1
Описательная статистика ошибок георадиолокации в долине Туймаада

Ошибки в метрах	Со знаком	По модулю
Среднее арифметическое (СА)	0,01	0,43
Медианное среднее	0,00	0,42
Модальное среднее	-0,27	0,35
Стандартное отклонение	0,52	0,24
Коэффициент вариации, %	74,0	56,1
Минимальное значение	-1,91	0,00
Максимальное значение	+2,02	2,02
Количество определений ошибок	1499	1499
Надежность оценки СА на уровне 95%	0,03	0,01

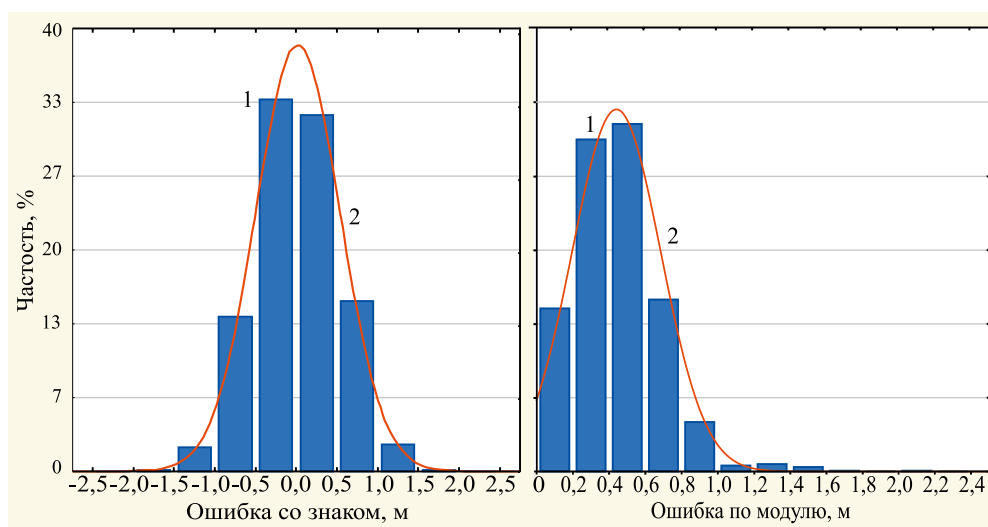


Рис. 3

Графики фактического (1) и теоретического (2) вероятностного распределения по нормальному закону ошибок георадиолокации в определении глубины залегания мерзлых грунтов в долине Туймаада. Объем выборочной совокупности 1499 определений

² Не превышающих половины длины зондирующего импульса [2] при использовании общей оценки средней скорости 0,137 м/нс с доверительным интервалом 0,113–0,155 м/нс.

Рис. 4

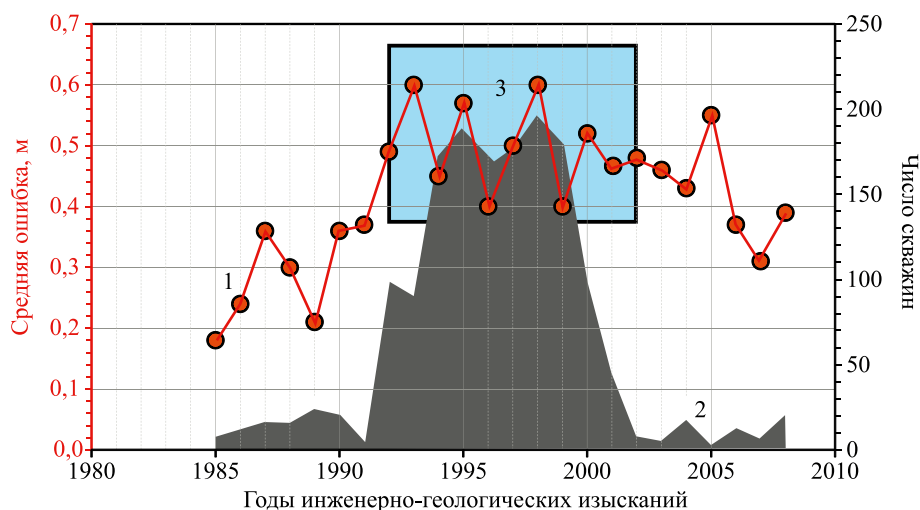
Динамика ошибок георадиолокации в определении глубины залегания грунтовых границ в долине Туймаада в зависимости от времени проведения инженерно-геологических изысканий и объемов буровых работ (числа скважин) в 1985–2008 гг.

Условные обозначения:

1 – график средних ошибок;

2 – график числа скважин;

3 – область стабилизации ошибок



озерно-болотных и аллювиальных отложений глинисто-песчаного состава.

Кроме общей средней ошибки георадиолокации, интерес представляют частные средние ошибки, полученные по результатам статистического анализа групповых выборок по слоям мерзлых грунтов разного литологического состава, а также по слоям талых грунтов и криопэгов³ и в целом по всей мерзлой толще отложений долины Туймаада (табл. 2, 3).

Из рассмотрения табл. 2 и 3 следует, что в целом глубина залегания границ талых грунтов и криопэгов в 2,2 раза точнее определяется георадиолокацией, нежели границы мерзлых грунтов и всей толщи отложений в долине Туймаада. Причина этому более высокая разрешающая способность георадио-

локации [2], обусловленная низкой скоростью распространения электромагнитной волны в талых грунтах и криопэгах, которая в 1,6 раза меньше, чем в мерзлых грунтах.

Как известно, достоверность статистических оценок прямо зависит от числа определений в выборочной совокупности исследуемого фактического материала. В общем, действует правило: чем больше выборка, тем точнее и надежнее становятся статистические оценки. Посмотрим, как действует это общее правило применительно к ошибкам георадиолокации в зависимости от объема выборки (числа скважин), распределенного на протяжении 23 лет (1985–2008 гг.).

Таблица 2

Статистика георадиолокации по слоям мерзлых грунтов и всей толще отложений долины Туймаада

Литотип слоев	Ошибки глубины залегания границ грунтов в метрах				Средняя скорость (м/нс)
	Минимальная	Максимальная	Средняя	Доверительный интервал 70%	
Суглинок	0,14	1,22	0,47	±0,19	0,132
Супесь	0,06	0,69	0,26	±0,12	0,111
Песок пылеватый	0,07	0,74	0,34	±0,15	0,120
Песок мелкий	0,04	0,27	0,14	±0,06	0,127
Песок средний	0,06	0,87	0,53	±0,15	0,131
Песок крупный	0,12	0,44	0,35	±0,14	0,147
Гравий и галька	0,09	1,28	0,69	±0,21	0,164
Вся мерзлая толща	0,00	1,83	0,62	±0,30	0,130

Таблица 3

Статистика георадиолокации талых грунтов и криопэгов

Литотип слоев	Ошибки глубины залегания границ грунтов в метрах				Средняя скорость (м/нс)
	Минимальная	Максимальная	Средняя	Доверительный интервал 70%	
Суглинок	0,00	0,39	0,21	±0,15	0,061
Супесь	0,16	0,35	0,25	±0,06	0,054
Песок пылеватый	0,05	0,31	0,23	±0,04	0,075
Песок мелкий	0,14	0,40	0,16	±0,05	0,090
Песок средний	0,15	0,39	0,30	±0,03	0,101
Песок крупный	0,00	0,22	0,14	±0,02	0,113
Гравий и галька	0,02	0,49	0,18	±0,12	0,121
Криопэги	0,04	0,26	0,11	±0,03	0,049

³ Мерзлые грунты с минерализованным поровым раствором, не замерзающим при температуре ниже нуля градусов по Цельсию.

Временная динамика средних ошибок георадиолокации показана на рис. 4.

Из него следует, что в периоды времени со сравнительно небольшим числом скважин (менее 30 в 1985–1991 и 2002–2008 гг.) ошибки ведут себя не только непредсказуемым образом, но и создают иллюзию о высокой точности георадиолокации. И лишь в 1992–2001 гг., когда ежегодное бурение превышало 50–100 скважин, происходит стабилизация ошибок возле значения 0,51 м. Это значение с разницей 0,08 м является усеченным вариантом достоверной общей средней ошибки, равной 0,43 м (см. табл. 1), оцененной за весь изученный период времени (1985–2008 гг.).

Таким образом, только при большом числе скважин (более 1000) выборочные оценки средней ошибки георадиолокации могут считаться достоверными и близкими к теоретическим оценкам генерального среднего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Благодаря статистическому анализу большого объема фактического материала, состоящего из 1499 изыскательских скважин, впервые в истории отечественной георадиолокации получена достоверная и точная выборочная оценка средней ошибки георадиолокации в определении глубины залегания границ грунтов в районе г. Якутска. Выборочная оценка средней ошибки (0,44 м) отличается от генеральной средней ошибки на 0,01 м. В 70% случаев значения средней ошибки распределены в интервале (0,20÷0,68) м.

При такой статистике георадиолокацию вправе рассматривать как высокоточный метод, рекомендуемый применять на начальных стадиях изысканий без данных бурения, а также при детальном изучении между изыскательскими скважинами строения мерзлой толщи отложений не только в долине Туймаада, но и в прилегающей части Центрально-Якутской низменности со сходным инженерно-геологическим строением. В таком предназначении наиболее точно с относительной ошибкой не более 3% решается георадиолокацией задача определения глубины залегания кровли коренных осадочных пород, слагающих основание долины р. Лены.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аппаратура 17ГРЛ-1.* Техническое описание и инструкция по эксплуатации (УВАИ,416459,001ТО). М.: ВНИИРТ, 1987. 45 с.
2. *Владов М.Л., Судакова М.С.* Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
3. *Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И.* Геологическое строение Большого Якутска // Региональная геология Якутии. Якутск: Изд-во Якутского гос. ун-та, 1995. С. 3–20.
4. *Кулаичев А.П.* Методы и средства комплексного анализа данных, 4-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во ФОРУМ: ИНФРА-М, 2006. 512 с.
5. *Нерадовский Л.Г.* Методическое руководство по изучению многолетнемерзлых пород методом динамической георадиолокации. М.: Изд-во РАН, 2009. 337 с. (серия «Избранные труды Российской школы по проблемам науки и технологий»: ежегод. изд. МСНТ / гл. ред. Н.П. Ершов).

6. *Омельяненко А.В., Федорова Л.Л.* Георадиолокационные исследования многолетнемерзлых пород. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. 136 с.

7. *Соловьев П.А.* Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.

8. *Спектор В.В., Бакулина Н.Т., Спектор В.Б.* Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на «Якутском разбое» // Геоморфология. 2008. № 1. С. 87–94.

9. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (Петрофизика).* Справочник геофизика. М.: Недра, 1976. 527 с.

REFERENCES

1. *17GRL-1 Instrument.* Technical Description and Operating Instructions (UVAI, 416459, 001 TO). Moscow: ARSRIRT, 1987. 45 p. (in Russian).
2. *Vladov ML, Sudakova MS.* Georadiolokaciya. Ground Probing Radar. From Physical Principles to Promising Directions. Moscow: GEOS, 2017. 240 p. (in Russian).
3. *Grinenko VS, Kamaletdinov VA, Slastenov YuL, Shcherbakov OI.* The geological structure of Greater Yakutsk. In: Regional Geology of Yakutia. Yakutsk: Izd-vo Yakutskogo gos. un-ta, 1995, pp. 3–20. (in Russian).
4. *Kulaichev AP.* Methods and Tools for Integrated Data Analysis, 4th Ed., remade and add. Moscow: Izd-vo FORUM: INFRA-M, 2006, 512 p. (in Russian).
5. *Neradovskii LG.* Guidelines for Permafrost Investigation by Dynamic GPR Method. Russian Academy of Sciences Press. Selected Papers of the Russian School for Science and Technology Problems Series, MCHT Annual Publ, ed. N.P. Ershov. Moscow: Izd-vo RAN, 2009, 337 p. (in Russian).
6. *Omelyanenko AV, Fedorova LL.* Geo-Radar & Location Studies of Permafrost Rocks. Yakutsk: Publishing House of YSC SB RAS, 2006. 136 p. (in Russian).
7. *Solovyev PA.* Permafrost in the Northern Part of the Lena-Amga Watershed. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1959. 144 p. (in Russian).
8. *Spektor VV, Bakulina NT, Spektor VB.* Relief and Age of alluvial Cover of The Lena River Valley on the Yakutsky Razboy. *Geomorfologiya.* 2008; (1): 87–94 (in Russian).
9. *Physical Properties of Rocks and Minerals (Petrophysics).* Reference of Geophysicist. Moscow: Nedra, 1976. 527 p. (in Russian).

Положительная рецензия 05.03.2020

ОБ АВТОРЕ

НЕРАДОВСКИЙ
Леонид Георгиевич



В 1973 г. окончил Иркутский политехнический институт по специальности «горный инженер-геофизик». Более 30 лет работал в Якутском тресте инженерно-строительных изысканий. Доктор технических наук. Область научных интересов: петрофизика мерзлых грунтов слоя годовых теплооборотов с применением методов малоглубинной геоэлектрики. Число публикаций: 5 монографий, 1 патент, 1 авторское свидетельство госрегистрации программы для ЭВМ и 109 публикаций в рецензируемых журналах и сборниках научных трудов международных и отечественных симпозиумов, конференций. В настоящий момент является старшим научным сотрудником лаборатории инженерной геокриологии ИМЗ СО РАН.

УДК 550.380, 550.384

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДАННЫХ ПЛОЩАДНЫХ МАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В КРЫМУ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИЙ БОДРАКСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Л.А. Золотая¹, М.В. Коснырева¹, А.Ю. Паленов¹, А.В. Филиппович¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, д. 1; e-mail: zolotaya@eago.ru

Аннотация. Магматические образования в Крыму изучаются геологами более ста лет. Эти исследования совершаются преимущественно методом натурных наблюдений, которые не могут дать ответ на многие важные вопросы о строении и генезисе этих образований. Магматические тела имеют высокие значения намагниченности, по сравнению с вмещающими породами, что является физическими предпосылками для применения магниторазведки. Статья посвящена анализу новых данных высокоточной площадной магнитной съемки масштаба 1:10000, выполненной на периферийной части Качинского антиклинория Крыма в районе реки Бодрак у села Трудолюбовка в комплексе с палеомагнитными исследованиями интрузий средней юры J₂bd. Авторы по площадным магнитным данным показывают вариант площадного картирования сложнорасположенного интрузивного комплекса и дополняют свои исследования построением магнитных моделей геологического разреза с учетом данных остаточной намагниченности, значения которой получены по данным отобранной палеомагнитной коллекции. Полученные результаты позволяют по-новому рассмотреть пространственно-временные соотношения интрузий бодракской свиты и вмещающих их горных пород на исследуемой территории.

Ключевые слова. Магматические образования в Крыму, палеомагнитные исследования интрузий средней юры, магнитное моделирование, палеомагнитные измерения.

COMPLEXING OF AREAL MAGNETIC DATA AND PALEOMAGNETIC STUDIES IN CRIMEA TO CLARIFY A GEOLOGICAL STRUCTURE OF BODRAK FORMATION INTRUSIONS OF THE MIDDLE JURASSIC

L.A. Zolotaya¹, M.V. Kosnyreva¹, A.Yu. Palenov¹, A.V. Philippovich¹¹ Lomonosov Moscow State University. GSP-1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russian Federation; e-mail: zolotaya@eago.ru

Abstract. Magmatic formations in Crimea have been studied by geologists for over a hundred years. These studies are carried out mainly by the method of field observations, which cannot answer many important questions about the structure and genesis of these formations. Magmatic bodies have high magnetization values in comparison with containing rocks, which is the physical prerequisite for use of magnetic prospecting. This article focuses on the analysis of new high-precision areal magnetic survey data at a scale of 1:10000, performed on peripheral part of the Kachinsky anticlinorium in Crimea, near to the Bodrak river and Trudolubovka village, in a complex with paleomagnetic studies of the Middle Jurassic J₂bd intrusions. The authors, using magnetic data, show a variant of areal mapping of a complexly deployed intrusive complex and supplement their studies with magnetic modeling of a geological section. Magnetic modeling was carried out taking into account a remanent magnetization data, which values were obtained from data of selected paleomagnetic collection. The results allow us to re-examine the spatiotemporal relationships between intrusions of the Bodrak formation and rocks enclosing them in the study area.

Key words. Magmatic formations in Crimea, paleomagnetic studies of Middle Jurassic intrusions, magnetic modeling, paleomagnetic measurements.

Исторический очерк исследований

В течение верхнего триаса и юры (до байоса включительно) в период геосинклинального этапа развития Крымского геосинклинального прогиба происходило внедрение основной магмы с образованием пластовых интрузий. Эти тела долгое время оставались почти неизвестными, и в начале шестидесятых годов двадцатого века они были исследованы В.И. Лебединским (1962) и А.И. Шалимовым (1963). Пластовые интрузии залегают преимущественно среди флишевых отложений таврической серии (верхний триас – лейас) и значительно реже встречаются в более молодых образованиях, относимых к байосским. Поле наиболее широкого проявления силлов расположено в пределах Качинского антиклинория, тяготея к северо-западному кры-

лу последнего. Здесь в верховьях Альмы, Салгира и Бодрака сосредоточено несколько десятков пластовых интрузий разных размеров, протяженности и дислоцированности. Большинство их залегает среди пород верхнего триаса. Пластовые интрузии среди терригенных среднеюрских отложений известны у с. Трудолюбовка (Кочурова, 1960).

Вещественный состав пластовых интрузий довольно однообразен, они сложены габбро-диабазами и их порфиоровыми разновидностями, диабазами, реже кварцевыми габбро-диабазами, альбитофирами и порфиритами.

Особенностью всех силлов является резко выраженное зональное изменение структурно-текстурных типов слагающих их пород от контактов к центру при наличии постепенных переходов

между ними. Мощность пластовых интрузий меняется от полуметра до нескольких метров, в редких случаях достигает 10–15 м, но в пределах одного тела мощность выдержанная, сколько-нибудь заметных пережимов и раздувов не встречается. По простиранию пластовые интрузии обычно удается проследить на десятки и сотни метров, в отдельных же случаях в пределах слабонарушенных блоков таврической серии они прослеживаются на несколько километров. Так, например, уже в верховьях Бодрака силл габбро-диабазы мощностью 5,2 м располагается в блоке моноклинально залегающих отложений таврической серии и прослеживается по простиранию на 3,5 км.

Небольшие расстояния, на которые прослеживаются большинство интрузий, чаще обусловлены не малыми их размерами, а наличием многочисленных поперечных нарушений типа сбросов, смещающих и уводящих смещенные блоки за пределы обнаженных участков. Мелкие поперечные нарушения с видимыми амплитудами перемещения в несколько и десятки метров наблюдались во многих пластовых интрузиях.

Морфология пластовых тел и отчетливо согласный характер их контактов по отношению к вмещающим породам наряду с отсутствием признаков, свидетельствующих о механической активности магмы в момент внедрения, убедительно свидетельствуют в пользу доскладчатого происхождения этих интрузий. Только в нескладчатых, еще слабо консолидированных отложениях магма могла свободно проникать между слоями и распространяться на значительные расстояния. На рисунке 1 приведен фрагмент геологической карты масштаба 1:25000, отражающей область распространения вулканогенно-осадочных пород средней юры.

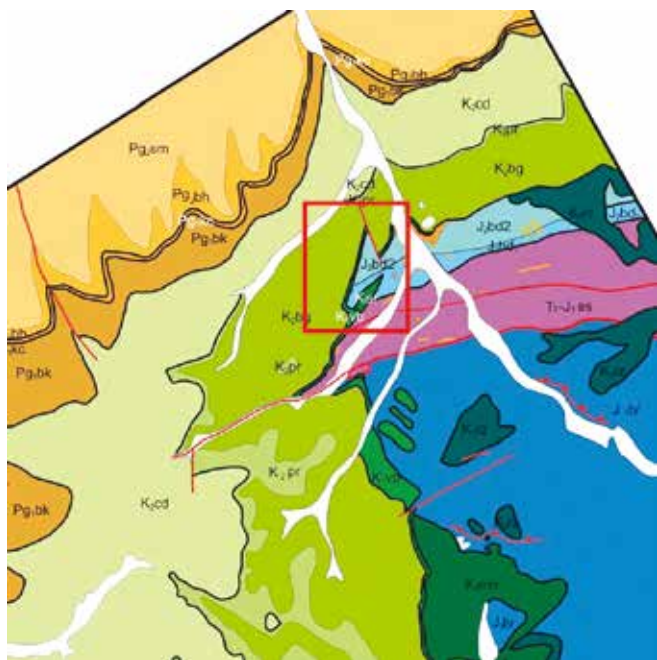


Рис. 1

Фрагмент геологической карты масштаба 1:25000. Никишин, 2010 (красным прямоугольником обозначен участок геофизических исследований)

Определение точных возрастных границ для отдельных интрузий затруднительно, так как складчатые структуры в верхнетриасовом – нижнеюрском бассейне росли постепенно. Точная датировка пластовых интрузий может быть сделана при условии установления возраста вмещающих пород и локальных несогласий, развивавшихся на отдельных растущих поднятиях. Эти представления подтверждаются и данными абсолютной геохронологии. Возраст пластовых интрузий варьируется от 206 млн лет (по данным А.И. Шалимова, 1963) до 154 млн лет (по данным А.В. Фирсова, 1963).

Общеизвестно, что палеомагнетизм обеспечивает уточнение стратиграфических корреляций и геохронологических калибровок для формирования представлений о генезисе изучаемых интрузивных пород. Поэтому авторы статьи поставили своей задачей картирование даечного комплекса средней юры J₂bd по материалам площадных высокоточных магнитных съемок и построение магнитных моделей геологического разреза с учетом индуцированной и остаточной намагниченности. Такой подход позволяет дать дополнительную информацию о геолого-тектоническом строении вулканогенно-осадочного комплекса.

История палеомагнитных исследований магматических и осадочных комплексов Крыма насчитывает уже более сорока лет, однако обзор доступных литературных источников (Корнейко, Веселовский, 2013) показывает, что использование палеомагнитных данных с целью построения палеотектонических реконструкций и решения локальных структурных задач затруднено. В случае с объектами среднеюрского возраста это связано с низкой надежностью опубликованных данных. В XX веке наиболее масштабные и представительные палеомагнитные исследования в основном юрских магматических и осадочных комплексов Горного Крыма выполнены в 1986–1991 гг. Д.М. Печерским с соавторами (Печерский и др., 1991, 1993). В то же время в пределах второй гряды Крымских гор широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела магматических пород среднего и основного состава, внедренные в толщу триасово-юрских осадочных пород (Спирidonov, 1990). Палеомагнитные исследования этих объектов носили фрагментарный характер (Юдин, 2007; Meijers, 2010), хотя надежные палеомагнитные данные о них имеют большое значение для решения ряда задач структурной геологии. Полученные недавно ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Meijers, 2010) и U-Pb (Морозова и др., 2012) изотопными методами датировки магматических тел в долине р. Бодрак свидетельствуют об их близком среднеюрском (байосском) возрасте, что делает их первостепенными объектами для палеомагнитных исследований на современном методическом уровне.

В 2010–2011 гг. палеомагнитные исследования были возобновлены в долине р. Бодрак (Бахчисарайский район) под руководством профессора МГУ Р.В. Веселовского, в ходе которых были опробова-

ны интрузивные и вулканогенно-осадочные породы байосского возраста (рис. 2).

По результатам этих исследований было установлено, что естественная остаточная намагниченность большинства образцов является суммой двух компонент намагниченности: низкотемпературной (20–120 °С) (она же низкокоэрцитивная) вязкой природы и современного возраста и наиболее стабильной характеристической компоненты (деблокирующие температуры до 620 °С). Был установлен интересный факт, что среднее направление стабильной компоненты намагниченности силла Короновского (точка 1 на рис. 2), в отличие от восьми других объектов (в том числе и точки 8), имеет обратную полярность и антиподально среднему палеомагнитному направлению компоненты прямой полярности.

Для объяснения причин наблюдаемого различия палеомагнитных направлений в соответствующих объектах необходимы дополнительные исследования. Наличие биполярной компоненты намагниченности может рассматриваться как указание на первичность наиболее стабильной компоненты намагниченности интрузивных тел долины р. Бодрак. Кроме того, наличие противоположно направленных компонент намагниченности в расположенных друг от друга на расстоянии 300 м объектах (силла Короновского и туфопесчаники «байосского цирка») позволило им (Корнейко, Веселовский, 2013) предполагать отсутствие регионального перемагничивания в районе исследований. А также совпадение направлений стабильной компоненты намагниченности в субвулканических телах и туфопесчаниках бодракской свиты (обнажение «байосский цирк») позволяет говорить о том, что внедрение этих тел происходило до дислокации вулканогенно-осадочной толщи. Этими исследователями был сделан вывод, что, с одной стороны, нельзя полностью исключить из рассмотрения возможность перемагничивания бодракской свиты после ее дислокации, но до внедрения силла Короновского, а с другой – этот сценарий кажется маловероятным в силу отсутствия видимых источников такого перемагничивания. Из отмеченного совпадения направлений стабильных компонент намагниченности в изученных объектах также следует, что все исследованные интрузивные тела принадлежат единому тектоническому блоку, который был дислоцирован в после-байосское время. Степень дислокации определяется средними элементами залегания бодракской свиты в обнажении «байосский цирк» (азимут падения СЗ 330°, угол падения 60°).

По опубликованным геологическим данным (Спиридонов, 1990), было известно, что в районе с. Трудолюбовка широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела магматических пород среднего и основного состава, относящиеся к бодракской свите карадагской серии (средняя юра), внедренные в толщу таврической серии (или ее фациального аналога – эскиординской свиты) триасово-юрских осадочных пород. Считается, что формирование интрузивных тел происходило в четыре фазы магма-



Рис. 2
Схема расположения отбора коллекции образцов для палеомагнитных исследований (1 – силла Короновского, 8 – «байосский цирк», расположение площадной магнитной съемки)

тической активности, что отражается в их сложном строении.

Вопрос о залегании изученных субвулканических тел спорный. Вулканогенно-осадочные породы бодракской свиты, обнажающиеся в узкой полосе северо-восточного простирания в районе с. Трудолюбовка, залегают с крутыми углами падения на северо-запад (до 40–60° и более), что свидетельствует об их дислокации в период со средней юры (байосский век) до раннего мела (валанжин – готерив), поскольку наиболее молодые отложения нижнего мела залегают в долине р. Бодрак с малыми углами падения (несколько градусов). Из геологической ситуации, однако, остается неясным, происходило внедрение субвулканических тел в бодракскую свиту до, во время или после ее дислокации. Повторим, что современное залегание силла Короновского (азимут простирания – 40÷50° СВ, угол падения – 40° СЗ) можно рассматривать либо как первичное, если внедрение магмы происходило в уже дислоцированные породы бодракской свиты, либо как вторичное, если образование силла произошло до дислокации вулканогенно-осадочной толщи (Спиридонов и др., 1990).

На рисунке 3 представлена обобщенная схема размещения интрузивных и субвулканических образований в районе среднего течения р. Бодрак в окрестностях с. Трудолюбовка, который относится к юго-западной части Качинского поднятия Горного Крыма. Отчетливо видно, что магматические тела среднеюрского возраста J₂bd имеют различный состав, простирание и горизонтальные мощности. В составе бодракской свиты выделяют три пачки. В левом борту долины р. Бодрак у с. Трудолюбовка доступны для непосредственного изучения в обнажении «байосский цирк» породы средней пачки, представленные туфопесчаниками и туфоалевролитами зеленовато-серого цвета.

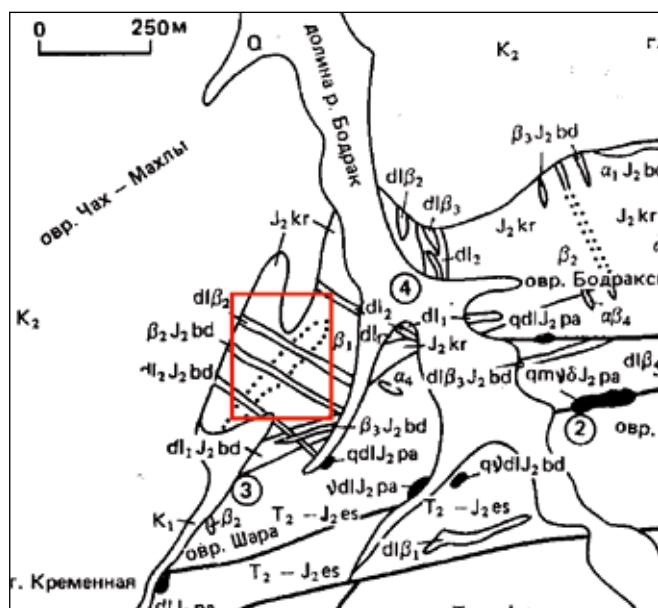


Рис. 3

Схема размещения интрузивных и субвулканических образований (Спиридонов, 1990).

Красным прямоугольником показана площадь исследований, пунктирной линией – предполагаемые магматические образования

По опубликованным данным, туфопесчаники бодракской свиты в этом обнажении имеют наклонное залегание: азимут падения – северо-запад (330°), угол падения – 60° (приведены средние значения). Возраст пород интрузивного комплекса по данным $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ - и U-Pb -методов для базальтов (с. Трудолюбовка по пути к обнажению «байосский цирк») – $158,3 \pm 7,0$ млн лет ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$, плагиоклаз); базальтовые лавы за гостиницей в с. Трудолюбовка – $165,7 \pm 1,3$ млн лет ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$, валовая проба); джидайская интрузия (правобережье р. Бодрак) – $169,7 \pm 1,5$ млн лет (U-Pb , shrimp, цирконы) (Meijers, 2010; Морозова и др., 2012).

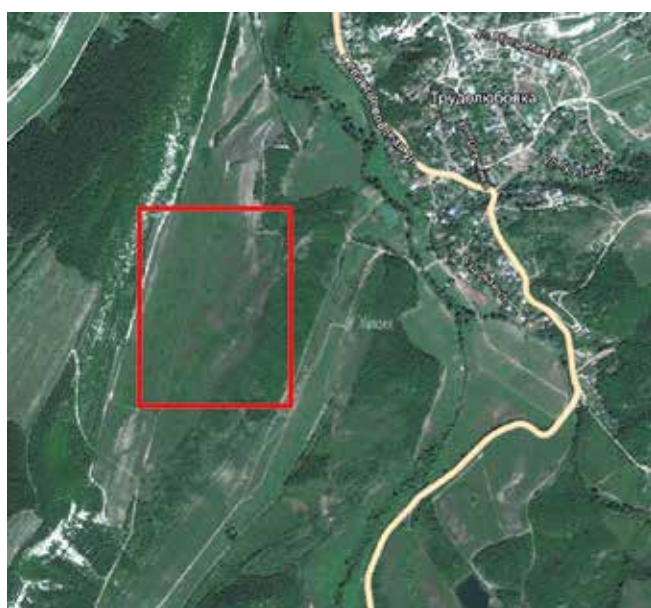


Рис. 4

Местоположение площади магнитной съемки (красный квадрат)

Несмотря на длительное изучение магматических образований Крыма, до настоящего времени ряд вопросов по строению вулканогенно-осадочной толщи остается дискуссионным, поэтому в 2019 г. было принято решение продолжить палеомагнитные изыскания, дополнив их материалами высокоточной площадной магнитной съемки (рис. 4).

В рамках полевых учебных практик геологического факультета МГУ магнитные съемки проводятся на северо-восточном склоне г. Кременной более полувека. В 2019 г. была выполнена самая детальная площадная магнитная съемка масштаба 1:1000

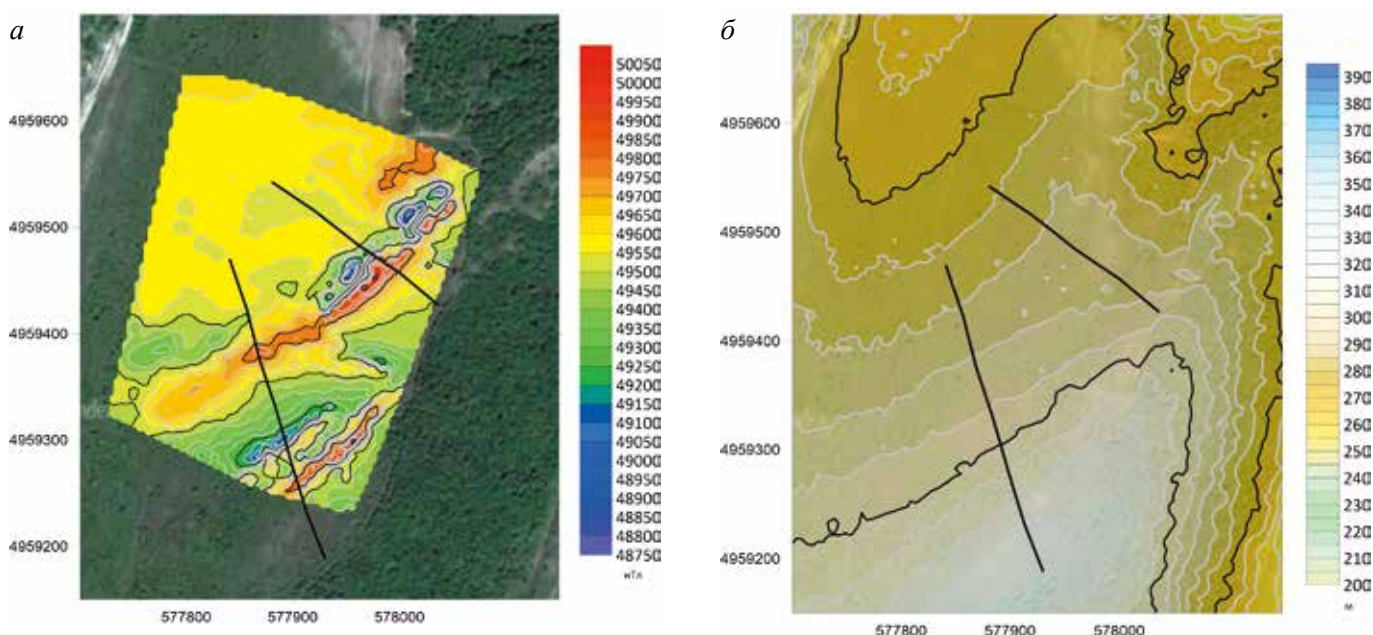


Рис. 5

а – карта магнитных аномалий в абсолютных значениях вектора T с положением интерпретационных профилей (сечение изодинам 50 нТл); б – карта рельефа изучаемой площади

на площади размером 350×200 м. Участок исследования располагался на левом борту р. Бодрак, недалеко от с. Трудолюбовка Бахчисарайского района, где, по априорной информации, на небольшой глубине расположены интрузивные и субвулканические образования (рис. 4). Также были проведены детальные (с шагом 2 м) измерения полного вектора магнитной индукции T вдоль двух интерпретационных профилей протяженностью 200 и 300 м (рис. 5), дополненные изменениями магнитной восприимчивости (каппаметрия) на 19 обнажениях и отбором ориентированных образцов интрузий для лабораторных палеомагнитных исследований (25 образцов).

На рисунке 5, а представлена карта магнитного поля в абсолютных значениях вектора T . Точность магнитной съемки составила $\pm 7,5$ нТл, что позволило детально изучить морфологию магнитного поля. Съемка выполнялась высокоточным магнитометром MMPOS-1 с синхронизированным GPS Garmin 60csx. Параллельно с магнитной съемкой производилась съемка цифровой модели местности с использованием беспилотного летательного аппарата, представленная на рисунке 5, б. На местности выделяются сильные перепады рельефа, на интерпретационных профилях они составляют порядка 40 м. Магнитные аномалии хорошо коррелируют с локальными возвышенностями рельефа.

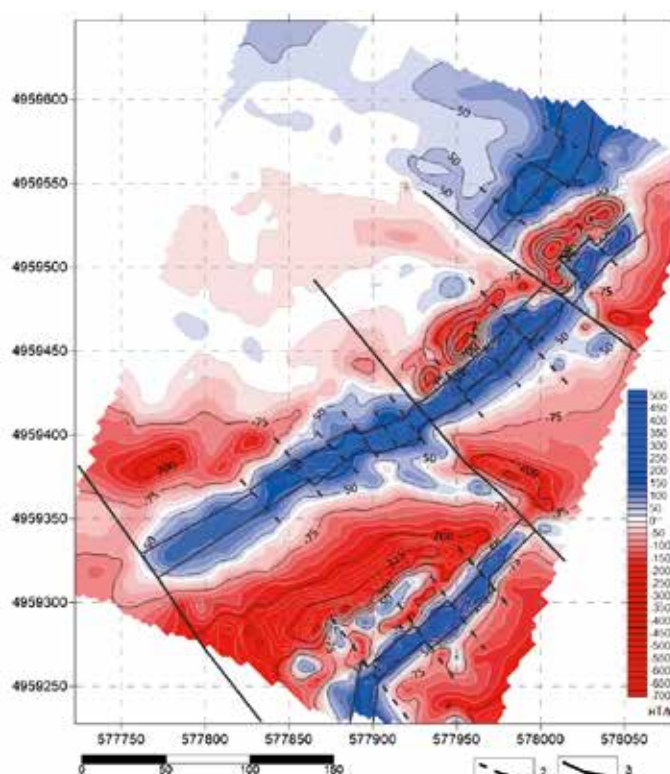


Рис. 6

Карта локальных магнитных аномалий ΔT с элементами геологического картирования

Интерпретация результатов магнитной съемки

В ходе обработки данных магнитной съемки была построена карта локальных аномалий ΔT (рис. 6), которая легла в основу геологического картирования пространственного положения даечного интрузивного комплекса.

Анализ морфологии представленной карты позволяет сделать следующие выводы:

1. Наблюдаются две протяженные (от 150 до 250 м) сложнопостроенные знакопеременные магнитные аномалии с интенсивностью от 350 до 950 нТл, ось которых имеет ярко выраженное северо-восточное простирание.

2. Размеры магнитных аномалий вкрест простирания варьируют в пределах от 10 до 25 м.

3. Наблюдается множество смещений осей локальных аномалий, которые указывают на присутствие тектонических нарушений преимущественно северо-западного простирания, что согласуется с вышеописанными геолого-тектоническими данными.

Качественная интерпретация. Карта локальных аномалий ΔT (рис. 6) легла в основу схемы геологического картирования изученной площади. На рисунке 7 представлена схема пространственного положения интрузивного комплекса J_2bd , которая привносит существенно новую геолого-тектоническую информацию.

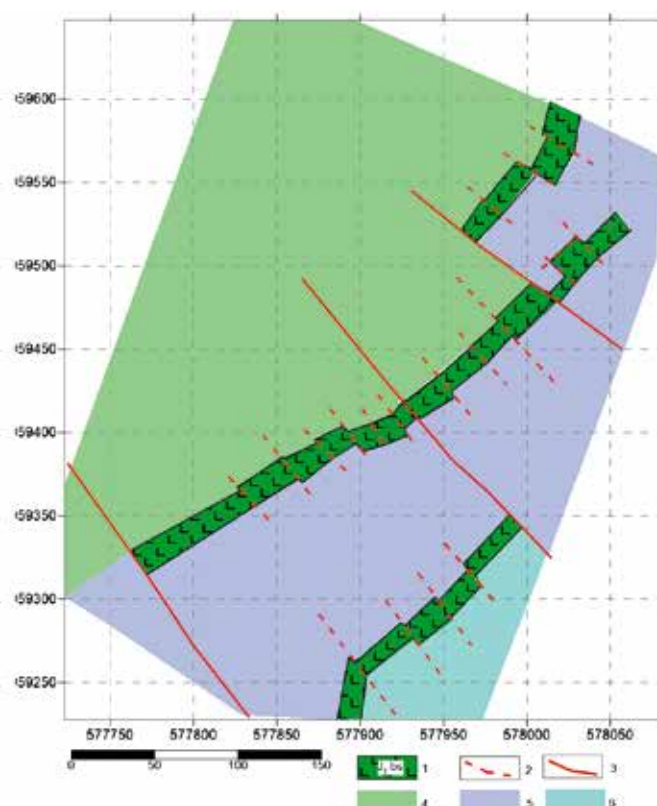


Рис. 7

Схема геологического картирования интрузий бодракской свиты J_2bd с элементами тектонических нарушений

1 – интрузивный комплекс; 2, 3 – разрывные нарушения; 4 – меловые отложения; 5 – породы таврической серии; 6 – породы эскиординской свиты

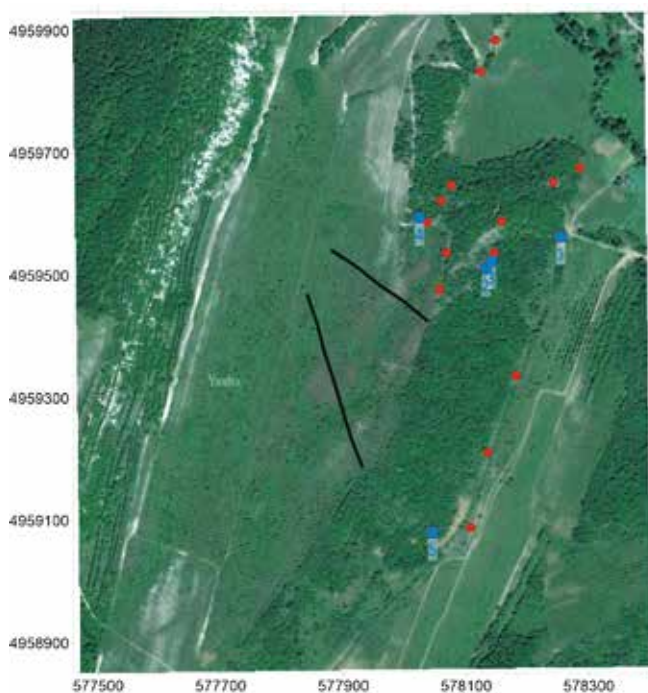


Рис. 8

Местоположение точек измерения каппаметрии на обнажениях магматических пород (красные точки), точек отбора образцов для палеомагнитных исследований (синие точки) и интерпретационных профилей (черный цвет)

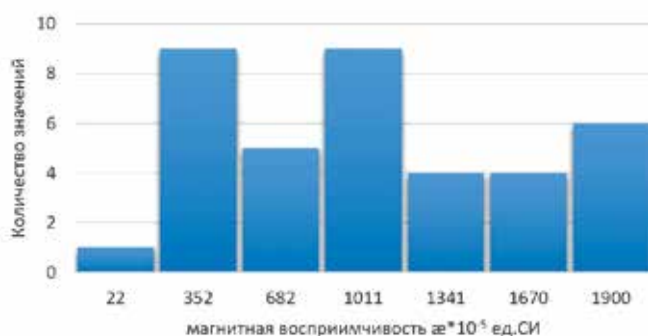


Рис. 9

Гистограмма распределения магнитной восприимчивости интрузий бодракской свиты по измерениям на обнажениях

Как было сказано выше, на площади исследований были выполнены два интерпретационных профиля вкрест интересующих нас аномалий (200 и 300 м с шагом по профилю 2 м), на которых максимальная амплитуда магнитных аномалий составила 900 нТл. Чтобы перейти к решению обратной задачи магнито-разведки, для получения оценок глубин верхних кромок интрузивных тел вначале были проанализированы материалы по измерениям магнитной восприимчивости на обнажениях этого комплекса. На рисунке 8 показаны места измерений магнитной восприимчивости с помощью портативного каппаметра КТ-5 (Чехия), которые охватывают выходы магматических пород в районе площади исследований (19 точек измерений). Измерения выполнялись по стандартной методике по 40 замеров на точке для дальнейшей статистической обработки.

Полученные статистические результаты распределения магнитной восприимчивости (χ) интрузивных пород представлены на гистограмме (рис. 9). Как видно из рисунка, породы изучаемого вулканогенно-осадочного комплекса средней юры характеризуются очень большим разбросом χ : минимальное $22 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, максимальное – $1900 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Анализируя представленные данные, можно выделить три типа пород:

1) слабомагнитные $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ – $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, представленные туфопесчаниками,

2) среднемагнитные (интрузивные) – $1000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ,

3) сильномагнитные (интрузивные) – $1300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ – $2000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Следует отметить, что полученные значения χ хорошо коррелируют с измерениями магнитной восприимчивости, полученными в лаборатории автора статьи, результаты которых приведены далее.

Для палеомагнитных исследований было отобрано 25 ориентированных образцов интрузий размером 7×7 см (рис. 8).

Все изверженные породы обладают по меньшей мере двумя видами намагниченности: остаточной J_n и индуцированной J_i . Суммарная намагниченность магматических горных пород – это всегда векторная сумма намагниченностей двух типов. Принято по направлению намагниченности выделять прямую, направленную к центру Земли, и противоположного направления – обратную намагниченность.

Измерения параметров остаточной намагниченности на собранной коллекции образцов проводились по стандартной методике (Палеомагнитология, 1982; Таухе et al., 2016) в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН под руководством профессора Р.В. Веселовского.

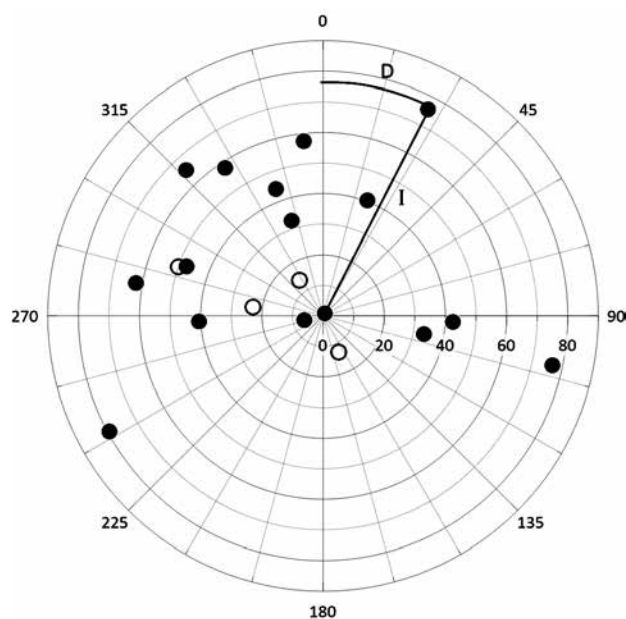


Рис. 10

Распределение направлений вектора остаточной намагниченности палеомагнитной коллекции

Измерения естественной остаточной намагниченности образцов выполнены на криогенном (SQUID) магнитометре 2G Enterprises (США) с чувствительностью прибора $1 \cdot 10^{-7}$ А/м. Измерения магнитной восприимчивости образцов производились на каппабриджах Bartington MS2 и MFK1-FA (AGICO, Чехия), чувствительность прибора составляет $2 \cdot 10^{-8}$ ед. СИ. В таблице 1 приведены результаты измерений остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости по изученной коллекции.

Склонения векторов остаточной намагниченности преимущественно лежат в северном направлении. Наклонения векторов для точек 1–4 лежат в диапазоне $39\text{--}64^\circ$, что говорит о намагничении сонаправленно современному магнитному полю Земли. Образцы с точки номер 5 (силл Короновского) имеют обратную намагниченность. Намагниченность

отобранных образований бодракской свиты достаточно слабая, лежит в пределах от 0 до $0,85$ А/м.

На рисунке 10 приведены палеомагнитные направления изученных объектов в географической системе координат. По радиальной оси отложены модули наклонения векторов остаточной намагниченности, углами отмечены углы склонения. Черным цветом отмечены образцы с прямой намагниченностью, окружностями отмечены образцы с обратной намагниченностью. Анализ показывает, что в изученных образцах «байосского цирка» преобладают северо-западные направления с большим разбросом значений наклонения вектора намагниченности, а также обратная намагниченность, пространственно связанная с силлом Короновского.

Таблица 1

Точка отбора образцов (рис. 8)	№ образца	J_n , А/м	D (в градусах) – склонение J_n	I (в градусах) – наклонение J_n	Магнитная восприимчивость 10^{-5} ед. СИ
1	1	0,00	277,2	-23	28,00
	2	0,21	100,3	33,5	1846,26
	3	0,30	26,9	75,8	1483,21
	4	0,26	280	62,1	1383,20
	5	0,15	21	40,4	1310,19
2	7	0,58	290	47,5	1379,20
	8	0,71	326,5	58	1474,21
3	9	0,67	341,7	32,7	1863,27
	10	0,69	339,6	44,2	1909,27
	11	0,85	267,4	40,6	1169,17
	12	0,00	257,1	6,3	27,00
4	13	0,18	353,7	57,5	396,06
	14	0,29	316,8	65,4	601,09
	15	0,27	241,6	79,4	733,10
	16	1,98	157	-13,2	617,09
	17	0,41	33,5	1	858,12
	18	0,16	102,2	76,7	344,05
	20	0,53	92,7	42,5	669,10
5	21	0,18	288,7	-49,6	789,11
	23	0,17	326,4	-14	704,10

Таблица 2

№	Объект	Палеомагнитные направления в географической системе координат (Веселовский, 2011)		
		n/N	D°	I°
1	Силл Короновского	16/15	213,80	-70,8
2	Шток (старая каменоломня, овраг Шара)	12/10	35,80	59,4
3	Дайка в 500 м на север от остановки «Трудолюбовка»	12/10	48,30	69,9
8	Туфопесчаники («байосский цирк»)	13/10	4,60	57,1

Примечания. n – число обработанных образцов, N – число результативных образцов; D, I – склонение и наклонение палеомагнитного направления, соответственно.

Полученные палеомагнитные данные были сопоставлены с данными, полученными в 2010–2011 гг. Р.М. Веселовским (рис. 2). Результаты измерений направлений остаточной намагниченности образцов для точек, расположенных поблизости от исследуемой авторами статьи площади, представлены в таблице 2. Важно отметить, что независимые исследования 2010 и 2019 гг. надежно устанавливают прямую намагниченность вулканогенно-осадочных образований «байосский цирк» и обратную намагниченность силла Короновского.

На заключительном этапе исследований была решена обратная задача магниторазведки – построение магнитных моделей вдоль интерпретационных профилей. В качестве исходных данных использовались значения локальных магнитных аномалий вдоль профилей и далее методом подбора было проведено 2D магнитное моделирование в программе GM-SYS.

В качестве параметров интрузивных тел задавалась их геометрия и магнитные свойства: магнитная восприимчивость χ , данные вектора остаточной намагниченности – его амплитуда, склонение и наклонение. Остаточная намагниченность тел в модели основывается на результатах исследований, приведенных выше. На рисунке 11 представлен пример магнитной модели вдоль южного профиля, магнитные параметры тел в которой: магнитная восприимчивость 0,02 ед. СИ, амплитуда вектора остаточной намагниченности 0,8 А/м, наклонение 60°, склонение 0°. По данным полевой капаметрии, магнитные свойства верхней вулканогенно-осадочной толщи и вмещающих пород таврической серии на два порядка ниже, а соответственно, не создают существенного магнитного эффекта.

Результаты магнитного моделирования позволили оценить горизонтальную мощность тел, которая варьирует от первых до 25 м. В районе пикетов 180–240 интрузивные тела залегают близко к поверхности, на уровне 2–3 м. В северо-западной части профиля, в районе 80-го пикета, наблюдается погружение мощного (25 м) интрузивного тела до уровня 10 м. Падение интрузивных тел, обозначенных на профиле, варьирует от субвертикального (в районе 240-го пикета) до 70° на северо-западе в районе 80-го пикета. Таким образом, проведенный

комплексный анализ данных площадных магнитных и палеомагнитных исследований в Бахчисарайском районе позволил уточнить геологическое строение интрузий бодракской свиты средней юры и сделать следующие выводы.

- На площади исследования по магнитным данным уверенно картируются две сложнопостроенные протяженные (до 350 м) системы даечного комплекса средней юры северо-восточного простирания.

- Анализ морфологии магнитных аномалий над интрузиями позволил наметить положение серии разрывных нарушений в аномалиях северо-западного простирания, разделяющих даечную систему на блоки средними размерами по простиранию 25–30 м.

- Построенная серия магнитных моделей позволила определить глубины залегания даек в юго-восточной части профиля в интервале 2–3 м от поверхности, а в северо-западной на уровне 10 м. При моделировании было установлено, что углы падения интрузивных тел близки к субвертикальным.

Подтвержденное нашими исследованиями наличие противоположно направленных компонент намагниченности в указанных двух объектах, расположенных на расстоянии 300 м один от другого (силл Короновского и магматические образования в районе «байосского цирка»), заставляет продолжать искать ответы на вопрос, какова природа появления разнополярных намагниченностей для интрузивных пород на столь малом расстоянии их расположения. Нельзя забывать, что при палеомагнитных исследованиях существует принцип «гипотеза сохранения», которая означает, что приобретенная первичная намагниченность сохраняется до настоящего времени и принципиально может быть выделена из суммарной многокомпонентной естественной остаточной намагниченности. Гипотеза предполагает, что вектор J_n может содержать ряд остаточных намагниченностей, приобретенных горными породами за все время своего существования. Например, первичная намагниченность может быть термоостаточной и одновременно до складчатой, а может возникнуть под действием динамических нагрузок (эффект Виллари) в процессе тектонической активизации. Авторы планируют

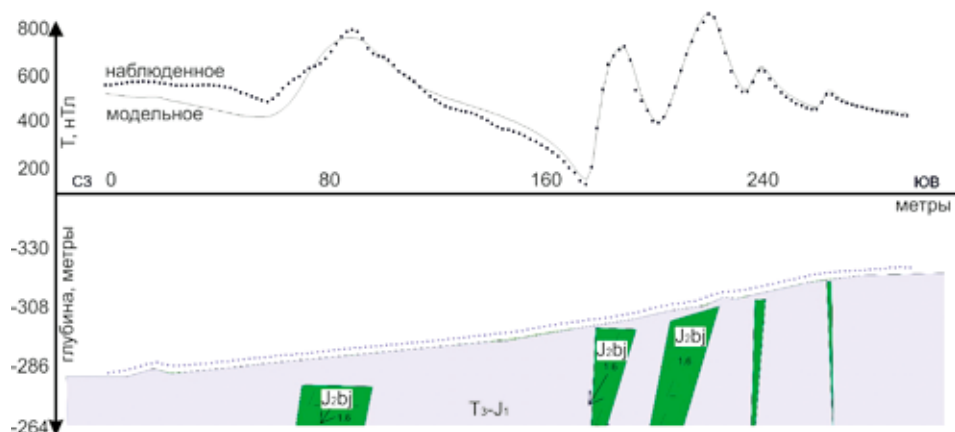


Рис. 11
Результаты магнитного моделирования интрузивных горных пород вдоль южного интерпретационного профиля

продолжить изучение палеомагнитных свойств магматических образований средней юры и рассчитывают, что учет этого принципа позволит дать важную информацию о геологических процессах, связанных с формированием интрузивного комплекса этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимова А.А., Веселовский Р.В. Палеомагнетизм интрузивных тел и туфопесчаников среднеюрского возраста Горного Крыма // Материалы всероссийской конференции «Динамическая геология в XXI веке: проблемы и перспективы». Москва, 2013 г.
2. Корнейко А.А., Веселовский Р.В. Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) // Вестник московского университета. Серия 4. Геология. 2013. № 4.
3. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
4. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1, 2. Бюллетень московского общества испытателей природы. Отделение геологии. 1990. Выпуск 4.
5. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
6. Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела юго-западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 3–15.
7. McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 1.
8. Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F., Van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism. 4th Web Edition. 2016.

Авторы статьи выражают благодарность профессору МГУ Р.В. Веселовскому за помощь в подготовке полевых палеомагнитных работ, обработке, интерпретации результатов и выражают надежду на продолжение совместных магнитных исследований в Крыму.

REFERENCES

1. Gerasimova AA, Veselovsky RV. Dynamic geology in the XXI century: problems and prospects. Materials of the All-Russian Conference. Moscow, November 22–23, 2013. Paleomagnetism of intrusive bodies and tuff sandstones of the Middle Jurassic age of the Mountain Crimea. P. 10–11 (in Russian).
2. Korneyko AA, Veselovsky RV. New data on paleomagnetism of the Middle Jurassic igneous complex of the river valley Bodrak (Mountain Crimea). Vestnik of Moscow University. Series 4. Geology. 2013. № 4 (in Russian).
3. Pechersky DM, Safonov VA. Palinspastic reconstructions of the Crimean Mountains in the Middle Jurassic – Early Cretaceous based on paleomagnetic data. Geotectonica. 1993; (1): 96–105 (in Russian).
4. Spiridonov EM, Fedorov TO, Ryakhovsky VM. Magmatic formations of the Crimean Mountains. Article 1, 2. Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Department of Geology. 1990. Issue 4 (in Russian).
5. Hramov AN, Goncharov GI, Komissarova RA et al. Paleomagnetology. Leningrad: Nedra. 1982. 312 p. (in Russian).
6. Yampolskaya OB, Baraboshkin EYu, Guzhikov AYU et al. Paleomagnetic section of the Lower Cretaceous of southwestern Crimea. Moscow State University Bulletin. Ser. 4. Geology. 2006; (1): 3–15 (in Russian).
7. McFadden PL, McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism. Geophys. J. Int. 1990. V. 1.
8. Tauxe L, Banerjee SK, Butler RF, Van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism. 4th Web Edition. 2016.

Положительная рецензия 05.03.2020

ОБ АВТОРАХ

ЗОЛОТАЯ

Людмила Алексеевна



Окончила кафедру геофизики геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Кандидат геолого-минералогических наук, заслуженный преподаватель, доцент кафедры геофизики. Область научных интересов в основном связана с изучением геофизических полей почв, рудных объектов, метеоритных кратеров и археологических объектов. Автор 14 монографий и более 130 научных публикаций.

ПАЛЕНОВ

Андрей Юрьевич



Окончил в 2001 году кафедру геофизических методов исследований земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В настоящий момент работает в должности ассистента кафедры. Область научных интересов имеет широкий диапазон, на текущий момент активно занимается разработкой методических основ аэромагнитных съемок с использованием беспилотных летательных аппаратов. Автор 30 научных публикаций и соавтор 5 книг.

КОСНЫРЕВА

Мария Владимировна



Окончила кафедру геофизических методов исследований земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова в 2000 году. Кандидат геолого-минералогических наук. Работает на кафедре геофизики в должности ассистента. Область научных интересов связана с проблемами обработки и интерпретации данных магниторазведки. Автор 8 монографий и более 60 научных публикаций.

ФИЛИППОВИЧ

Алексей Валерьевич



Аспирант кафедры геофизических методов исследований земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. В настоящий момент совмещает учебу в аспирантуре с работой в качестве геофизика в ООО «Геолэб».



УРАЛЬСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
НИЛ КВАНТОВОЙ МАГНИТОМЕТРИИ



**ПРЕЦИЗИОННЫЕ ОВЕРХАУЗЕРОВСКИЕ
МАГНИТОМЕТРЫ
POS, MMPOS, LOM, SEAROS**

Абсолютные (до 0,0003%)
высококочувствительные
(0,1 - 0,01 нТл) измерения модуля
и компонент геомагнитного поля
на основе протонной ЯМР прецессии
с квантовым усилением за счет
динамической поляризации ядер
(эффект Оверхаузера).

Сферы применения:

- Геологоразведка - наземная, морская, скважинная, аэро-бпла
- Дефектоскопия нефте- газопроводов (бесконтактный метод)
- Поиск и картирование скрытых объектов, археология
- Обсерваторские наблюдения, геомониторинг, сейсмология
- Метрология

Преимущества:

- Рекордная стабильность рабочего вещества (до 15 лет)
- Рекордные габариты оверхаузеровских ЯМР датчиков и градиентоустойчивость до 20000 нТл/метр
- Не имеющий аналогов самоконтроль качества измерений в единицах поля

ОНИЛ КМ УПИ открыта в 1979 г. МИНГЕО СССР.

**Единственный в РФ разработчик Оверхаузеровских датчиков.
25-летний опыт производства и продаж в РФ и зарубеж.**

НИЛ квантовой магнитометрии УрФУ-ФТИ
620002, г. Екатеринбург, Мира, 21, Ф 126
тел.: (343) 375-95-53, (922) 204-27-44
e-mail: vasapunov@urfu.ru, www.magnetometer.ru



ООО ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ДАННЫХ
ООО НПП СПЕЦГЕОФИЗИКА



Офис Е-205, Парк-Плейс,
Ленинский пр-т, 113/1
117198, г. Москва, Россия

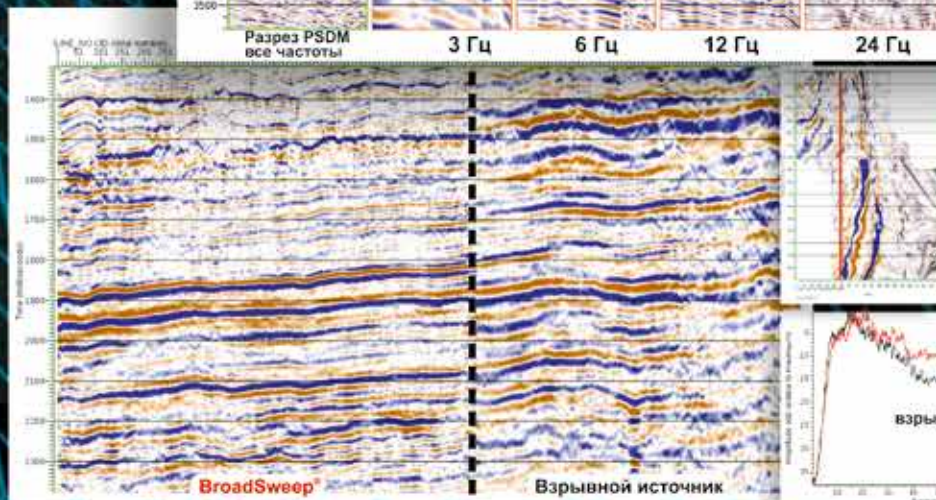
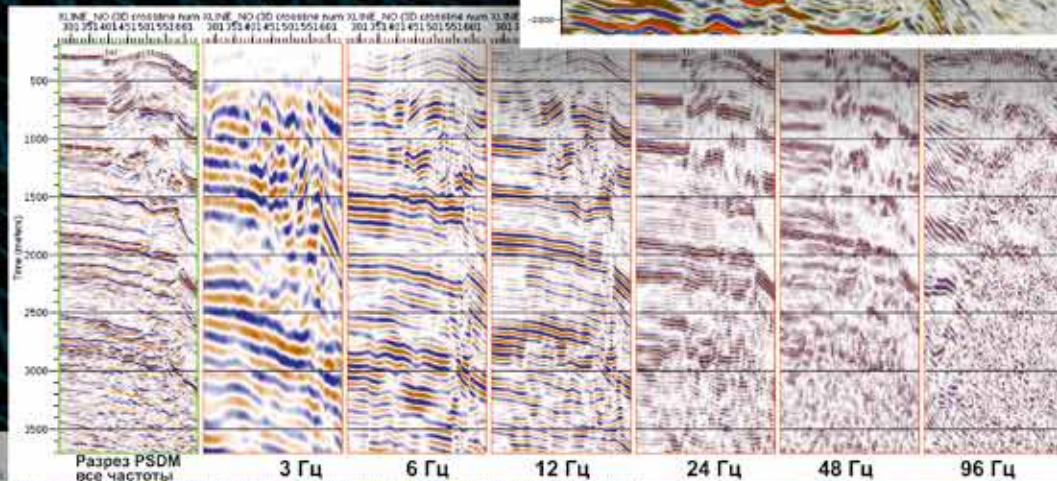
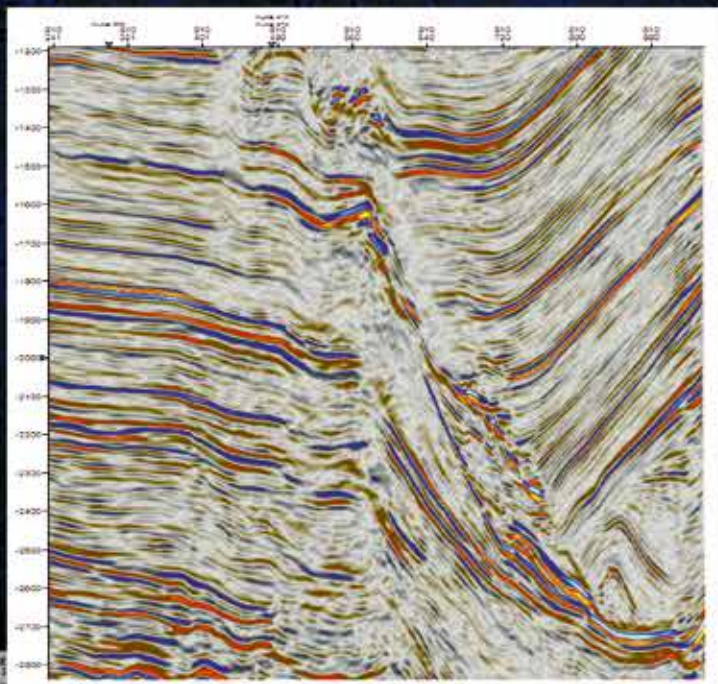
+7(495) 181 27 94
info@gds.ru
www.gds.ru



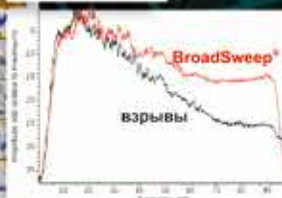
ТЕХНОЛОГИЯ ШИРОКОПОЛОСНОЙ ВИБРОСЕЙСМОРАЗВЕДКИ **BROAD SWEEP®**

*BroadSweep® – изображение
земельной толщи сложных
геологических слоев*

*Октавность изображения –
шесть октав*



*Разрез
через разные съемки
до применения
согласующего фильтра*



ГИДРОПНЕВМАТИЧЕСКИЙ ИСТОЧНИК СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

- самый мощный наземный импульсный источник;
- автономный, мобильный, обеспечивает синхронную работу в группе;
- в зависимости от типоразмера обеспечивает суммарное усилие удара двух камер от 0,8 МН (80 т) до 2,7 МН (270 т)



Компания

ООО «ИМПАЛС СЕЙС»

E-mail: itcsys@rambler.ru

Тел. **8-915-474-90-96**, Экомасов Сергей Петрович
123001, г. Москва, ул. Спиридоновка, д. 10, пом. 1, комн. 1-8

