МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА



ТРИНАДЦАТЫЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

Глубинное строение, Геодинамика,
Тепловое поле земли,
Интерпретация геофизических полей

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

22 – 26 сентября 2025 года

г. ЕКАТЕРИНБУРГ

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

ТРИНАДЦАТЫЕ НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ ПАМЯТИ Ю.П. БУЛАШЕВИЧА

Глубинное строение, Геодинамика, Тепловое поле земли, Интерпретация геофизических полей

Материалы всероссийской конференции
с международным участием

Екатеринбург, 2025

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.83

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ. Двенадцатые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2025. -208 с.

Приведены материалы докладов, сделанных на Тринадцатых научных чтениях памяти первого директора Института геофизики УрО РАН, члена-корреспондента РАН Ю.П. Булашевича, состоявшихся в Екатеринбурге с 22 по 26 сентября 2025 г.

Представленные материалы посвящены исследованиям, традиционным для творчества Ю.П. Булашевича: геофизические исследования глубинного строения земной коры, геодинамики, теплового поля Земли и интерпретации геофизических полей. Представлены новые научные знания и практические разработки в области глубинного строения и физики твердой Земли, а также новые методы исследований и гипотезы, основанные на новейших геофизических данных.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов научных и производственных организаций, занимающихся геофизическими и геологическими исследованиями природных и природно-техногенных объектов.

©ИГФ УрО РАН, 2025

ОРГКОМИТЕТ

Председатель Оргкомитета:
Козлова И.А. – к.г.-м.н. директор ИГФ УрО РАН

Члены Оргкомитета:
Антипин А.А. – к.ф.-м.н.зам. директора по научной работе ИГФ УрО РАН
Белоглазова Н.А. – к.т.н., зав. лабораторией скважинной геофизики ИГФ УрО РАН
Кусонский О.А. – к.г.-м.н., зав.обсерваторией "Арти" ИГФ УрО РАН
Мартышко П.С.– член-корр. РАН, д.ф.-м. н, зав. лабораторией математической геофизики ИГФ УрО РАН
Миндубаев М.Г. – к.ф.-м.н., зав. лабораторией геодинамики ИГФ УрО РАН
Муравьев Л.А. – к.г.-м.н., зав. лабораторией региональной геофизики ИГФ УрО РАН
Воскресенский М.Н. – к.т.н., зав. лаборатории сейсмометрией ИГФ УрО РАН
Шестаков А.Ф. – д.ф.-м.н., зав. лабораторией электромагнитных исследований ИГФ УрО РАН

Секретарь оргкомитета:
Баженова Е.А. - н.с. ИГФ УрО РАН
тел. +7(922)2925048

Место проведения конференции:

22 - 26 СЕНТЯБРЯ 2025 г
Институт геофизики УрО РАН
620016 г. Екатеринбург,
ул. Амундсена, 100
факс: 8 (343) 267 88 72
электронный адрес Оргкомитета:

conf_bulashevich_2025@mail.ru

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.834

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРМЕНИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Авдалян Арман Грачевич[1], Оганян Марине Ваниковна[2]
[1]arman.avdalyan.1981@mail.ru, [2]marine-0882@mail.ru
Институт Геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения

Аннотация. В работе представлено построение сейсмоплотностной модели земной коры территории Армении. Описана методика моделирования, основанная на решении прямых и обратных задач гравиметрии и использовании данных глубинных сейсмических зондирований. Начальное приближение плотностной модели получено путём перехода от скоростных моделей литосферы к плотностным.

DENSITY MODEL OF THE EARTH'S CRUST OF ARMENIA BASED ON SEISMO-DENSITY MODELING RESULTS

Arman Avdalyan[1], Marine Ohanyan[2]
[1]arman.avdalyan.1981@mail.ru, [2]marine-0882@mail.ru
A. Nazarov Institute of Geophysics and Engineering Seismology, NAS RA
Gyumri, Republic of Armenia

Abstract. This paper presents the construction of a seismic-density model of the Earth's crust in the territory of Armenia. The modeling methodology is based on solving direct and inverse gravimetric problems and utilizing data from deep seismic soundings. The initial approximation of the density model was obtained by converting lithospheric velocity models into density models.

Территория Армении охватывает основную часть складчато-глыбовой области Малого Кавказа, который в целом представляет собой мегаантиклинорий общекавказского простирания. По данным геофизических исследований, мощность земной коры в пределах мегаантиклинория составляет около 50 км, из которых 8 км приходится на осадочный чехол, покоящийся на фундаменте, представленном разнообразными метаморфическими сланцами каледонского возраста, прорванными доверхнепалеозойскими гранитоидами и габро-перидотитовыми интрузиями.

Горные породы весьма разнообразны по петрографическому и литологическому составу и характеризуются значительной неоднородностью и чётко выраженной слоистостью. В породах одинакового литологического состава, вследствие повышения давления, плотность и скорость распространения упругих волн увеличиваются с глубиной их залегания. Особенно резко возрастает скорость упругих волн в самой верхней части разреза, где наблюдаются наиболее интенсивные изменения давления и степени водонасыщенности пород. Наиболее широкий диапазон изменения скоростей распространения продольных упругих волн характерен для терригенных, песчано-глинистых отложений. В этих породах скорости лишь изредка превышают 4.0–5.0 км/с [2].

Из большого числа границ раздела осадочных горных пород сейсморазведкой можно изучить лишь те, которые хорошо выдержаны по площади и порождают достаточно интенсивные отраженные или головные волны. Наиболее интенсивные отраженные волны образуются на границах, где резко изменяются упругие свойства горных пород.

Сейсмический метод при изучении земной коры позволяет достаточно полно определить главные ее параметры: мощность осадочного чехла и всей коры в целом, изменение толщины основных слоев, сложенных разными по составу породами. Для построения сейсмоплотностной модели использован материал, накопленный за несколько

десятилетий в виде сети пересекающихся профилей плотностных моделей. В качестве априорных данных для моделирования отдельных разрезов привлекались результаты глубинной сейсморазведки ГСЗ (глубинного сейсмического зондирования) и МОВЗ (метод обменных волн от землетрясений) [1] (рис. 1).

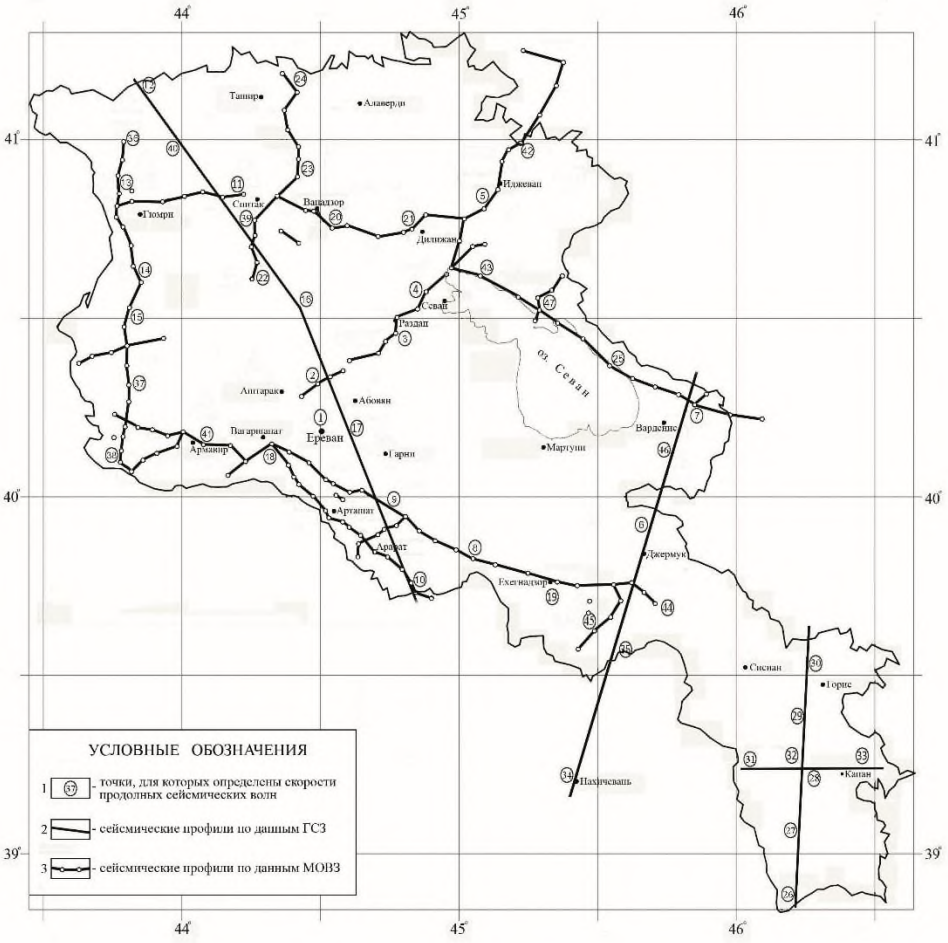


Рис. 1. Схема сейсмических профилей по данным ГСЗ и МОВЗ, а также точки, для которых определены скорости продольных сейсмических волн.

По сейсмогеологическим разрезам земной коры территории Армении проведён анализ данных по пластовым скоростям. Разработаны и применены методические подходы для перехода от сейсмических скоростей к плотностям. По известным и полученным нами эмпирическим зависимостям определялись граничные значения плотности слоёв.

Переход от значений скоростей прохождения сейсмических волн в среде к другим ее численным параметрам выполнен с помощью эмпирических формул, полученных в результате лабораторных исследований взаимосвязей физических свойств пород при высоких температурах и давлениях [5]. Зависимости между скоростью прохождения продольных сейсмических волн V_p и плотностью пород ρ представлены следующими формулами

$$\rho = 2.7 + 0.25(V_p - 6) \qquad (1)$$

$$\rho = 0.22V_p + 1.37 \qquad (2)$$

Переход от V_p к плотностям σ для пород консолидированной коры произведен по формуле (1), а для вулканогенно-осадочного комплекса территории Армении использована

© ИГФ УрО РАН, 2025

линейная зависимость между σ и V_p (2) выявленная в результате анализа и статистической обработки петрофизических (лабораторных и скважинных) исследований пород осадочного чехла с учетом различных искажающих факторов и представленная в виде общего уравнения регрессии.

Для уплотненных осадков и консолидированной коры ($V_p \leq 6.5$ км/с) применялась формула (3), а для значений $V_p > 6.5$ км/с применялась формула (4) [3;5]

$$\rho = 0.174Vp + 1.663 \qquad (3)$$

$$\rho = 0.3185V_p + 0.762 \qquad (4)$$

По полученным значениям σ в результате построены горизонтальные срезы плотностной модели земной коры на глубинах 5, 20 и 45 км. Были переоценены границы распределения плотностей по поверхностям основных слоёв земной коры (рис. 2).

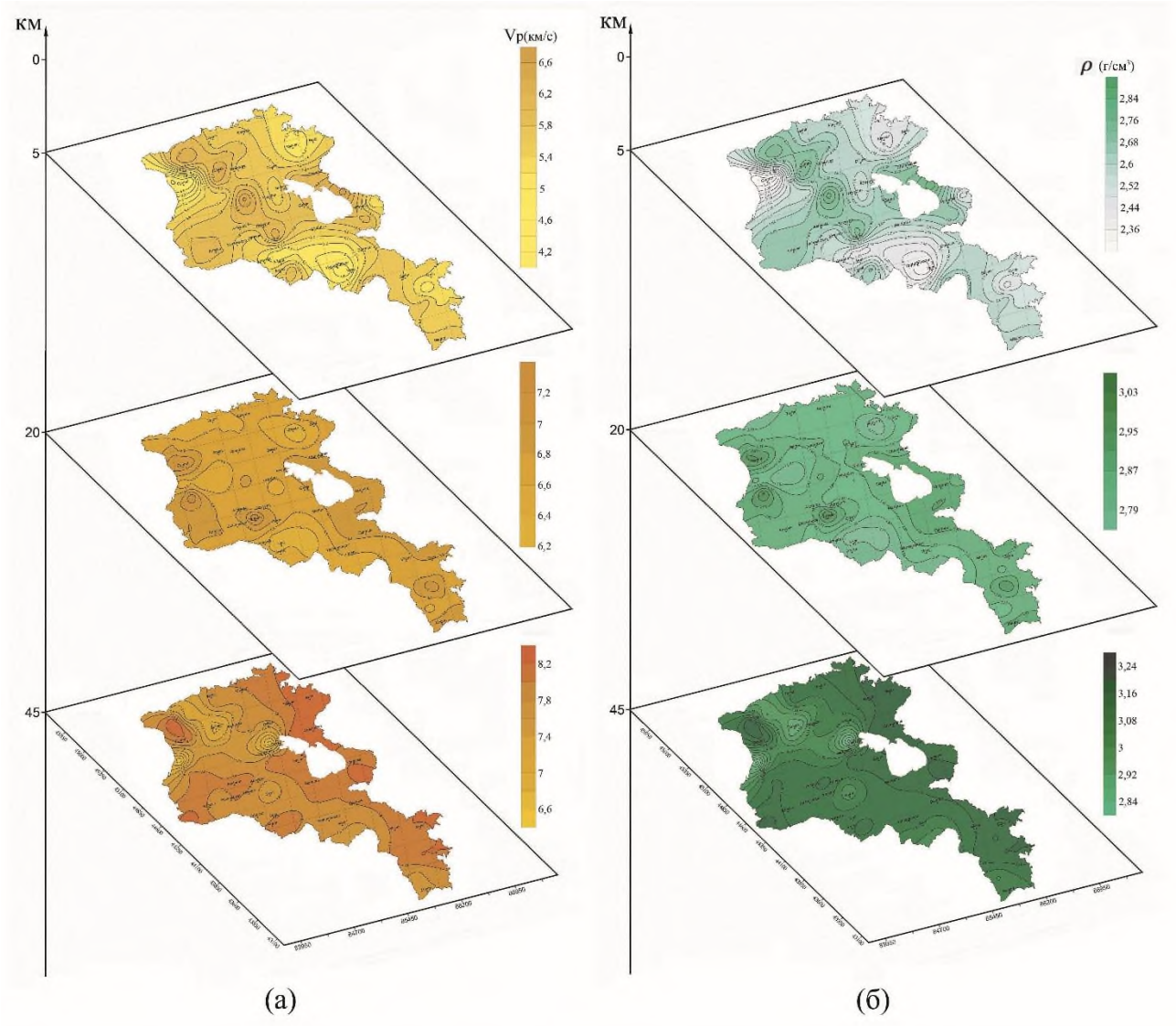


Рис. 2. Геофизическая модель глубинного строения земной коры территории Армении, выраженная распределением (а) скоростей сейсмических волн; (б) плотностей на глубинах 5, 20 и 45 км.

Из двух возможных вариантов плотности мантии – 3.2 г/см^3 и 3.3 г/см^3, наилучшее совпадение расчетной и наблюденной кривых Δg получены при средней плотности мантии 3,3 г/см^3. Как уже отмечалось, сопоставление расчетной и наблюденной кривых Δg выявляет значительные аномалии силы тяжести в разных отрезках профиля, наблюдается широкий минимум на Центральной части территории Армении, что дает основание сделать предположение о наличии в земной коре и верхах мантии зон с частичным плавлением вещества, обусловливающее положительную аномалию теплового потока и отрицательную аномалию силы тяжести. Небольшое пространственное смещение выявленных аномальных зон может быть связано с наличием тепло-выходящих каналов и с их наклонным положением [4].

Полученные на сейсмических данные показали, что для земной коры и верхней мантии изученной территории характерна существенная неоднородность. Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей с глубиной и по горизонтали и в наличии резких сейсмических границ с переменным рельефом.

Большими величинами плотностей характеризуются приподнятые участки центральной части кристаллического фундамента: Арзакан-Апаранский участок, офиолитовые зоны и интрузивные массивы Севан-Амасия, Веды, Мегри-Сисиан, Базум и др. Величинами плотностей меньше 2.3 г/см^3, в основном представлены вулканические структуры Арагац, Ара и Гегамский массив, а также Среднеараксинский прогиб и другие районы .

Минимальные значения плотности в Среднеараксинском прогибе в основном обусловлены наличием озерных отложений, тогда как горные породы кристаллического фундамента, обнажающиеся в центральной части, обладают достаточно высокой плотностью, поскольку представлены основными и ультраосновными породами. Арзаканский и Апаранский максимумы характеризуются плотностью до 2.9 г/см³.

Плотности пород значительно варьируются как в пределах отдельных стратиграфических горизонтов, так и в пределах небольших по мощности литологических разностей и свит. Однако общим для всех исследованных районов является увеличение плотности с возрастом и глубиной залегания пород.

Плотностное моделирование позволило получить новую информацию о строении земной коры и других геоструктур. На контакте кайнозойского комплекса с поверхностью мезозоя и палеозоя разность плотности составляет 0.2-0.3 г/см^3. При весьма значительных колебаниях мощности кайнозойского комплекса по площади влияние этой плотностной границы раздела местами может иметь отражение на аномальном гравитационном поле. Отчетливая разность плотности существует внутри пород четвертичного и верхнетретичного возрастов. Помимо широко распространенных андезито-базальтовых лав с плотностью 2.5 г/см^3, встречаются современные песчано-глинистые отложения с плотностью 2.0 г/см^3. Разность плотности на этом разделе достигает 0.5 г/см^3.

В целом следует отметить, что сейсмоплотностная модель, при построении которой учтены сейсмические и геофизические данные, отражает основные особенности строения земной коры территории Армении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка // Изд. АИС, г. Тверь, 2006, С. 744.
2. Геология Армянской ССР, Том X, «Геофизика» // Изд. АН Арм. ССР, г. Ереван, 1972, С. 19-48.
3. Егорова Т.П., Павленкова Г.А. Сейсмо-плотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям "Кварц", "Кратон" и "Кимберлит" // Физика Земли. 2015, №2, С. 98-115.

4. Оганесян А.О., Аветисян А.М., Авдалян А.Г. Комплексная геофизическая модель земной коры территории Армении по сейсмогеологическим данным // Сборник статей X Всероссийской молодежной конференции, г. Уфа, 2022, С. 53-57.
5. Фиданян Ф.М., Оганесян А.О. Корреляционный анализ физических параметров горных пород по профилю ГСЗ Армаш-Бавра. Сб. Научных трудов конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА (28-31 октября 2003 г., г. Гюмри), Изд-во НАН РА, г. Гюмри, 2004, С. 143-148.

УДК 550.344

ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЧАГОВ КАХРАМАНМАРАШСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2023 Г.

Аптикаева Ольга Ивановна
aptikaevaoi@mail.ru
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Российская Федерация

Аннотация. Выполнены исследования латеральных неоднородностей поля поглощения методом короткопериодной коды в очаговых зонах Кахраманмарашских землетрясений 2023 г. и смежных с ними областей. Оценки добротности Q_S были получены по огибающим коды около 500 землетрясений M>3.5 на частоте ~ 1 Гц во временном интервале $t–t_0$=50-100 с. В районе исследований преобладают области низких значений добротности. На глубинах 100-200 км зоны контрастного поглощения, характерные для очаговых зон сильных землетрясений, отсутствуют.

S-WAVE ATTENUATION FIELD IN THE VICINITY OF THE 2023 KAHRAMANMARASH EARTHQUAKE SOURCES

Aptikaeva Olga Ivanovna.
aptikaevaoi@mail.ru
Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The study of lateral inhomogeneities of the attenuation field in the source zones of the 2023 Kahramanmaraş earthquakes and adjacent areas was carried out using the short-period coda method. The quality factor Q_S estimates were obtained from the coda envelopes of about 500 earthquakes with M>3.5 at a frequency of ~ 1 Hz in the time interval $t–t_0$=50-100 s. Areas by low quality factors are dominated in the study area. Zones of contrast attenuation, typical for source zones of strong earthquakes, are absent at depths of 100-200 km.

Введение. Землетрясения 2023 года в Восточно-Анатолийской зоне разломов являются самыми сильными за всю историю инструментальных наблюдений. Они произошли с интервалом в девять часов и сопровождались многочисленными афтершоками. Первое землетрясение имело магнитуду Mw=7.8, а второе - Mw=7.7. Их магнитуды оказалась выше прогнозируемых значений для этого региона [9]. Вслед за турецкими специалистами мы будем называть эти землетрясения Кахраманмарашскими.

Левосторонний Восточно-Анатолийский разлом (EAF), к которому приурочены Кахраманмарашские землетрясения является одним из важнейших разломов в Турции. Разлом пересекается с активным Северо-Анатолийским разломом (NAF) в тройном узле Карлиова.

В XX веке на Восточно-Анатолийском разломе не происходило крупных землетрясений. Исследования показали, что незадолго до Кахраманмарашских землетрясений 2023 г. разлом EAF был заблокирован и накапливал энергию упругих деформаций [3, 4]. Из этих работ следовало также, что накопившиеся напряжения, варьирующие от одного района к другому, значительно выросли за последние 200 лет, что свидетельствовало о росте сейсмической опасности EAF в ближайшем будущем.

Кахраманмарашские землетрясения сразу привлекли внимание российских сейсмологов, в журнале «Физика Земли» вышла серия статей, где среди прочего, обсуждаются тектонические аспекты Кахраманмарашских землетрясений [5] и делается вывод, что второе Кахраманмарашское землетрясение не является афтершоком первого, а

представляет собой относительно независимое событие. Напряжения на EAF после основного события снимаются широтной разломной зоной, к которой он приурочен [3].

Ранее в восточной части EAF были проведены многочисленные исследования параметров затухания, выполненные различными методами, в том числе по характеристикам коды. В работе [6] изучалась добротность Q_c по коде на временах до 50 с. Исследования выявили латеральные вариации Q_c, что свидетельствует о существенной неоднородности поля поглощения в этом районе. При этом низкие значения Q_c характерны для тектонически и сейсмически активных регионов.

В исследовании [10] изучалось затухание коды землетрясений, локализованных в шести субрегионах, расположенных вдоль EAF в интервалах 40, 30 и 20 секунд. Полученные в этой работе результаты заполняют некоторые пробелы в знаниях о параметре добротности Q_c в этом районе.

В настоящей работе выполнены исследования латеральных неоднородностей поля поглощения методом короткопериодной коды в очаговых зонах Кахраманмарашских землетрясений и смежных с ними областях. Предполагалось выяснить, насколько полученные автором результаты изучения поля поглощения *S*-волн методом короткопериодной коды, согласуются с данными исследований строения этого района другими методами. Латеральные неоднородности поля поглощения легли в основу представлений о блоковом строении (взаимном расположении добротных блоков и ослабленных зон) изучаемого района. Ожидается, что эти исследования внесут свой вклад в понимание механизма EAF.

Материалы и метод. В работе проанализированы огибающие коды около 500 землетрясений M>3.5. При этом использовались трехкомпонентные цифровые велосиграммы, записанные 25 станциями, подведомственными Обсерватории Кандили (KOERI; KO), Стамбул, Турция, http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/) за период с 2004 по 2024 гг., (вкладка I к рис.). Эпицентральные расстояния составляли от 8 до 130 км.

Метод короткопериодной коды основан на экспериментальных данных, свидетельствующих о том, что определяющее влияние на формирование сейсмического волнового поля оказывает структура поля поглощения и, что кода землетрясений, в основном, сформирована поперечными волнами, отражёнными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и мантии [1].

Согласно выбранной модели формирования коды, на достаточно больших временах кода-волны сравнительно круто пересекают нижние слои коры и верхние слои мантии и несут информацию о строении среды в области между эпицентром и станцией. Существование в этой области зон повышенного или пониженного поглощения *S*-волн отражается на характеристиках коды, приводя к заметному увеличению или уменьшению их наклона. Участки огибающих коды большего или меньшего наклона могут быть описаны выражением

$$A(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right) \Big/ t,$$

где $A(t)$ – амплитуда коды в окрестностях времени t; Q_S – эффективная добротность; T – период колебаний.

Время выхода сейсмических колебаний на коду зависит от эпицентральных расстояний Δ. Принято считать, что кода землетрясений на частоте около 1 Гц начинается при $t–t_0 \sim 2t_S$, где t_0 – время в очаге; t_S – время вступления *S*-волны [2].

Как видно из рисунка, огибающие коды анализируемых землетрясений при $t\text{-}t_0 \geq 50$ с относительно однородны, на меньших временах - пологие и крутые участки огибающих коды чередуются (вкладка II к рис.). В рамках выбранной нами модели это означает чередование слоев слабого и сильного поглощения, т.е. наличие вертикальной неоднородности поля поглощения в коре и верхней мантии на глубинах менее 100 км.

В настоящей работе использовались записи цифровых станций, расположенных в разных азимутах относительно изучаемого района и на разных расстояниях от него. На вкладке III к рисунку приведены совмещенные до наилучшего совпадения огибающие коды на частоте ~1 Гц землетрясения 26.01.2006 с параметрами (t_0=18:42:01, ϕ=36.89, λ=35.95, H=16.7, M=4.4), записанного несколькими станциями, расположенными в разных азимутах относительно эпицентра. Эпицентральные расстояния до станций CEYT, KOZT, GAZ, MERS составили соответственно 22, 67, 116, 127 км. Как видно форма огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями, хорошо согласуются.

Как показывает опыт предыдущих исследований, форма огибающих коды совокупности землетрясений, записанных одной станцией, варьирует в существенно бóльших пределах, чем форма огибающих коды одного и того же события, записанного разными станциями. Другими словами, для оценки характеристик поля поглощения допустимо использовать огибающие коды землетрясений, записанных любой станцией независимо от азимута относительно эпицентра и эпицентрального расстояния. Очевидно, что по коде землетрясений, зарегистрированных ближайшими станциями, можно оценить эффективную добротность на меньших глубинах, чем по данным удалённых станций. Поэтому при наличии записей одного и того же землетрясения несколькими станциями предпочтение отдавалось записям ближайших из них.

Оценки добротности Q_S были получены по огибающим коды землетрясений на частоте ~ 1 Гц во временном интервале $t–t_0$=50-100 с путём аппроксимации огибающих коды землетрясений кривой $A(t) = \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_S T}\right)\Big/ t$ [2]. В этом временном диапазоне представлена кода большей части рассмотренных событий, это обстоятельство позволяет добиться большей детальности картирования латеральных неоднородностей поля поглощения.

Экспериментально установлено, что при картировании добротности наилучшая сходимость значений Q_S, вычисленных по записям индивидуальных землетрясений, которые были зарегистрированы разными станциями, соответствует случаю, когда они относятся к областям эпицентров. Вследствие чего, при детальном картировании неоднородностей поля поглощения по короткопериодной коде значения эффективной добротности Q_S, полученные по индивидуальным огибающим каждого события, приписываются их эпицентрам.

Таким образом, ниже речь пойдет о латеральных вариациях эффективной добротности в верхней мантии на глубинах 100-200 км.

Неоднородности поля поглощения S-волн в окрестностях очагов Кахраманмарашских землетрясений 2023 г. Несмотря на то, что поле поглощения в районе исследований достаточно контрастно (Q_S=50–1000), что говорит о пространственной неоднородности поля поглощения, здесь преобладают области низких значений добротности (ослабленные зоны). Зоны, где Q_S=50-150 преимущественно линейно вытянуты в направлениях, совпадающих с направлениями разломов (в северо-восток – юго-западном или в субширотном). На более обширных территориях параметр добротности немного выше Q_S =200-300. Совсем небольшое место на изучаемой территории занимают объемы, которые характеризуются относительно высокими значениями добротности Q_S=400-500 и Q_S≥500. В основном, они расположены на западе и юго-западе. В окрестностях очагов Кахраманмарашских землетрясений выделены небольшие блоки Q_S=400, но, в целом, на глубинах 100-200 км этот район представляет собой преимущественно ослабленную зону. Это обстоятельство свидетельствует в пользу наличия на глубинах 100-200 км маловязкого материала или флюидов, что является фактором, снижающим добротность, т. к. в рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения S-волн мы связываем с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии. Отметим, что по предварительным данным такая же ситуация имеет место и на глубинах больших 200 км.

© ИГФ УрО РАН, 2025

Кахраманмарашским землетрясениям 06.02.2023 г. предшествовали два землетрясения с M>5.0 (9.04.2022 и 11.20.2022). Первое из них локализовано в северо-восточной части района исследований, в районе сочленении EAF со складчато-надвиговым поясом Битлис-Загрос. Второе - на юго-западе, в районе сочленение EAF с разломом Мертвого моря (см. рис.). Их можно считать началом активизации этой зоны.

Первые афтершоки главного толчка с магнитудой M>5.0 сосредоточились в непосредственной близости от его очага, мигрируя на северо-восток. Отметим, что по данным USGS вспарывание, которое инициировал первый толчок, также распространилось на северо-восток. Затем последовал второй толчок, его афтершоки локализованы субширотно вдоль ослабленной зоны, к которой принадлежит очаговая область второго толчка. Район последних из афтершоковой серии событий с M>5.0 (№31, 34, 35 на рис.) расположен на юго-запад от эпицентра первого толчка, туда же, на юго-запад от его эпицентра, по данным USGS распространилось вспарывание.

Интересно, что в окрестностях очагов Кахраманмарашских землетрясений на глубинах 100-200 км отсутствуют зоны максимально контрастного поглощения, характерные для очаговых зон сильных землетрясений, которые, как правило, бывают приурочены к границам блоков и ослабленных зон, где подвижность блоков определяется пониженной вязкостью низкодобротных зон.

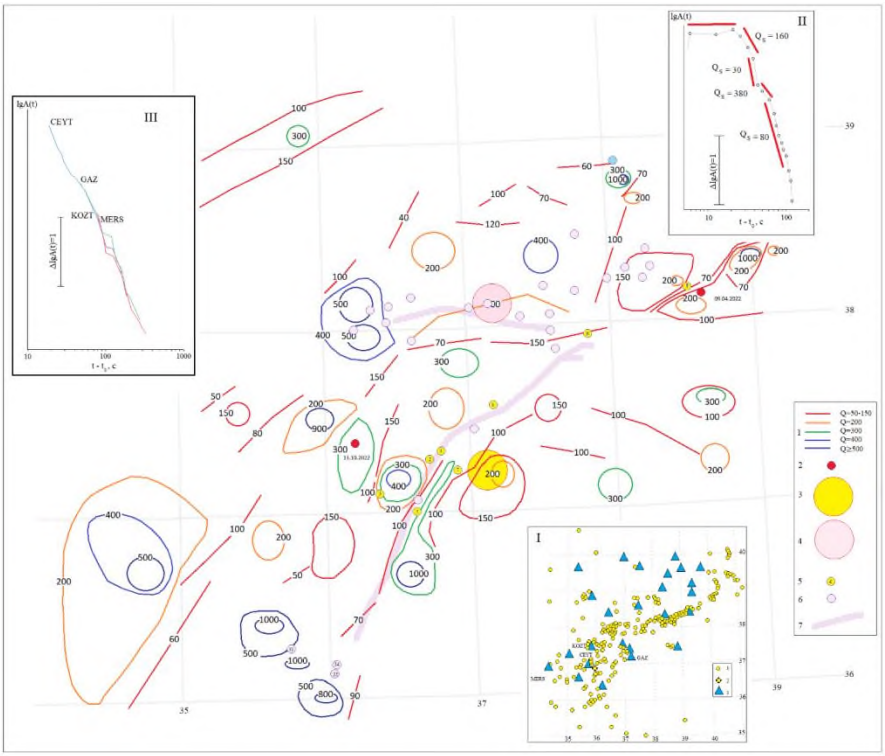


Рис.1. Пространственное распределение эффективной добротности Q_S в районе возникновения Кахраманмарашских землетрясений на частоте 1 Гц и глубине 100 - 200 км. 1 – изолинии параметра Q_S (для лучшего восприятие представлены разным цветом); 2 – эпицентры предшествующих землетрясений 9.04.2022 и 11.20.2022 с магнитудой M≥5.0; 3, 4 – эпицентры первого и второго Кахраманмарашских землетрясений; 5, 6 – афтершоки M≥5.0, произошедшие между первым и вторым сильным событием (5), произошедшие после второго сильного события (6); 7 – выход разрывов на поверхность. Вкладка I. Схема эпицентров землетрясений (кружки) и положение регистрирующих станций (треугольники). Вкладка II. Иллюстрация вертикальных неоднородностей поля поглощения Вкладка III огибающие коды землетрясения 26.01.2006 на частоте ~1 Гц (2 – на вкладке I), записанного несколькими станциями CEYT, KOZT, GAZ и MERS (см. вкладку I)

Положение и размеры добротного блока на северо-западе района исследований наводят на мысль, что он вряд ли подходит на роль концентратора напряжений, достаточных для реализации землетрясения M>7.0, тогда как, совокупность блоков на юго-западе могла бы быть таким концентратором. Выход разрыва на поверхность (см. рис.) завершается в

окрестностях этих добротных блоков, т.е. они, скорее всего, препятствуют передаче деформаций по ослабленным зонам.

Высказанное предположение согласуется с выводами, сделанными в [4], о том, что к возникновению второго сильного землетрясения привело почти мгновенное значительное изменение напряженно-деформированного состояния в окрестностях главного толчка.

К подобным выводам пришли авторы работы [5]. Они предположили, что накопленные в течение последних столетий в северной части Трансформы Мертвого моря, примыкающей к EAF с юга, тектонические напряжения стали важным геодинамическим источником Кахраманмарашских землетрясений, при том, что подвижка главного толчка произошла по EAF.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. №5-6. С. 101-118.
2. *Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С.* Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
3. *Симонов Д.А., Захаров В.С.* Предварительный сейсмотектонический анализ катастрофического землетрясения в Юго-Восточной Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 24-36. DOI: 10.31857/S0002333723060194.
4. *Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С.* Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Докл. РАН. 2023. Т. 511, № 2. С. 228-235.
5. *Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М.* Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5-23. DOI: 10.31857/S0002333723060054.
6. *Akinci A., Eyidogan H.* Frequency-dependent attenuation of S and coda waves in Erzincan region (Turkey) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1996. Vol. 97, №1. P. 109–119.
7. *Cetin H., Guneyli A.H., Mayer L.* Paleoseismology of the Palu–Lake Hazar segment of the East Anatolian Fault Zone // Turkey Tectonophysics. 2003. vol. 374. P. 163–197.
8. *Dewey J.F., M.R. Hempton K.W.S., Saroglu F.F., Sengor A.M.C.* Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone, in Collision Tectonics / edited by M. P. Coward and A. C. Ries. GEOL. Soc. London Sp. Pub., 1986. 19. P. 3–36.
9. *Esat K., Seyitoğlu G.* Surface rupture map of the 2023.02.06 Kahramanmaraş Earthquakes based on highresolution satellite and aerial imagery. Report of Tectonics Research Group. Ankara University, Turkey: Dept. of Geological Engineering, 2023. DOI: 10.13140/ RG.2.2.36259.32808, 2023.
10. *Sertcelik F.* Estimation of Coda Wave Attenuation in the East Anatolia Fault Zone, Turkey // Pure Appl. Geophys. 2011. Springer Basel AG. DOI 10.1007/s00024-011-0368-1

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.832

ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ КАРОТАЖА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Астраханцев Юрий Геннадьевич, Баженова Евгения Анатольевна,
Белоглазова Надежда Анатольевна, Дорогань Ульяна Васильевна
Bazenova_jena@mail.ru
Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Аннотация. В работе рассматривается методика выделения зон геодинамической активности горных пород межскважинного пространства в пределах рудного месторождения по результатам построения литолого-геофизических профилей между скважинами и интерпретации каротажа электромагнитного излучения (ЭМИ) на частоте 120 кГц. В результате работ по аномалиям кривых ЭМИ выделены участки напряжённо-деформированного состояния массива горных пород, рассчитаны коэффициенты корреляции между ними. Рассмотрен возможный источник выделенных аномальных зон электромагнитного излучения в межскважинном пространстве.

IDENTIFICATION OF ZONES OF GEODYNAMIC ACTIVITY OF ROCK MASSIFS BASED ON ELECTROMAGNETIC RADIATION LOGGING DATA

Astrakhantsev Yuri Gennadievich, Bazhenova Evgenia Anatolievna,
Beloglazova Nadezhda Anatolievna, Dorogan Ulyana Vasilevna
Bazenova_jena@mail.ru
Institute of Geophysics UB of RAS, Yekaterinburg, Russia

Abstract. The paper considers the method of identifying zones of geodynamic activity of rocks in the interwell space within an ore deposit based on the results of constructing lithological and geophysical profiles between wells and interpreting electromagnetic radiation (EMR) logging at a frequency of 120 kHz. As a result of work on anomalies of EMR curves, areas of the stress-strain state of the rock massif were identified, and correlation coefficients between them were calculated. A possible source of the identified anomalous zones of electromagnetic radiation in the interwell space was considered.

Изучение современной геодинамической обстановки рудных месторождений является важным вопросом на начальной стадии разработки полезных ископаемых для предотвращения возможных катастрофических явлений, возникающих в процессе добычи ресурсов. Известные в настоящее время методы геолого-геофизических, геодезическо-маркшейдерских, геомеханических и гидрогеологических исследований геодинамической активности массивов горных пород проводятся уже в процессе разработки месторождений для отслеживания изменения напряженно-деформированного состояния разрабатываемых участков [5], однако не всегда удаётся предсказать такие техногенные катастрофические явления, как горные удары, обвалы, оползни и т.д. Одной из причин техногенных событий может быть образование областей зональной дезинтеграции массивов горных пород вокруг цилиндрической выработки [6]. Зональная дезинтеграция выражается в формировании областей разрушения и трещиноватости, чередующиеся с неразрушенными участками массива.

Одним из примеров зон дезинтеграции массивов горных пород в условиях естественного залегания могут служить участки кавернообразования в стволах скважин, влияющие на проведение геолого-геофизических исследований. Наличие каверн, отражающихся на диаграммах кавернометрии, является своего рода завершающей стадией разрушения массива. Начальную стадию образования зоны дезинтеграции,

характеризующуюся изменением напряжённо-деформированного состояния горных пород и зарождением трещин, можно выявить, применяя методы скважиной геофизики, фиксирующие сигналы геоакустической эмиссии (ГАЭ) и электромагнитного излучения (ЭМИ), являющиеся индикаторами процессов трещинообразования уже на ранних стадиях [3, 4].

По результатам ранее выполненных работ в скважинах Северо-Тараташского участка с аппаратурно-программным комплексом МЭШ-42 [2,1], наиболее информативным индикатором напряжённо-деформированного состояния и геодинамической активности горных пород в пределах исследуемого участка был выбран параметр электромагнитного излучения на частоте 120 кГц (*F*3).

Выбор частоты сигналов ЭМИ обусловлен тем, что на более низких частотах возникновение электромагнитной эмиссии часто связано с зонами оруденения и узких контактов горных пород с разными прочностными свойствами. Также, при сопоставлении результатов каротажа сигналов ЭМИ по 7-ми скважинам были выявлены общие характерные особенности аномальных участков кривых параметра *F*3 в интервале глубин 200–600 м, что позволило предположить о наличии общего источника ЭМИ в данном частотном диапазоне в районе исследованных скважин.

По имеющейся геологической информации были построены литологические разрезы каждой скважины. На каждый разрез в интервале глубин 200–600 м были нанесены результаты измерения сигналов ЭМИ на частоте 120 кГц. Для выявления связи сигналов ЭМИ с литологией и тектоническими нарушениями были проведены расчёты коэффициентов корреляции уровня электромагнитной эмиссии между соседними скважинами. Коэффициенты корреляции рассчитывались для участков с аномальными флуктуациями сигналов ЭМИ, имеющих сопоставимую форму аномалии. Для расчета коэффициентов с кривых ЭМИ снимались пиковые значения амплитуд сигналов. Коэффициенты корреляции рассчитывались на уровне значимости 0.05.

На рисунке 1 представлена схема для построения литолого-геофизических разрезов и расчетов коэффициентов корреляции по скважинам 1–3–4. Этот участок интересен тем, что скважины 1 и 4 находятся в непосредственной близости от разлома, выявленного ранее по геофизическим данным, а расстояние между ними составляет всего лишь 160 м.

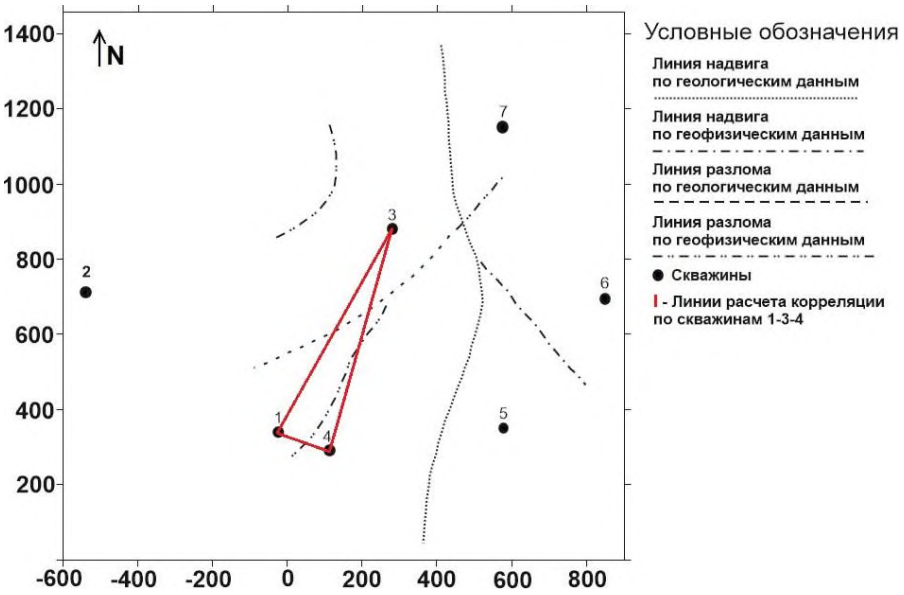


Рис. 1 Схема профилей для построения литолого-геофизических разрезов между скважинами 1–3–4.

На рисунке 2 представлен литолого-геофизический разрез между скважинами 1 и 4. Несмотря на то, что скважины находятся очень близко, наблюдается сильное различие в их литологическом составе, обусловленное тектоническим нарушением, проходящим между ними. Основными породами, слагающими стенки скважины 1, являются гнейсы, пересечённые дайками долеритов, в то время как в разрезе скважины 4 преобладают мигматиты.

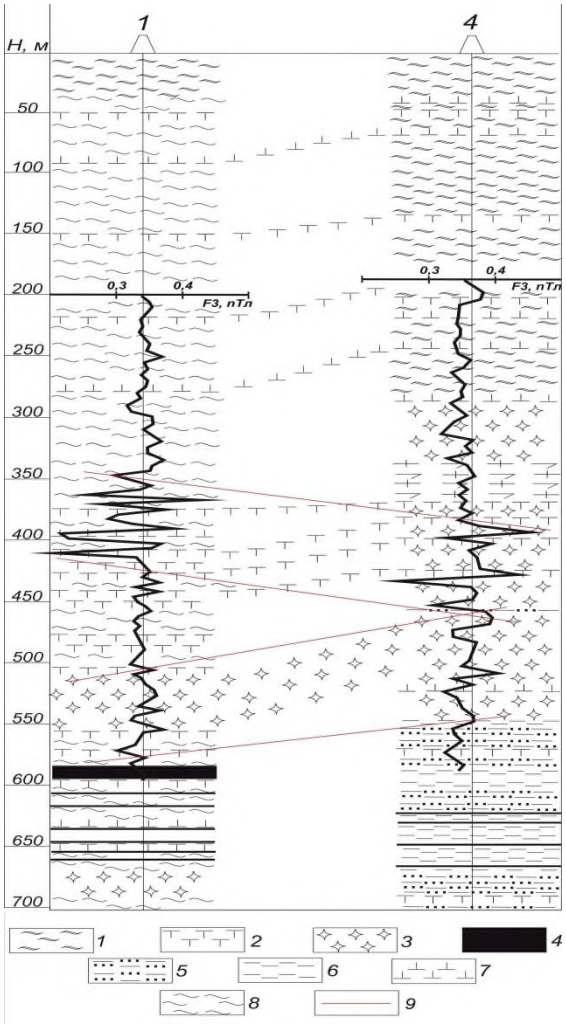


Рис. 2 Геолого-геофизический разрез между скважинами 1 и 4

1 – мигматиты; 2 – долериты; 3 – биотитовые плагиомигматиты; 4 – магнетитовые кварциты; 5 – кварцито-гнейсы; 6 – кристаллические сланцы; 7 – габбро; 8 – гнейсы; 9 – границы аномальных зон ЭМИ

Наиболее чёткую корреляцию геологического строения двух скважин можно провести лишь по дайкам долеритов, габбро и биотитовых плагиомигматитов, проследить остальные породы в межскважинном пространстве достаточно сложно. Прослеживается восстающее залегание даек от скважины 1 к скважине 4 (с-з падение). По кривой ЭМИ в скважине 1 можно выделить два аномальных участка. Первый находится в интервале глубин 348–428 м и отмечается довольно интенсивной знакопеременной аномалией с амплитудными отклонениями от среднего уровня до ±0.2 пТл, приуроченой к переслаиванию долеритов, гнейсов и габбро. Вторая зона в интервале глубин 508–580 м отмечается, слабой знакопеременной аномалией, приуроченной к биотитовым плагиомигматитам и частично долеритам с гнейсами. В скважине 4 по кривой ЭМИ так же выделяется два аномальных интервала: первый в интервале глубин 395–475 выделяется интенсивной, знакопеременной аномалией с отклонением от среднего уровня до ±0.2 пТл, приуроченной к переслаиванию долеритов и биотитовых плагиомигматитов, второй участок находится в интервале глубин 475–560 м, и выделяется слабой знакопеременной аномалией, приуроченной к биотитовым плагиомигматитам с дайкой габбро.

В скважине 4 формы аномалий ЭМИ несколько отличаются от аномалий в скважине 1, но, тем не менее, интерполяция между ними возможна. На рисунке 2 красными линиями отмечены границы аномальных зон в межскважинном пространстве по профилю 1–4. Падение первого аномального участка между скважинами 1–4 юго-восточное и не совпадает с падением пород, тогда как падение второй аномальной зоны совпадает с залеганием биотитовых плагиомигматитов.

Для подтверждения правильности межскважинной корреляции были рассчитаны коэффициент корреляции аномальных интервалов кривых ЭМИ. На уровне значимости 0.05 коэффициент корреляции верхней аномалии составил 0.91, а нижней – 0.86.

Похожая картина наблюдается на геолого-геофизическом разрезе по профилю 1–3, представленному на рисунке 3. Расстояние между скважинами 1 и 3 составляет 620 м. Литологические разрезы между скважинами 1 и 3 практически не совпадают. Основными породами скважины 3 являются биотитовые плагиомигматиты, амфиболитовые гнейсы, долериты, габбро и магнетитовые кварциты. Наиболее четкую корреляцию можно проследить лишь по биотитовым плагиомигматитам, дайкам долеритов и габбро. Прослеживается восстающее залегание горных пород от скважины 1 к скважине 3 (с-з падение).

По кривой ЭМИ в скважине 3 аномальная зона охватывает интервал глубин 398–590 м, представляет интенсивную знакопеременную аномалию с максимальным отклонением от

среднего уровня до ±0.15 пТл. Аномалия приурочена к массивам амфиболитовых гнейсов, биотитовых плагиомигматитов и габбро. Не смотря на различие в ширине аномалий кривых ЭМИ между скважинами 1 и 3, интерполяция возможна, так как прослеживается сопоставимость форм аномалий ЭМИ. На геолого-геофизическом разрезе по линии 1–3 границы аномалий в межскважинном пространстве так же отмечены красными линиями (см. рис. 3). Наблюдается юго-восточное падение зоны дезинтеграции между скважинами и увеличение её мощности в скважине 3. Коэффициент корреляции между аномальными интервалами ЭМИ, на уровне значимости 0.05 составил 0.78.

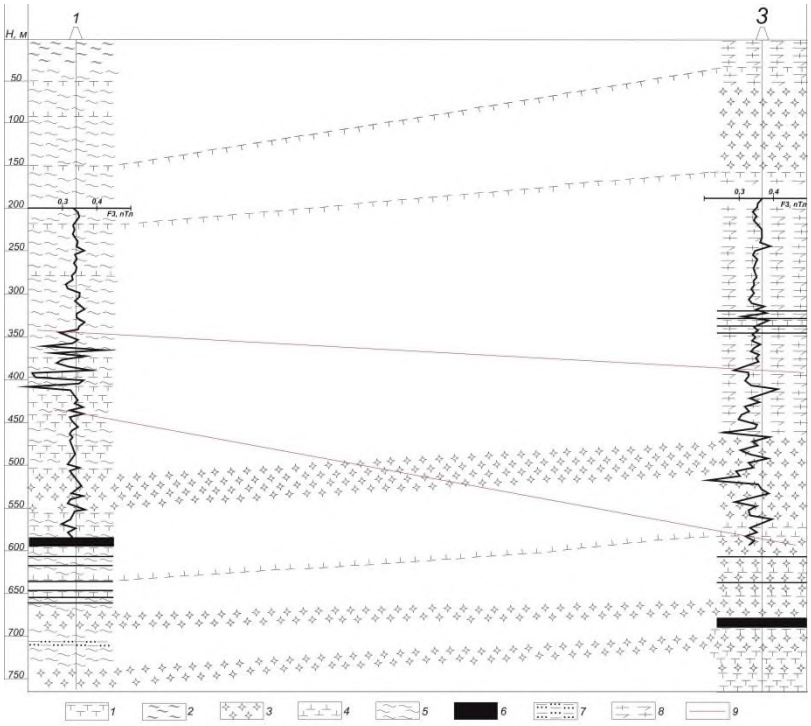


Рис. 3 Геолого-геофизический разрез между скважинами 1 и 3

1 – долериты; 2 – мигматиты; 3 – биотитовые плагиомигматиты; 4 – габбро; 5 – гнейсы; 6 – магнетитовые кварциты; 7 – кварцито-гнейсы; 8 – амфиболитовые гнейсы; 9 – границы аномальной зоны ЭМИ

Расстояние между скважинами 3 и 4 составляет около 630 м. Корреляцию геологического разреза межскважинного пространства можно провести по долеритам и амфиболитовым гнейсам (рис. 4). Падение пород северо-западное. Аномалии ЭМИ по скважинам 3 и 4 практически совпадают по глубине, и, тем не менее, наблюдается небольшое юго-восточное падение и расширение зоны дезинтеграции в межскважинном пространстве от скважины 4 к скважине 3. Коэффициент корреляции между аномалиями ЭМИ, на уровне значимости 0.05 составил 0.75.

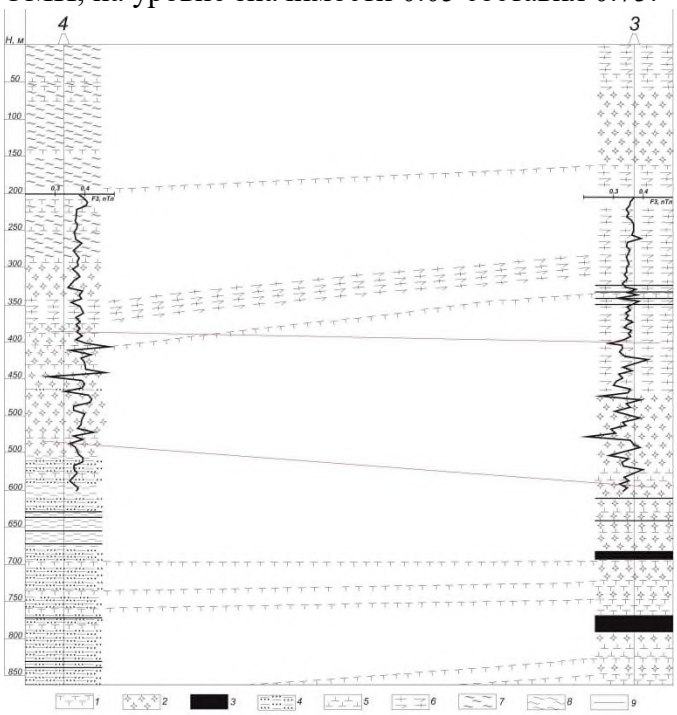


Рис. 4 Геолого-геофизический разрез между скважинами 3 и 4

1 – долериты; 2 – биотитовые плагиомигматиты; 3 – магнетитовые кварциты; 4 – кварцито-гнейсы; 5 – габбро; 6 – амфиболитовые гнейсы; 7 – мигматиты; 8 – гнейсы; 9 – границы аномальной зоны ЭМИ

Анализ полученных результатов по профилям 1–4, 1–3 и 3–4, позволяет предположить, что аномальная зона ЭМИ, отмечающая зону дезинтеграции пород между этими скважинами, имеет преимущественно юго-восточное падение в сторону скважины 3 и практически не совпадает с залеганием пород. Также стоит отметить расширение аномалии от

скважин 1 и 4 к скважине 3. Значения коэффициентов корреляции аномальных участков ЭМИ между скважинами позволяют предположить общий источник аномальных флуктуаций сигналов ЭМИ на частоте 120 кГц. Возможным источником может быть напряженное состояние массивов горных пород в зоне тектонических нарушений, по которым происходит развитие областей дезинтеграции массивов горных пород в районе скважин 1–3–4. При этом стоит отметить небольшое снижение интенсивности аномальных флуктуаций ЭМИ в скважине 3, которое может быть обусловлено удаленностью скважины от тектонического нарушения.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно предположить, что в процессе формирования дизъюнктивных нарушений в пределах Северо-Тараташского участка образовались зоны тензочувствительных пород, которые оказались наиболее уязвимы при бурении скважин. В результате в этих зонах начало происходить изменение напряженно-деформированного состояния и образование систем трещин, генерирующих сигналы ЭМИ на частоте 120 кГц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова Е.А. Выделение тектонически нарушенных зон в пределах рудного месторождения по комплексу геофизических методов // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2022. № 5. С. 67–83.

2. Белоглазова Н.А., Баженова Е.А., Вдовин А.Г. Геодинамическая обстановка Северо-Тараташского участка по геофизическим исследованиям скважин // Уральский геофизический вестник. 2017. № 1(29). С. 60–65.

3. Бизяев А.А., Савченко А.В., Цупов М.Н., Смирнягин И.И., Смирнов М.Н. Исследования сигналов электромагнитного излучения, сопутствующих разрушению горных пород // Современные тенденции и инновации в науке и производстве: Материалы IX международной научно-практической конференции. Междуреченск: Кузбасский государственный технический университет имени Т.Ф. Горбачева, 2020. С. 105-1–105-6.

4. Вострецов А.Г., Кривецкий А.В., Бизяев А.А., Яковицкая Г.Е. Характеристики электромагнитного излучения горных пород при их разрушении в лабораторных экспериментах // Доклады Академии наук высшей школы Российской Федерации. 2013. № 2(21). С. 46–54.

5. Романевич К.В. Разработка критериев и методики идентификации геодинамических процессов по электромагнитному излучению вблизи выработок неглубокого заложения: Автореф. дис. … канд. тех. наук. ИПКОН РАН. М., 2015.

6. Смирнов В.Г., Дырдин В.В. Возможная модель образования зоны дезинтеграции вмещающих пород вблизи цилиндрической выработки // Материалы XII международной научно-практической конференции. Безопасность жизнедеятельности предприятий в промышленно развитых регионах. 22–23 ноября 2017 года. Кемерово: Кузбасский государственный технический университет им. Т.Ф. Горбачева, 2017. С. 125.

УДК 550.83

РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ СИЛЬНОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ, ПРОИЗОШЕДШЕМ НА БАЛАКАН-ГАБАЛИНСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Багиров Эльчин Межид[1]. Исмаилова Алмаз Талат[2]
[1]baqi@mail.ru, [2]ismailova-almaz@ mail.ru
[1,2]Республиканский Центр Сейсмологической Службы при Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, Азербайджанская Республика

Аннотация. В статье говорится, что регулярный мониторинг проводится с целью определения и изучения характеристик влияния аномальной сейсмической активности на геофизические участки, а также мониторинга напряженно-деформационных особенностей пространственно-временных изменений в сейсмогенных зонах. В ходе геофизических исследований изучались изменения во времени и пространстве гравитационного полей под действием геодинамических напряжений, связанных с воздействием геодинамических процессов и землетрясений. Дискретные гравиметрические исследования позволили повторно уточнить напряженно-деформированное состояние геологической среды в районе исследований и эти районы были оценены как области накопления энергии геодинамических напряжений и возможности возникновения сильных землетрясений. Таким образом, на основе гравиметрических данных, оценки весовой силы, увеличение напряженно-деформационного положения в сейсмической зоне дает долгосрочный прогноз сейсмической активности в указанных зонах.

RESULTS OF GRAVIMETRIC OBSERVATIONS DURING A STRONG EARTHQUAKE THAT OCCURRED AT THE BALAKAN-GABALA GEODYNAMIC POLYGON

Baghrov Elchin Mezhid[1], Ismailova Almaz Talat[2]
[1]baqi@mail.ru, [2]ismailova-almaz@ mail.ru
[1,2]Republican Seismic Survey Center of the Azerbaijan National Academy of Sciences, Baku, Republic of Azerbaijan

Abstract. The article states that regular monitoring is carried out to determine and study the characteristics of the impact of abnormal seismic activity on geophysical areas, as well as monitoring the stress-strain features of spatio-temporal changes in seismogenic zones. During geophysical studies, changes in time and space of gravitational fields under the influence of geodynamic stresses associated with the impact of geodynamic processes and earthquakes were studied. Discrete gravimetric studies allowed us to repeatedly clarify the stress-strain state of the geological environment in the study area and these areas were assessed as areas of accumulation of geodynamic stress energy and the possibility of strong earthquakes. Thus, based on gravimetric data, assessment of the weight force, an increase in the stress-strain position in the seismic zone gives a long-term forecast of seismic activity in these zones.

Введение. 7 мая 2012 года в Загатальском районе с интервалом в порядке 10 часов (04:40 и 14:15 GMT) произошли землетрясения с магнитудами 5.6 и 5.7. Эти землетрясения характеризуются как форшоки (магнитудой 3,5–4,8), так и интенсивные афтершоки (магнитудой 3,5–5,0) [4]. Согласно результатом международных сейсмологических центров USGS, CPP, GFZ, HARV, механизм очага первого землетрясения – взбросовый, а второго землетрясения – сбросовый, практически из одного очага (одинаковая глубина 10 км и идентичные координаты эпицентра) (рис. 1).

© ИГФ УрО РАН, 2025

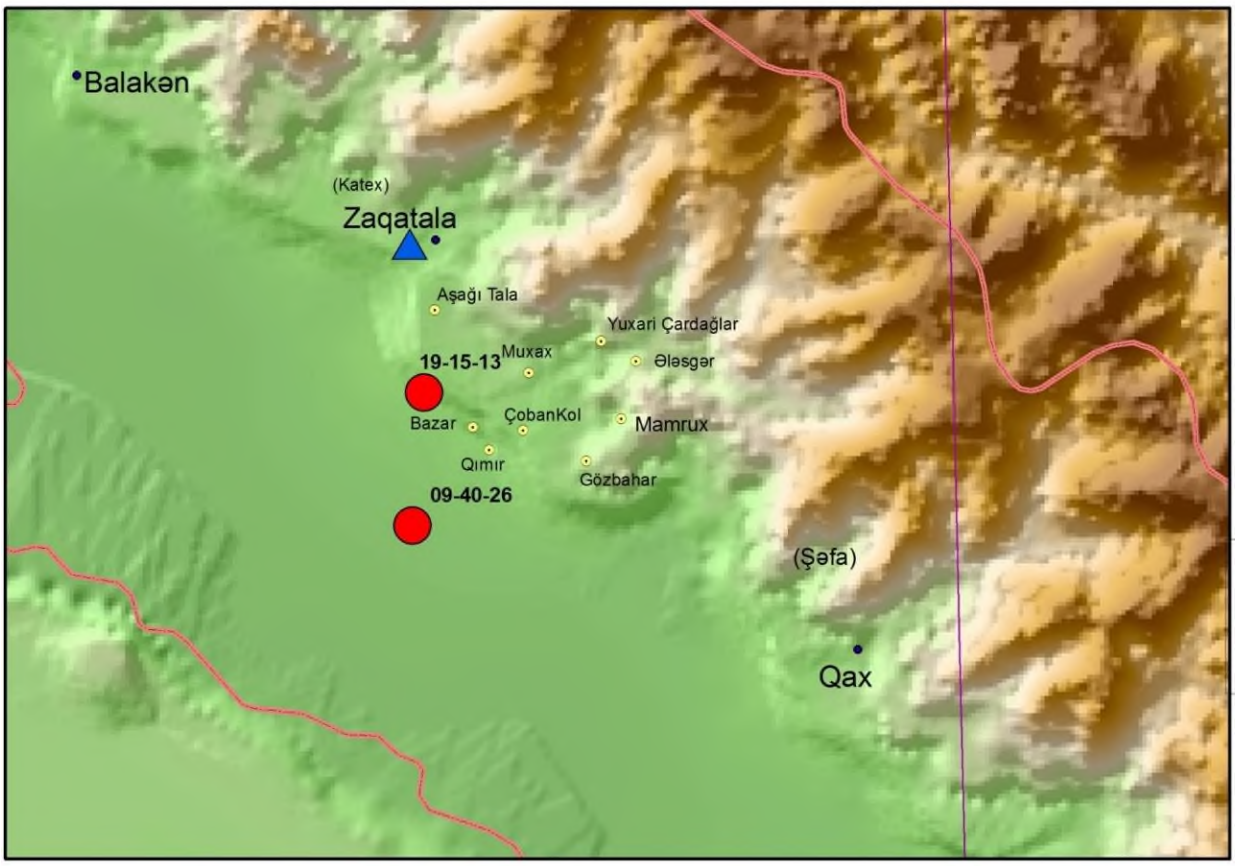


Рис. 1. Карта эпицентров Загатальского землетрясения 7 мая, 09:40:26 Ml=5,6 h=8 км и 19:15:13 Ml=5,7 h=12 км

В данной работе предпринята попытка интерпретации предвестниковых аномалий, зафиксированных в результатах режимных гравиметрических наблюдений в гравиметрическом поле. Целью данной работы является изучение гравиметрических вариаций геофизических полей с целью поиска критериев предупреждения землетрясений на Балаканско-Габалинском геодинамическом полигоне.

Методы и принципы исследований. Методика проведения полевых наблюдений высокоточными гравиметрами определяется в соответствии с требованиями выявления субъективных факторов и других факторов, влияющих на микросейсмичность, точность и достоверность наблюдений, ускорение свободного падения неприливных вариаций во времени [5]. Для этого использовался канадский гравиметр Scintrex CG-5 AutoGrav как для дискретных, так и для стационарных гравиметрических наблюдений. Этот прибор позволяет обнаруживать изменения силы тяжести в исследуемом поле при повторных гравиметрических измерениях. На рисунке 2 показаны как дискретные, так и стационарные точки наблюдения Белоканско-Габалинского геодинамического полигона [2].

Рассмотрим повторные измерения, представляющие интерес в рамках проведенных исследований. Характер изменения вариаций силы тяжести во времени между пунктами наблюдений, то есть по всему полигону, наглядно отображен в виде карты, схемы и трехмерной модели на профилях Белокан, Закатала, Ках, Шеки-Туран и Исмаиллы-Карамарьям-Мюсюслю (рис. 3 - 5) [1, 3, 6].



Рис. 2. Схема расположения пунктов наблюдений на геодинамическом полигоне.

На карте изоаномалий поля силы тяжести отчетливо видны аномальные зоны, сопровождающиеся увеличением значения Δg в Балакенской, Загатальской, Гахской, Исмаиллинской, Шемахинской и других сейсмогенных зонах (рис.3.).

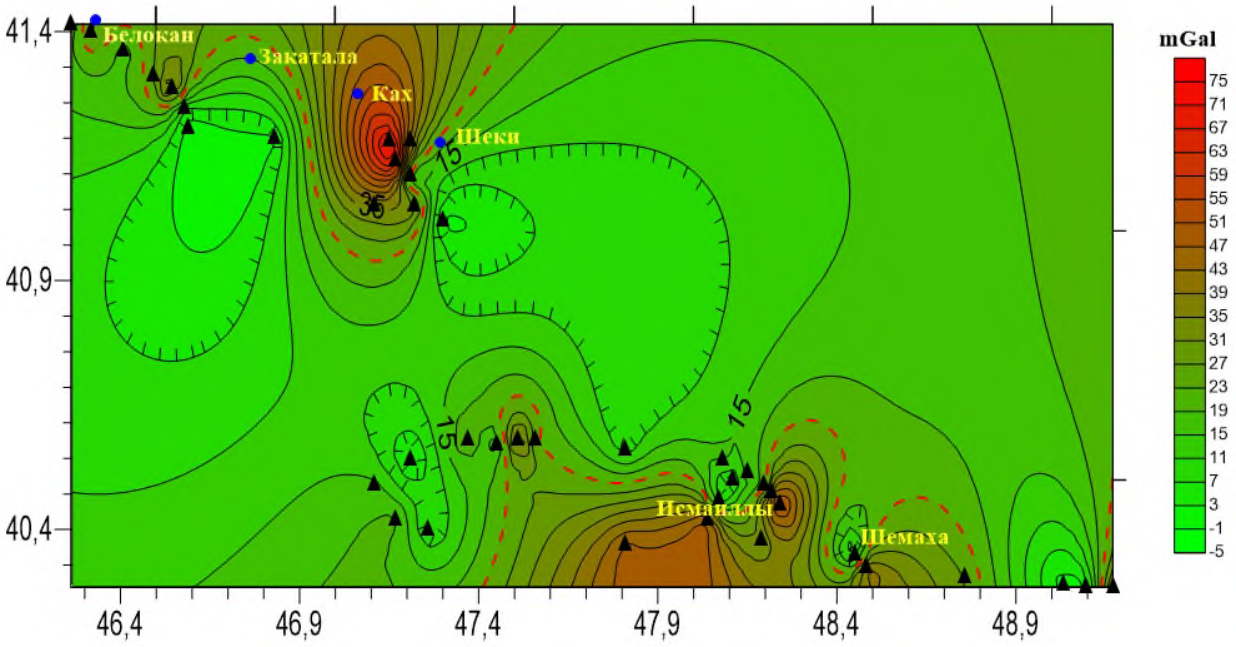


Рис. 3. Карта изоаномалий гравитационного поля Белокан-Габалинского геодинамического полигона за 2012 год

Таким образом, относительная сила тяжести по всей территории изменяется в пределах 0,020–0,035 мГал, в Шекинском районе – в пределах 0,010–0,035 мГал, в Закаталинском районе – в пределах 0,020–0,060 мГал, а в Шемахинском и Джангийском районах – в пределах 0,015–0,030 мГал. Увеличение интенсивности наблюдается по профилю Исмаиллы-Гарамарям- Мюсюслю.

Как видно из составленной карты в рисунке 3, основные изменения чаще всего происходили в зонах, граничащих с Загатальским, Гахским, Шекинским и Исмаиллинским, Шемахинским районами. Здесь же наглядно наблюдается увеличение интенсивности, поскольку в указанных районах она увеличилась и была наиболее выражена в Балакенско-Загатальской, Кахско-Шекинской и Исмаиллы-Шемахинской сейсмогенных зонах.

Таким образом, увеличение относительной силы тяжести Δg составляет от 0,010 до 0,045 мГал на профиле Исмаиллы – Карамарьям - Мюсюслю и в окрестностях Шемахинского района. Чтобы увидеть это более полно и наглядно, рассмотрим карту изоаномалий поля силы тяжести 2012 года и трёхмерное изображение модели напряжённости гравитационного поля (рис. 3-4).

Как изменяется градиент поля силы тяжести в модели напряжённости гравитационного поля 2012 года и какие области охватывает увеличение, наглядно отображено на трёхмерной графике (рис.4). Таким образом, это также подтверждает изменения на описанной карте.

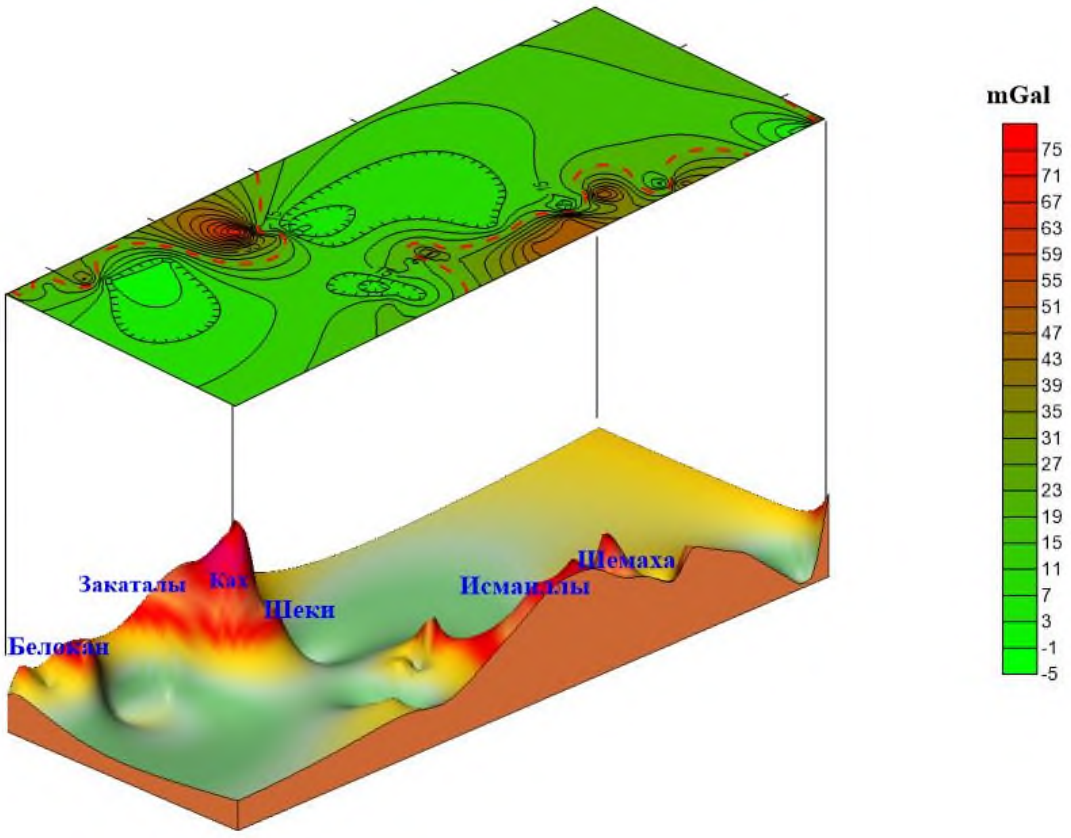


Рис.4. 3D-модель интенсивного роста гравитационного поля в сейсмогенных зонах (в течение 2012 г.)

Проведённые исследования позволяют заключить, что хотя профиль Шеки-Туран, ранее отличавшийся высокой интенсивностью, в последние годы не имеет заметной интенсивности, эта интенсивность очевидна на направлении Шеки-Закатала. Интенсивность на профиле Исмаиллы-Гарамарям-Мюсюслю также увеличивается, о чём свидетельствует продолжающийся рост напряжённости гравитационного поля в районе районов Шемахи и

Джанджи в течение последнего года. Это же можно увидеть и на трёхмерном графическом изображении интенсивного роста напряжённости гравитационного поля в полигоне (рис. 5).

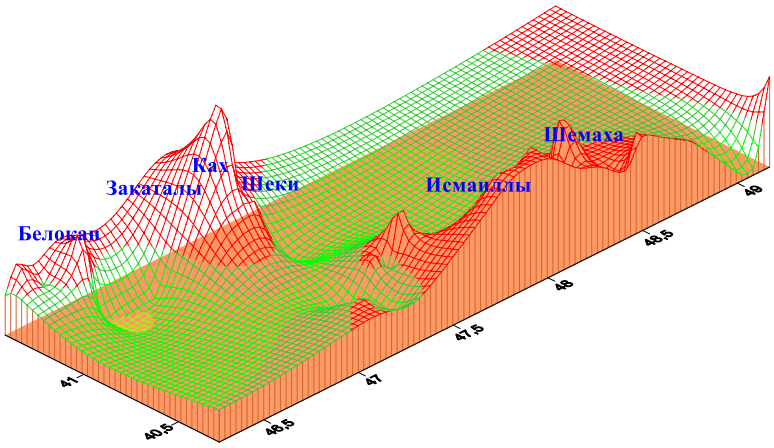


Рис.5. 3D графическое изображение интенсивного усиления гравитационного поля в сейсмогенных зонах

Существующие гравиметрические данные за 2012 год подтверждают напряженность в Белоканско Шемахинской сейсмогенных зоне. Комплекс гравиметрических исследований в сейсмически активных регионах позволяет оценивать уровни напряженно-деформационного состояния сейсмогенных зоны с целью долгосрочного прогноза ожидаемой здесь сейсмической активности на текущий период до одного года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Багиров Э.М., Исмаилова А.Т.* Анализ гравитационного поля в период до и после Шамахинского землетрясения (2018-2019г.) Труды VII Международной конференции «Опасные природные и технологические процессы в горных регионах: модели, системы, технологии». Под ред. А.В.Николаева, В.Б.Заалишвили-Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН. 2019.
2. *Bulanje Y.D.* Изучение неприливных изменений ускорения силы тяжести. Сб. научных трудов. Повторные гравиметрические наблюдения М., изд. “ Нефтегеофизики”, 1978 г., с. 10-17.
3. *Исмаилова А.Т.* Оценка напряженного состояния очагов деформации на Балаканско Габалинском геодинамическом полигоне на территории Азербайджанской Республики. Международный научно-исследовательский журнал. №8(122), 17 августа 2022, Екатеринбург. ISSN 2227-6017 Online DOI: https://doi.org/10.23670/IRJ 2022.122.62 7. 20.09.2022. P. 567-565.
4. *Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М., Казымова С.Э., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г.* Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье рр. Мазымчай и Пирсаат). ANAS Transactions. Earth Sciences 2018.
5. *Nemçov L. D.* Методика и техника высокоточных гравиметрических работ. Высокоточная гравиразведка, М., изд. “Недра”.,1967 г., с.46-57.
6. Отчет о гравимагнитометрических и геодинамических научно-исследовательских работах, выполненных Геофизическим отделом РЦСС НАНА в 2012 году. Баку. Научный фонд РЦСС.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.837

ФОРМУЛЫ РАСЧЕТА ТОКОВ РЕЛЬСОВОГО ПУТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ

Вишнев Владимир Сергеевич[1], Горшков Виталий Юрьевич[2]
[1]vishnev.38@mail.ru, [2]vitalaa@yandex.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Представлены математические выражения электрических и магнитных составляющих поля линейных проводящих геологических тел, выведенные с использованием параметров, применяемых для расчета токов и потенциалов тяговой сети железной дороги. Полученные формулы могут быть полезными при интерпретации электроразведочных материалов метода сопротивления.

FORMULAS FOR CALCULATING TRACK CURRENTS AND THE POSSIBILITY OF THEIR USE IN GEOELECTRIC EXPLORATION

Vishnev Vladimir Sergeevich[1], Vitaliy Yurievich Gorshkov[2]
[1]vishnev.38@mail.ru, [2]vitalaa@yandex.ru
Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Abstract. Mathematical expressions of electric and magnetic components of the field of linear conductive geological bodies are presented, derived using parameters used in calculating currents and potentials of a railway traction mudflow. The obtained formulas can be useful in interpreting electrical exploration materials of the resistance method.

Введение. Известно, что многие аномальные объекты земных недр в силу природной вытянутости по горизонтали, в частности на Урале, представимы хорошо проводящим электрический ток линейным бесконечно длинным включением (неизолированным проводником), расположенным в массиве плохо проводящих горных пород вблизи дневной поверхности. Допустим, что исследования методами электрического сопротивления выполняются вблизи русла древней исчезнувшей реки. Тогда очертание содержимого русла, очевидно, аналогично проводящему полуцилиндру, длиной l, много большей разноса AB. Если цилиндр имеет малый диаметр, то поле его токов в первом приближении, вероятно, подобно полю токов прямолинейного неизолированного провода, лежащего на земле, которым аппроксимируют и рельсовый путь электрической железной дороги (ЭЖД).

Следовательно, формулы потенциала и токов тяговой сети ЭЖД должны подходить и для расчета аномалий линейных геологических тел, если основные параметры (погонное сопротивление рельсов и погонное сопротивление перехода рельс – земля) этих формул преобразовать в соотношения, содержащие величины (удельные электрические сопротивления и др.), употребляемые в электроразведке.

Работа посвящена выводу математических выражений, пригодных для расчета электрических и магнитных аномальных эффектов от некоторых хорошо проводящих электрический ток линейных геологических тел, используя формулы расчета токов рельсового пути.

Исходные сведения

Рассмотрим на рис.1б, следуя (Марквардт, 1965), элементарный участок dl проводника, лежащий на расстоянии l от точечного электрода, питающего проводник током I. Сопротивление участка длиной dl, очевидно, выражается произведением $r_p dl$, падение же потенциала на этом участке $d\psi(l) = -I_p(l) r_p dl$, где $I_p(l)$ – ток в отрезке dl, возникший за счет нагрузки I, r_p – погонное электрическое сопротивление включения (сопротивление единицы длины проводника, которая в (Марквардт, 1965) принята равной 1 километр). Утечка $dI_{ут}$

элемента dl определяется потенциалом $\psi(l)$ и его переходным сопротивлением $dR = r_п/dl$, то есть $dI_{ут} = \psi(l)dl/r_п$ ($r_п$ – переходное сопротивление единицы длины (одного километра) проводника). А так как приращение тока ($dI_р$) на длине dl равно по величине и противоположно по знаку току утечки ($dI_{ут}$), то $dI_р(l)=-\psi(l)dl/r_п$, откуда:

$$\frac{dI_р(l)}{dl} = -\frac{\psi(l)}{r_п}\ ,\ \frac{d\psi(l)}{dl} = -I_р(l)r_р\ . \qquad (1)$$

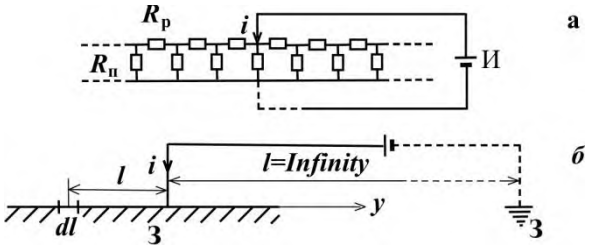


Рис.1. Эквивалентная (а) и расчетная (б) схемы токов и утечек неизолированного проводника, лежащего на земной поверхности и питаемого точечным источником тока

Из (1) легко получить дифференциальное уравнение:

$$\frac{d^2\psi(l)}{dl} - k^2\psi(l) = 0\ ,\ \text{где } k=(r_р/r_п)^{1/2}. \qquad (2)$$

Общим решением (2) будет функция:

$$\psi(l) = Ae^{kl} + Be^{-kl}. \qquad (3)$$

Воспользовавшись вторым уравнением (1), найдем:

$$I_р = -\frac{1}{\sqrt{r_р r_п}}(Ae^{kl} - Be^{-kl})\ . \qquad (4)$$

Используя граничные условия $\psi_{|-l\to 0}=\psi_{|+l\to 0}$, $I_{р|-l\to 0}+I_{р|+l\to 0}=I$, $I_{р|-l\to -\infty}=0$, $I_{р|+l\to +\infty}=0$, запишем:

$$A_{+l} = B_{-l} = 0,\ A_{-l} = B_{+l} = B_0 = \frac{r_р I}{2k}\ ,$$

$$I_р(l) = \frac{1}{2}Ie^{-kl}\ ,\ I_р(-l) = -\frac{1}{2}Ie^{kl}\ ,\ dI_{ут}(l) = \frac{kIe^{-kl}}{2}dl\ ,\ dI_{ут}(-l) = \frac{kIe^{kl}}{2}dl\ . \qquad (5)$$

Формулы расчета электрических и магнитных составляющих поля тока и поля утечки проводящего бесконечно длинного включения в массиве горных пород

Расчетные формулы магнитного поля тока, текущего по включению и магнитного и электрического поля тока, стекающего с включения, можно получить, воспользовавшись известными в электроразведке приемами.

Пусть на поверхности горизонтально-однородного слоистого геоэлектрического разреза лежит прямолинейный, равномерно заземленный, бесконечно длинный проводник, подсоединенный к источнику постоянного (импульсного) тока в точках A и B. Зададим прямоугольную систему координат с центром в точке A. Ось y (также как ось l) направим в сторону B, ось z – по вертикали вниз. Разобьем проводник на такие отрезки dl, чтобы вдоль каждого из них $dI_{ут}$ и $I_р$ менялись незначительно. Тогда, начиная с некоторого удаления x от проводника, токи в каждом i – том отрезке dl можно считать элементарными, а сами отрезки – точечными заземлениями. Электрический потенциал U_{1i} (в первом слое) и магнитная напряженность $H_{\varphi i}$ поля i-того точечного источника, находящегося на поверхности горизонтально-однородного слоистого проводящего полупространства, а также магнитная напряженность $H_{рi}$ поля i-того элементарного тока, описываются соотношениями:

$$U_{1i} = \frac{\rho_1 I}{2\pi}\left[\frac{1}{R} + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{q_n}{\left[r^2+(2dn+z)^2\right]^{1/2}} + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{q_n}{\left[r^2+(2dn-z)^2\right]^{1/2}}\right] = \frac{\rho_1 I}{2\pi}f \quad \text{(Заборовский, 1963),} \quad (6)$$

© ИГФ УрО РАН, 2025

$$H_{\varphi i} = \left|\vec{H}_i\right| = \frac{1}{r}\int_0^r j_{za} r dr = -\frac{1}{r}\int_0^r \frac{1}{\rho_1}\frac{d}{dz}\left\{\frac{\rho_1 I}{2\pi} f - \frac{\rho_1 I}{4\pi R}\right\} r dr = \frac{I}{4\pi} F \text{ (Егоров и др., 1984),} \quad (6')$$

$$\left|\vec{H}_{pi}\right| = \left| I_{pi} \frac{\left[d\vec{l}\,\vec{R}\right]}{4\pi R^3}\right| = \frac{I_{pi} dl}{4\pi R^2} \sin\left(\vec{dl}\,\hat{}\,\vec{R}\right) \text{ (Бурсиан, 1972),} \quad (6'')$$

где $f = \frac{1}{R} + \sum_{n=1}^{\infty}\left\{\frac{q_n}{\left[r^2 + (2dn+z)^2\right]^{1/2}} + \frac{q_n}{\left[r^2 + (2dn-z)^2\right]^{1/2}}\right\}$,

$$F = \frac{1}{r} - \frac{z}{r\left[r^2+z^2\right]^{1/2}} - \frac{2}{r}\sum_{n=1}^{\infty}\left\{\frac{q_n(2dn+z)}{\left[r^2+(2dn+z)^2\right]^{1/2}} - \frac{q_n(2dn-z)}{\left[r^2+(2dn-z)^2\right]^{1/2}}\right\}.$$

d – число, выражающее общую меру глубин нижних границ пластов проводящего полупространства; ρ_1– удельное электрическое сопротивление первого слоя, q_n – коэффициенты (эмиссии), отражающие свойства геоэлектрического разреза; R – расстояние от i-того возбудителя поля до пункта наблюдения (М); r, φ, z – координаты М в цилиндрической системе с осью z, направленной из источника в сторону слоистого полупространства перпендикулярно границам раздела, j_{za} – аномальная (относительно однородного пространства) часть вертикальной составляющей плотности тока, I – полный ток растекания точечного источника, I_{pi} – ток i-того отрезка dl.

Подставив в соотношения (6) вместо I соответствующие значения для $dI_{ут}$, а вместо I_{pi} – значения для I_p, из уравнений (5), просуммировав их по i и заменив суммирование интегрированием, имеем:

1). Формулы для расчета поля токов утечки проводника:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{4\pi} k\left[\int_0^L Q_1 f + \int_{-\infty}^0 Q_2 f + \int_L^{\infty} Q_3 f\right] dl, \quad (7)$$

$$E_x = \frac{\rho_1 I}{4\pi} k\left[\int_0^L Q_1 \lambda x_м + \int_{-\infty}^0 Q_2 \lambda x_м + \int_L^{\infty} Q_3 \lambda x_м\right] dl, \quad (7')$$

$$E_y = \frac{\rho_1 I k}{4\pi}\left[\int_0^L Q_1 \lambda (y_м - l) + \int_{-\infty}^0 Q_2 \lambda (y_м - l) + \int_L^{\infty} Q_3 \lambda (y_м - 1)\right] dl, \quad (7'')$$

$$H_y = \frac{I}{8\pi} k\left[\int_0^L Q_1 F \frac{x_м}{r} + \int_{-\infty}^0 Q_2 F \frac{x_м}{r} + \int_L^{\infty} Q_3 F \frac{x_м}{r}\right] dl, \quad (8')$$

$$H_x = \frac{-I}{8\pi} k\left[\int_0^L Q_1 F \frac{y_м - l}{r} + \int_{-\infty}^0 Q_2 F \frac{y_м - l}{r} + \int_L^{\infty} Q_3 F \frac{y_м - l}{r}\right] dl. \quad (8'')$$

2). Выражения для расчета поля токов, текущих по включению:

$$\left|\vec{H}_p\right| = \left|H_\psi\right| = \frac{I}{8\pi}\left(x_м^2 + z_м^2\right)^{1/2}\left[\int_0^L \frac{\psi_1}{R^3} + \int_{-\infty}^0 \frac{\psi_2}{R^3} + \int_L^{\infty} \frac{\psi_3}{R^3}\right] dl, \quad (9)$$

$$H_{xp} = \frac{I}{8\pi} z_м\left[\int_0^L \frac{\psi_1}{R^3} + \int_{-\infty}^0 \frac{\psi_2}{R^3} + \int_L^{\infty} \frac{\psi_3}{R^3}\right] dl, \quad (9')$$

$$H_{zp} = \frac{-I}{8\pi} x_м\left[\int_0^L \frac{\psi_1}{R^3} + \int_{-\infty}^0 \frac{\psi_2}{R^3} + \int_L^{\infty} \frac{\psi_3}{R^3}\right] dl, \quad (9'')$$

$H_{yp} = 0$,

где, если электрод *A* питающей линии *AB* подсоединен к минусовой клемме источника тока, то:

$$Q_1 = \left[-e^{-kl} + e^{+k(l-L)}\right],\ Q_2 = \left[-e^{+kl} + e^{+k(l-L)}\right],\ Q_3 = \left[-e^{-kl} + e^{-k(l-L)}\right],$$

$$\psi_1 = \left[-e^{-kl} - e^{+k(l-L)}\right],\ \psi_2 = \left[+e^{+kl} - e^{+k(l-L)}\right],\ \psi_3 = \left[-e^{-kl} + e^{-k(l-L)}\right],$$

$$\lambda = \frac{1}{R^3} + \sum_{n=1}^{\infty}\left\{\frac{q_n}{\left[r^2 + \left(2dn + z_м\right)^2\right]^{3/2}} + \frac{q_n}{\left[r^2 + \left(2dn - z_м\right)^2\right]^{3/2}}\right\},$$

$x_м$, $y_м$, $z_м$ – прямолинейные декартовы; r, φ, z – цилиндрические координаты пункта наблюдения (М); I – ток в линии $AB = L$, $k = (r_р/r_п)^{1/2}$, $r_р$ и $r_п$ – погонные сопротивления проводника и перехода проводник – вмещающая среда, ψ – азимутальная координата системы координат, с центром на оси проводника.

При $z_м = 0$, то есть на поверхности слоистого полупространства,

$$R = r = \left[x_м^2 + (y_м - l)^2\right]^{1/2},\ f = \frac{1}{r} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{q_n}{\left[r^2 + (2dn)^2\right]^{1/2}},\ F = \frac{1}{r},$$

$$\lambda = \frac{1}{r^3} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{q_n}{\left[r^2 + (2dn)^2\right]^{3/2}},$$

Рассматривая формулы 7 – 9'', замечаем, что при расчете электрических и магнитных составляющих поля включения надо задаваться параметром $k=(r_р\ /r_п\ )^{1/2}$, где, согласно (Марквардт, 1965), $r_р$ (Ом/км), $r_п$ (Ом·км), k (км$^{-1}$), представлены в несистемных и не используемых в электроразведке единицах. Но у $r_р$ (Ом/км), $r_п$ (Ом·км), физический смысл тот же, что и у удельного электрического сопротивления.

Значит, для достижения поставленной цели, их надо выразить через параметры, используемые в электроразведке.

Преобразование погонных сопротивлений проводящего включения и перехода включение – вмещающая среда в выражения, содержащие удельные электрические сопротивления среды и включения. При выводе соответствующих математических выражений заменим наше полуцилиндрическое включение, помещенное на поверхность однородного изотропного полупространства целым цилиндром, помещенным в однородное изотропное пространство, и, используя формулу:

$$R = \rho\frac{l}{S} \qquad (14),$$

где R – сопротивление, l – длина, S – поперечное сечение, ρ – удельное электрическое сопротивление материала проводника, имеем:

$R_{вкл} = \rho_{вкл}$ (Омм)·l (м)/ πa^2(м^2) = $r_р$ (Ом/км)·l (10^3) м,

$R_{среды} = \rho_{среды}$ (Омм) h (м)/ $2\pi a$ (м)·l (м) = $r_п$ (Ом·к м)/l (10^3) м, откуда:

$$k = 10^{-3}\times\sqrt{\frac{2\rho_{вкл}}{\rho_{среды}\cdot h\cdot a}}\ (м^{-1}), \qquad (15)$$

где a – радиус цилиндрического включения, h – глубина проникновения поля, l – единица длины включения, равная одному километру, $R_{вкл}$ – сопротивление участка проводящего включения длины l (10^3) м = 1 км, $R_{среды}$ – поперечное сопротивление диска материала среды, длиной l (10^3) м = 1 км, диаметром h; $\rho_{вкл}$, $\rho_{среды}$ – удельные электрические сопротивления пород включения и вмещающей среды, πa^2(м^2) площадь сечения, $2\pi a$(м)·l(м) – площадь соприкосновения со средой единицы длины включения, h – глубина проникновения тока $dI_{ут}$.

Обсуждение результатов и выводы. Анализируя приведенные математические выражения, замечаем, что погонные сопротивления проводящих тел в массивах горных

пород являются сложными параметрами, характеризующими не только их электрические, но и геометрические, свойства, а само включение можно задавать и круговым, и эллиптическим цилиндром, и объектом прямоугольного сечения. В последнем случае в однородном пространстве площади сечения и соприкосновения со средой единицы длины включения будут равны ab и $(2a+b)\cdot l$, где a – высота, b – ширина сечения. Значит в выражении (15) множитель $2/a$ заменяется на $a\cdot b/(2a+b)$. Кроме того, в работе (Марквардт, 1965) есть решения для рельсовых путей конечных размеров. Это расширяет область применения, положенной в основу статьи идеи, на тела, выклинивающиеся с одной или одновременно с обеих сторон.

Однако у практического использования математических выражений (7) – (9) есть существенные ограничения, а именно: поперечные размеры включения должны быть значительно меньше расстояния до точек измерения и включение должно залегать вблизи дневной поверхности. Если первое условие не соблюдается, то всю площадь сечения проводника следует разбивать на небольшие порции, расчеты вести для каждой порции отдельно, результаты суммировать и в итоге проигрывать в точности данных за счет увеличения модельных отклонений. Тем не менее, приведенные формулы могут быть весьма полезными, особенно при отыскании магнитных составляющих аномального поля линейных проводящих образований в земной среде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурсиан В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. – Л.: Недра, 1972, 386 с.

2. Егоров М.Н., Гуревич Ю.М., Фирсов А.А., Гавеля Э.А., Семенов В.Д., Векслер В.И., Поддерегин Ю.Б., Веревкин А.П., Мартьянов В.В., Лебедев В.Ф., Князев В.А. Метод заряда с измерением магнитного поля при поисках и разведке рудных месторождений. Методическое пособие. – Л.: Недра, 1984, 352 с.

3. Заборовский А.И. Электроразведка. М., Гостоптехиздат, 1963, 423 с.

4. Марквардт К. Г. Энергоснабжение электрических железных дорог: М., 1965, 464 с.

УДК 550.8.053

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ОБРАБОТКИ КАРОТАЖНЫХ ДИАГРАММ

Галиуллина Елена Павловна[1], Сайфуллина Аделина Рустамовна[2]
[1]Vantaa-ofis@mail.ru, [2]Saifullina17022002@gmail.com
[1,2]Уфимский государственный нефтяной технический университет, г. Уфа, Россия

Аннотация. Рассмотрена возможность применения метода вейвлет-преобразования для обработки и интерпретации каротажных диаграмм. На основе метода вейвлета Рикера, который является оптимальным методом вейвлет-преобразования для анализа контактов песчаник-глина по данным гамма-каротажа, проведено исследование.

ON THE POSSIBILITY OF USING THE WAVELET TRANSFORM METHOD FOR PROCESSING LOGGING DIAGRAMS

Galiullina Elena Pavlovna[1], Sayfullina Adelina Rustamovna[2]
[1]Vantaa-ofis@mail.ru, [2]Saifullina17022002@gmail.com
[1,2]Ufa State Petroleum Technical University, Ufa, Russia

Abstract. The possibility of using the wavelet transform method for processing and interpreting logging diagrams has been considered. Based on the Riker wavelet method, which is the optimal wavelet transform method for analyzing sandstone-clay contacts based on gamma logging data, a study was conducted.

Каротаж скважин – это комплекс геофизических исследований скважин (далее по тексту ГИС), направленный на изучение строения пластов. В процессе измеряются физические параметры пород (электрические, радиоактивные, акустические и так далее), результаты которых отображаются в виде каротажных диаграмм. Эти данные позволяют определить три ключевые характеристики: литологию (состав пород), пористость (емкость породы) и насыщенность (тип флюида), что необходимо для выявления продуктивных зон с нефтью или газом.

В настоящее время каротажные диаграммы интерпретируют и обрабатывают опытные специалисты, применяя профильное программное обеспечение, визуализирующее данные скважинных приборов. Характеристики пластовых зон обрабатываются в полуавтоматическом режиме.

Доклад посвящён применению вейвлет-преобразования для обработки каротажных диаграмм и построению на его основе системы поддержки принятия решений (СППР). Такая СППР выступает инструментом, задающим направление и методы поиска оптимального решения. В рамках интерпретации каротажных диаграмм она должна выделять потенциально продуктивные интервалы скважины, выявляемые по ключевым корреляциям кривых. Для решения этой задачи целесообразно использовать вейвлет-преобразование.

Вейвлет-анализ представляет собой особый тип линейного преобразования сигналов и отображаемых этими сигналами физических данных о процессах и физических свойствах природных сред и объектов [1]. При записи каротажей скважинными приборами регистрируются сигналы, которые описывают физические свойства горных пород в толщах пласта по разрезу скважины, а метод вейвлет-преобразования обрабатывает и интерпретирует данные сигналы для извлечения и поиска необходимой информации.

При регистрации основного сигнала одновременно фиксируются мешающие сигналы — шумы и помехи (рис. 1).

© ИГФ УрО РАН, 2025

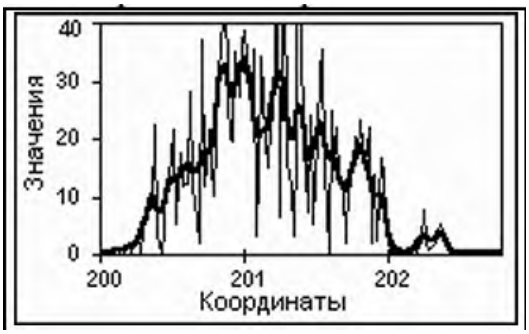


Рис. 1 – Сигнал с помехами

Причины искажения полезных сигналов могут быть абсолютно разными, например, влияние микрокаверн в стенках скважины на измерения в рентгенорадиометрических методах каротажа, грозовых разрядов на электроразведочные методы измерений и тому подобное [2]. Вейвлет-преобразование эффективно подавляет высокочастотные шумы и выделяет ключевые параметры из значительного массива данных, при этом сохраняет информативность о строении разреза скважины.

Основная область применения вейвлет-преобразований – анализ и обработка сигналов и функций, нестационарных во времени или неоднородных в пространстве, когда результаты анализа должны содержать не только общую частотную характеристику сигнала (распределение энергии сигнала по частотным составляющим), но и сведения об определенных локальных координатах, на которых проявляются те или иные группы частотных составляющих, или на которых происходят быстрые изменения частотных составляющих сигнала. [1] Вейвлет-анализ эффективен для выявления локальных особенностей пластов благодаря частотно-пространственному анализу, а также применим для сжатия данных без потери информации.

Каждый вейвлет обладает уникальными временными и частотными характеристиками, позволяя по-разному акцентировать особенности процесса, что усложняет выбор наилучшего варианта для конкретной задачи. Так, для выявления контактов песчаников и глин по гамма-каротажу применим вейвлет Рикера (Mexican hat), а для подавления высокочастотного шума в акустическом каротаже — вейвлет Добеши (Daubechies).

Вейвлет Рикера (известный также как Mexican hat wavelet) эффективно выделяет резкие изменения сигнала, соответствующие границам пластов. Исходный набор включает 2027 значений в условных единицах, полученных при гамма-каротаже в интервале 1950,6–2355,8 метров с шагом 0,2 метра. На Python реализован алгоритм, основанный на формуле второй производной гауссовой функции.

$$\Psi(t) = \frac{2}{\sqrt{3\sigma}\pi^{\frac{1}{4}}}\left(1 - \left(\frac{t}{\sigma}\right)^2\right) e^{-\frac{t^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

где:

σ - параметр масштаба;

t - пространственная координата.

При преобразовании указанного уравнения в программе для выделения песчаниковых и глинистых интервалов скважины в заданном диапазоне получены результаты, показанные на рис. 2.

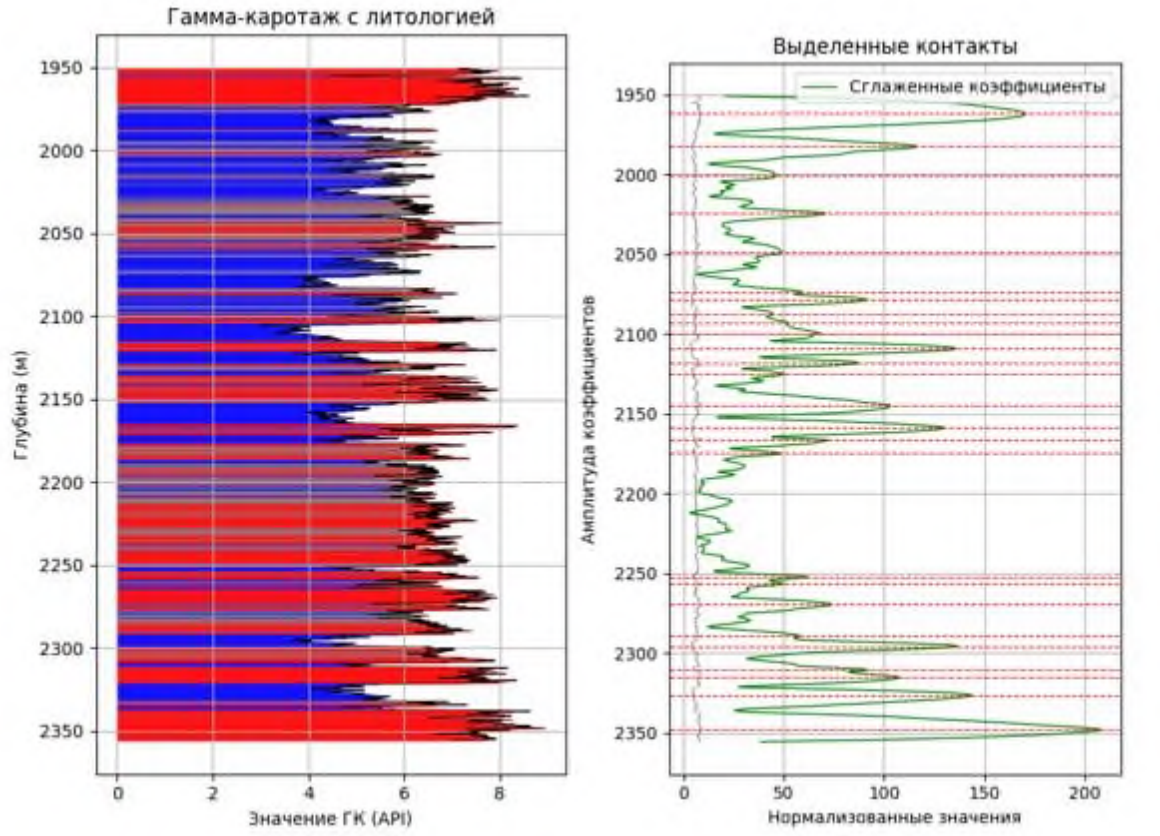


Рис. 2 – Результаты программы по определению глин и песчаников по разрезу скважины

На первом графике глины показаны красным, песчаники – синим, переходные зоны – серым. На втором точное положение контактов отмечает красный пунктир, тогда как зеленая сглаженная кривая показывает максимумы: отчетливые границы пластов и плавные участки однородных толщ. По данному графику легко распознать резкие контакты (узкие высокие пики) и постепенные переходы (широкие пологие вершины).

Кроме того, программа сохраняет обработанные результаты в отдельной excel-таблице, пригодной для последующей работы с данными.

В заключении следует отметить, что каротаж целесообразно рассматривать как временной ряд, в котором ось времени заменяется глубинной координатой, благодаря чему к нему применимо вейвлет-преобразование. Вероятность получения качественных результатов высока, поскольку этот метод является мощным математическим инструментом для извлечения информации из множества различных типов данных и оптимально подходит для обработки каротажных кривых и выявления продуктивных пластов вдоль ствола скважины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Егорова Е.В., Аксяитов М.Х., Рыбаков А.Н.* Методы повышения эффективности вейвлет-преобразований при обработке, сжатии и восстановления радиотехнических сигналов: монография. Минобрнауки России, Российский технологический университет. Тамбов: Консалтинговая компания Юком, 2019. 84 с.
2. *Давыдов А.В.* Сигналы и линейные системы: тематические лекции // Уральский государственный горный университет институт геологии и геофизики, 2005. 262 с.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 551.2.02

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛЮМОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В ПЛОСКОМ СЛОЕ НАД ЛОКАЛЬНЫМ ИСТОЧНИКОМ ТЕПЛА

Голицына Зоя Фридриховна[1], Кирдяшкин Алексей Анатольевич[2], Банушкина Софья Викторовна[3]
[1]zoe.zhurko@igm.nsc.ru; [2]aak@igm.nsc.ru; [3]banushkinasv@igm.nsc.ru
[1,2,3] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

Аннотация. Проведены исследования мантийных термохимических плюмов методом лабораторного теплофизического моделирования. Эксперимент наглядно демонстрирует, что канал плюма в вертикальном сечении представляет собой систему конвективных ячеек, перемещающихся вверх и меняющих с течением времени свою конфигурацию. В ячейках вдоль области восходящего потока происходит плавление, вдоль нисходящего потока – кристаллизация на границе канала. Установлено, что относительная мощность Ка указывает на величину ΔN – количество тепловой энергии, проявляющейся в верхней ячейке плюма и является критерием, характеризующим режим выхода плюма на поверхность. Предполагается, что грибообразная голова плюма может являться причиной образования крупных интрузивных тел в земной коре – батолитов.

EXPERIMENTAL MODELING OF PLUMES FORMED IN A FLAT LAYER OVER A LOCAL HEAT SOURCE

Golytsina Zoia Fridrikhovna[1], Kirdyashkin Alexey Anatolyevich[2], Banushkina Sofja Viktorovna[3]
[1]zoe.zhurko@igm.nsc.ru; [2]aak@igm.nsc.ru; [3]banushkinasv@igm.nsc.ru
[1,2,3] *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Abstract. Mantle thermochemical plumes have been studied by the laboratory thermophysical modeling. The plume channel in a vertical section is a system of convective cells that move upward and change their configuration over time clearly demonstrates due to the experiment. Melting occurs in the cells along the upflow region, while crystallization is along the downflow region at the channel boundary. It is determined that the relative power Ka indicates the value of ΔN, which is the amount of thermal energy that appears in the upper cell of the plume and is a criterion that characterizes the mode that the plume bursts to the surface. It is believed that the mushroom-shaped top of the plume may be forming large intrusive bodies in the Earth's crust, such as batholiths.

Мантийные термохимические плюмы являются важнейшими регуляторами процесса теплообмена в мантии. Периодические изменения объемов мантийного магматизма, которые служат индикаторами как интенсивности деятельности мантийных плюмов, так и величины тепловой мощности на подошвах плюмов. Невозможно непосредственно наблюдать за процессами тепло- и массопереноса в канале плюма, измерять их основные характеристики и отслеживать изменения структуры плюмового канала. Однако при помощи экспериментального моделирования, можно получить данные о структуре, параметрах и теплообмене реальных плюмов и сопоставить данные моделирования с реальными магматическими проявлениями плюмовой деятельности.

Одним из основных методов, применяемых для исследования мантийных термохимических плюмов, является метод лабораторного теплофизического моделирования. Схема экспериментальной установки для исследования тепловой и гидродинамической структуры течений в модельном канале плюма, выплавляющемся в наклонном плоском слое над локальным источником тепла, представлена на рис. 1.

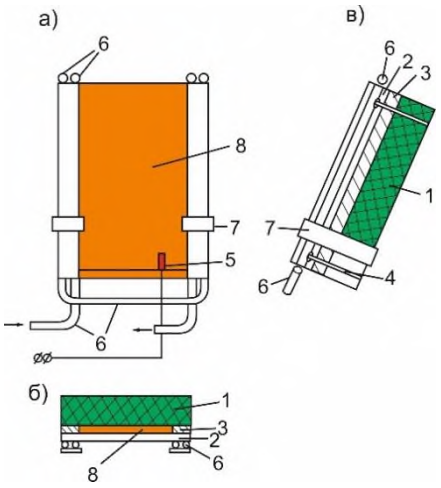


Рис. 1. Схема экспериментальной установки: а – вид спереди; б – вид сверху; в – вид сбоку; 1 – задняя стенка слоя; 2 – оргстеклянная прозрачная пластина; 3 – уплотнительный фланец; 4 – шурупы; 5 – электронагреватель; 6 – силиконовые шланги; 7 – прижимающая скоба, 8 – слой парафина.

Задняя стенка установки (1) выполнена из дерева и имеет высоту 400 мм, ширину 240 мм и 40 мм. Передняя прозрачная оргстеклянная пластина 3 имеет высоту 400 мм, ширину 240 мм и толщину 5 мм. Цилиндрический электронагреватель (4) имеет диаметр 8 мм и высоту 50 мм. Охлаждающие трубки (5) диаметром 14 мм крепятся по периметру передней стенки установки тонким фланцем. Рабочий объем (слой) (8) имеет толщину 11,5 мм, высоту 390 мм и ширина 200 мм. Конструкция экспериментальной установки позволяет моделировать формирование канала плюма в плоском слое при различных углах его наклона относительно вектора силы тяжести. После включения термостата и установления в рабочем объеме заданной температуры охлаждающего контура, включался источник постоянного тока (подсоединенный к нагревателю (5)) на требуемой мощности. Производится фото и видеосъемка структуры выплавляемого канала через определенные промежутки времени. Продолжительность экспериментов составляла 5-8 сут. Эксперименты проводились при малом наклоне рабочего слоя (8) от вектора силы тяжести (α = 2°) и при угле наклона слоя относительно вектора силы тяжести α = 23°. Для визуализации картины течения в расплав канала модельного плюма вводились частицы алюминиевой пудры размером 10-15 мкм.

Экспериментальные исследования при малом угле наклона слоя относительно вектора силы тяжести (α = 2°) показали, что над локальным цилиндрическим источником тепла в плоском слое выплавляется модельный канал плюма (канал плавления) сложной структуры. При тепловой мощности локального нагревателя N = 5,5 Вт плюм не выходит на поверхность массива (слоя). В этом случае длина канала плюма, отдающего тепло окружающему массиву, измеряемая от верхнего торца цилиндрического нагревателя, составляет H = 255 мм.

Наблюдается ячеистая структура канала плюма. Границы конвективных ячеек канала плюма являются сужениями канала. Ячеистая структура возникает вследствие неустойчивой стратификации по высоте канала, т.е. из-за понижения температуры по мере удаления от подошвы плюма (от источника тепла). В процессе эксперимента ячейки медленно перемещаются вверх по высоте канала плюма, изменяется их конфигурация. Этим создается дополнительный тепловой поток в твердый окружающий массив при нестационарной теплопроводности. Величина теплового потока от канала плюма в окружающий массив, обусловленного нестационарным режимом теплообмена, составляет 0,15N, где N – тепловая мощность на нагревателе, как это было экспериментально установлено в работе [2]. Поэтому тепловая мощность, отдаваемая каналом плюма в окружающий массив, в режиме стационарной теплопроводности $N_1 = N - 0{,}15N = 0{,}85N$. В нашем случае $N_1 = 5{,}5 \times 0{,}85$ Вт = 4,68 Вт. Тогда тепловая мощность, передающаяся в окружающий массив на единицу высоты канала плюма, $\Delta N_1 = N_1/H$ = 18,35 Вт/м.

Следующая задача - определить режима выхода модельного плюма на поверхность массива. В статьях [2; 3] было показано, что режим выхода плюма на поверхность определяется критерием Ка = N/N_1 (безразмерной тепловой мощностью плюма). Как показали эксперименты, при тепловой мощности нагревателя N = 6,4 Вт модельный плюм выходит на поверхность массива и образует первую ячейку вверху канала плюма, имеющую вид неразвитой грибообразной головы плюма. Высота канала плюма в рассматриваемом

случае H = 307 мм, поэтому тепловая мощность, отданная каналом плюма окружающему массиву в режиме стационарной теплопроводности, $N_1 = H\Delta N_1$ = 0,307 × 18,35 Вт = 5,63 Вт и критерий Ка = N/N_1 = 1,14.

При N = 7,7 Вт и H = 316 мм, $N_1 = H\Delta N_1$ = 5,8 Вт и Ка = N/N_1 = 1,33 плюм выходит на поверхность массива и образует характерную грибообразную голову, представляющую первую ячейку канала плюма (рис. 2).

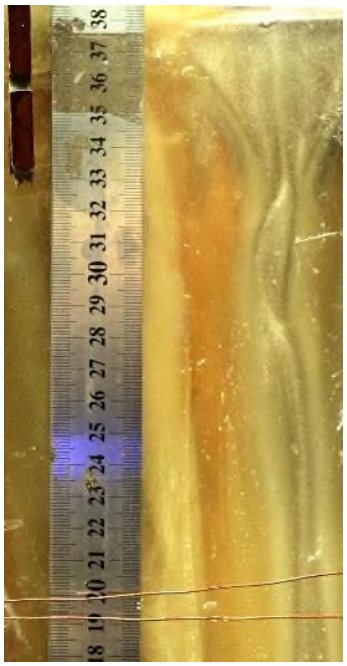


Рис. 2. Структура канала плюма в плоском слое (α = 2°) при N = 7,7 Вт (Ка = 1,33, H = 316 мм).

Итак, в плоском слое, когда диаметр канала модельного плюма соизмерим с толщиной этого слоя, грибообразная голова плюма образуется при Ка > 1,14. В то же время, экспериментальные исследования показывают, что в случае плавления в большом объеме твердого массива над локальным источником тепла грибообразная голова плюма образуется при Ка > 1,9 [2; 3].

Гидродинамическая структура течения в модельном канале плюма, выплавляющемся в плоском слое (α = 2°), следующая: восходящий поток в виде струи, диаметр которой много меньше, чем площадь поперечного сечения канала. Нисходящее течение в пограничном слое у стенки канала. Происходит понижение температуры нисходящего течения по мере его опускания до температуры, близкой к температуре плавления твердого массива, и образуется сужение канала. В месте сужения восходящий поток переходит на противоположную сторону канала и подогревает нисходящий поток. Поэтому ниже сужения увеличивается диаметр канала вследствие повышения температуры нисходящего потока.

Грибообразная голова плюма образуется при условии, когда N_1 – тепловая мощность, отдаваемая каналом плюма в окружающий массив режиме стационарной теплопроводности, меньше тепловой мощности на подошве плюма N. В этом случае тепловая мощность $\Delta N = N - N_1$ расходуется на плавление верхних слоев твердого массива. По мере формирования грибообразной головы ячеистая структура канала плюма изменяется: увеличивается высота ячеек, и ширина канала плюма уменьшается. Как следует из результатов экспериментов, относительная мощность Ка есть критерий, характеризующий режим выхода плюма на поверхность. Этот критерий указывает на величину ΔN – количество тепловой энергии, проявляющейся в верхней ячейке плюма, которая и наблюдается в природных условиях на поверхности Земли. Как показано в работах [3; 4] на основе лабораторного моделирования плюмов, создающихся при плавлении в большом объеме твердого массива над локальным источником тепла, грибообразная голова плюма может являться причиной образования крупных интрузивных тел в земной коре, в том числе, батолитов.

Отметим, что в наклонном плоском слое неустойчивая стратификация имеет две составляющие. Увеличение давления из-за составляющей неустойчивой стратификации, нормальной к стенке, компенсируется ограничивающей нижней плоскостью. Продольная составляющая может компенсироваться вследствие гидродинамических процессов в условиях свободной конвекции. В том случае, когда угол наклона слоя относительно вектора силы тяжести α = 23°, при мощности нагревателя N = 5,6 Вт в эксперименте, продолжающемся 145,5 ч, длина выплавленного канала плюма составила 250 мм. Нагретый расплав в канале модельного плюма поднимается от нагревателя к верхней ограничивающей поверхности наклонного слоя и движется вдоль нее до кровли плюма. Модельный плюм не выходит на поверхность. Толщина непроплавленного твердого массива над кровлей плюма

составляет 36 мм. При тепловой мощности нагревателя N = 6,4 Вт модельный плюм также не выходит на поверхность. Длительность эксперимента составляет 96 ч 45 м. Длина канала плюма, с учетом размера нагревателя, H = 287 мм (относительная длина 25). Длина верхней ячейки канала плюма (головы плюма) равна 22 мм (относительная длина 1,9).

При мощности N = 7,9 Вт (Ка = 1,42) и N = 8,9 Вт (Ка = 1,53) модельный плюм выходит на поверхность массива (наклонного слоя), и первая (верхняя) ячейка канала плюма представляет собой грибообразную голову плюма. При N = 8,9 Вт длина канала плюма соответствует длине плоского слоя парафина и равна 305 мм (26,5) (рис. 3).



Рис. 3. Структура канала плюма в плоском слое (α = 23°) при N = 8,9 Вт (Ка = 1,53, H = 305 мм.

Верхняя ячейка канала (голова плюма) имеет вид воронки (гриба) высотой 60 мм (5,2). Ширина кровли плюма равна 60 мм (5,2) и в области сопряжения с каналом ширина головы плюма 25 мм (2,2). С увеличением тепловой мощности на подошве плюма возникает усложнение течения в канале, связанное с интенсификацией теплообмена от стенки: количество продольных валиков по ширине канала возрастает и течение в них имеет неустойчивый характер.

Таким образом, проведены экспериментальные исследования плюма в плоском слое над локальным источником тепла, ограниченном стенками, имеющими более высокую температуру плавления. Угол наклона слоя относительно вектора силы тяжести α = 2° и 23°. Эти эксперименты выполнены с целью моделирования термохимических плюмов, образующихся в коровом слое субдуцирующей океанической плиты. Экспериментальные исследования в наклонном плоском слое парафина показали, что над локальным источником тепла образуется канал плавления. Структура канала плюма в слое для угла наклона слоя α = 2° ячеистая по высоте с локализованным (вида струйного течения) подъемным потоком и опускным потоком в пограничном слое по периметру канала. Ячейки ограничены местами сужения канала, где происходит переход подъемного потока на противоположную сторону и передача тепла встречному опускному потоку. Ширина канала плюма соизмерима с толщиной плоского слоя. Высота ячеек изменяется в зависимости от тепловой мощности на подошве плюма.

Определена тепловая мощность, передаваемая от канала плюма в окружающий массив в режиме стационарной теплопроводности, и относительная тепловая мощность на подошве плюма Ка = N/N_1. Режим выхода плюма на поверхность зависит от относительной мощности, и для α = 2° при Ка > 1,14 плюм выходит на поверхность с образованием грибообразной головы. Этот случай может соответствовать образованию батолитов в Андской зоне субдукции. Результаты исследований показали, что структура канала плюма в плоском слое соответствует структуре плюма, образующегося в сплошном твердом массиве, то есть, эта структура - ячеистая. Различия в гидродинамической и тепловой структуре плюмов наблюдаются из-за твердых ограничивающих слой поверхностей. Угол наклона плоского слоя относительно вектора силы тяжести, равный 2°, не оказывает заметного влияния на структуру канала.

В зоне субдукции плюм зарождается на границе 670 км и выплавляется в коровом слое океанической субдуцирующей плиты, погружающейся с определенным углом наклона относительно вектора силы тяжести [5]. Коровый слой субдуцирующей плиты – это наклонный плоский слой, ограниченный с одной стороны плитой, а с другой – мантией. В этом случае в расплаве в канале плюма, выплавляющегося в наклонном коровом слое плиты,

существует градиент средней температуры как вдоль направления движения плиты, так и по горизонтали. Поэтому в наклонном слое течение расплава имеет более сложную структуру, чем в вертикальном канале.

Для угла наклона слоя $\alpha = 23°$ при Ка = 1,42 и 1,53 плюм выходит на поверхность с образованием грибообразной головы. В зависимости от тепловой мощности на подошве плюма изменяется тепловая и гидродинамическая структура головы плюма. Применительно к субдукционной зоне, величина критерия Ка определяет режим излияния расплава из канала плюма, формирующегося в наклонном коровом слое субдуцирующей плиты. Результаты экспериментальных исследований показали, что режим выхода плюма на поверхность в наклонном плоском слое зависит от величины относительной тепловой мощности на подошве плюма Ка и по характеру закономерности отличается от закономерности выхода на поверхность плюмов, выплавляемых в сплошном твердом массиве.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№122041400057-2) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
2. *Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э.* Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика. 2012. - Т. 53. - № 7. - С. 900-911.
3. *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н.* Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика. 2016. - Т. 57. - № 6. - С. 1092-1105.
4. *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В.* Параметры термохимических плюмов, ответственных за образование батолитов (по результатам экспериментального моделирования) // Геотектоника. 2017. - № 4. - С. 68-82.
5. *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н.* Об источнике тепла в зоне субдукции // Геодинамика и тектонофизика. 2021. – Т. 12. - № 3. – С. 471–484. doi:10.5800/GT-2021-12-3-0534

УДК 550.831+838

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗЛИЧНОЙ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ МЕТОДАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА

*Горбачев Александр Викторович[1] *, Левашов Андрей Николаевич[1] **,*
*Степанова Инна Эдуардовна[2] ***, Лукьяненко Дмитрий Витальевич[1] *****
**gorbachev.av17@physics.msu.ru; **levashov.an16@physics.msu.ru; ***tet@ifz.ru;*
*****lukyanenko@physics.msu.ru*
[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия
[2]Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация. В работе рассмотрены методы решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии с использованием различных видов априорной информации. Исследованы возможности интегральных представлений и архитектур искусственного интеллекта, обеспечивающих повышение устойчивости и точности восстановления плотностных и магнитных структур. Проведено моделирование и численные эксперименты, показавшие эффективность комплексного подхода для интерпретации геофизических данных.

USE OF HETEROGENEOUS PRIOR INFORMATION FOR SOLVING GRAVITY AND MAGNETIC INVERSE PROBLEMS USING ARTIFICIAL INTELLIGENCE METHODS

*Alexander Viktorovich Gorbachev[1] *, Andrey Nikolaevich Levashov[1] **,*
*Inna Eduardovna Stepanova[2] ***, Dmitry Vitalyevich Lukyanenko[1] *****
**gorbachev.av17@physics.msu.ru; **levashov.an16@physics.msu.ru; ***tet@ifz.ru;*
*****lukyanenko@physics.msu.ru*
[1]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Physics, Moscow, Russia
[2]Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. This work discusses the solution of gravity and magnetic inverse problems using various types of prior information. We consider integral representations and artificial intelligence architectures to improve the stability and accuracy of the inverse problem. Numerical experiments demonstrate the effectiveness of the combined approach for geophysical data interpretation.

Решение обратных задач гравиметрии и магнитометрии связано с проблемой неустойчивости и неоднозначности. Для её преодоления используется априорная информация о структуре среды. В работе рассматриваются два подхода: метод интегральных представлений и методы искусственного интеллекта.

1. Метод интегральных представлений. Построены формулы для гравитационного потенциала и его производных, учитывающие распределение плотности в системе прямоугольных призм.

Если систему координат выбрать так, чтобы дневная поверхность (поверхность Земли в локальном варианте) метода S- аппроксимаций, задавалась уравнением $z=0$, то потенциал представляется в виде:

© ИГФ УрО РАН, 2025

$$V(M) = \sum_{l=1}^{L} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{1,l}(\xi_1,\xi_2)d\xi_1 d\xi_2}{\sqrt{(x-\xi_1)^2+(y-\xi_2)^2+(z-H_l)^2}}$$
$$++\sum_{l=1}^{L} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{2,l}(\xi_1,\xi_2)(z-H_l)d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x-\xi_1)^2+(y-\xi_2)^2+(z-H_l)^2}]^3}, M$$
$$= M(x,y,z), \hat{x} = (x,y), \xi = (\xi_1,\xi_2,\xi_3), \hat{\xi} = (\xi_1,\xi_2).$$

Производная по z потенциала V ,взятая с обратным знаком, будет иметь вид:

$$-\frac{\partial V}{\partial z}(M) = \sum_{l=1}^{L} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{1,l},(\xi)(z-H_l)z\, d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x-\xi_1)^2+(y-\xi_2)^2+(z-H_l)^2}]^3}$$
$$++\sum_{l=1}^{L} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\rho_{2,l}(\xi)(2(z-H_l)^2-(x-\xi_1)^2-(y-\xi_2)^2)d\xi_1 d\xi_2}{[\sqrt{(x-\xi_1)^2+(y-\xi_2)^2+(z-H_l)^2}]^5}.$$

2. Моделирование данных. Моделирование проводилось в пределах области: x ∈ [−20; 20], y ∈ [−20; 20], z ∈ [−1; 0]. Генерировались от 1 до 50 прямоугольных призм со случайными размерами: $l_x \in [1; 3]$, $l_\gamma \in [1; 3]$, l_z ∈ [0.05; 0.2].

Для целей обучения нейросетевой архитектуры проводилось численное моделирование гравитационного и магнитного полей, рассчитанного в различных координатных сечениях. Полученные многоплоскостные данные использовались в качестве обучающей выборки для формирования входных данных и целевых структур для процесса обучения.

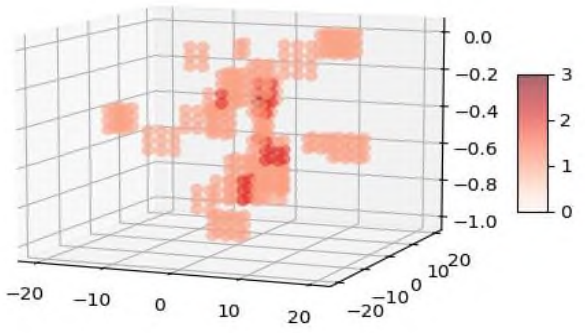


Рис. 1. Источники гравитационного поля.

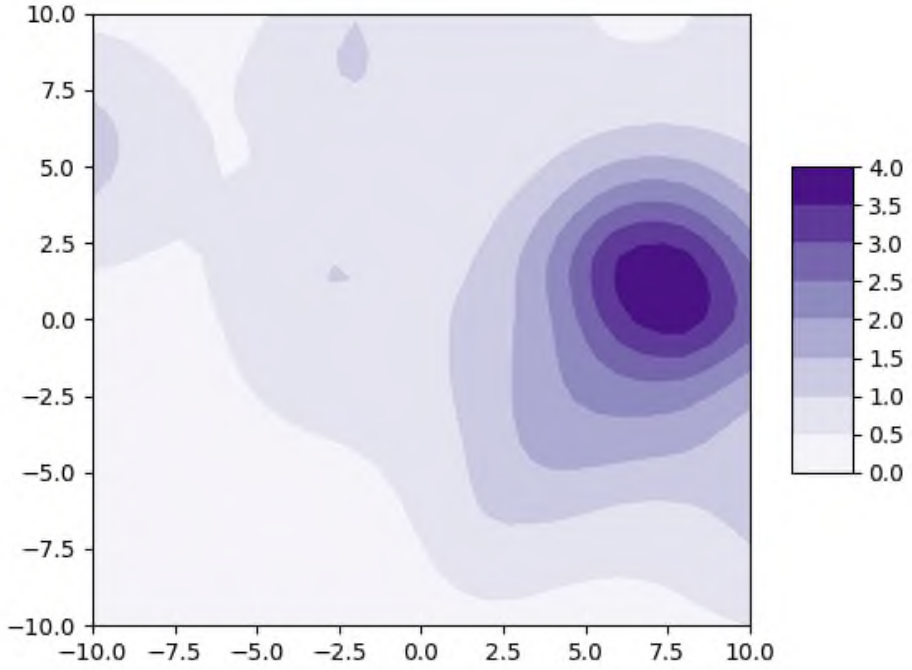


Рис. 2. Компонента Gz на высоте 2 км.

3. Методы искусственного интеллекта. В качестве архитектуры нейронной сети применена UNet [3], на вход которой подавались совмещённые гравиметрические и магнитометрические данные. Функция ошибки включала невязки по плотности и компонентам поля:

$$Loss = t\|V - V_model\|^2 + \sum_\{i = x, y, z\} \|B_\text{i} - B_\text{i}_model\|^2,$$

где t – нормировочный множитель V – гравитационный потенциал, полученный с помощью нейронной сети, V_model – гравитационный потенциал для модельных данных, B_i – соответствующая координате компонента магнитного поля, полученная на выходе нейронной сети, B_i_model – модельная компонента магнитного поля.

Численные эксперименты показали высокую точность восстановления: ошибка по данным ~9.2%, по компонентам поля ~2.2%. Это подтверждает эффективность интеграции априорной информации и нейросетевых методов. Время восстановления с помощью нейронной сети составляет в среднем 0.65 секунды.

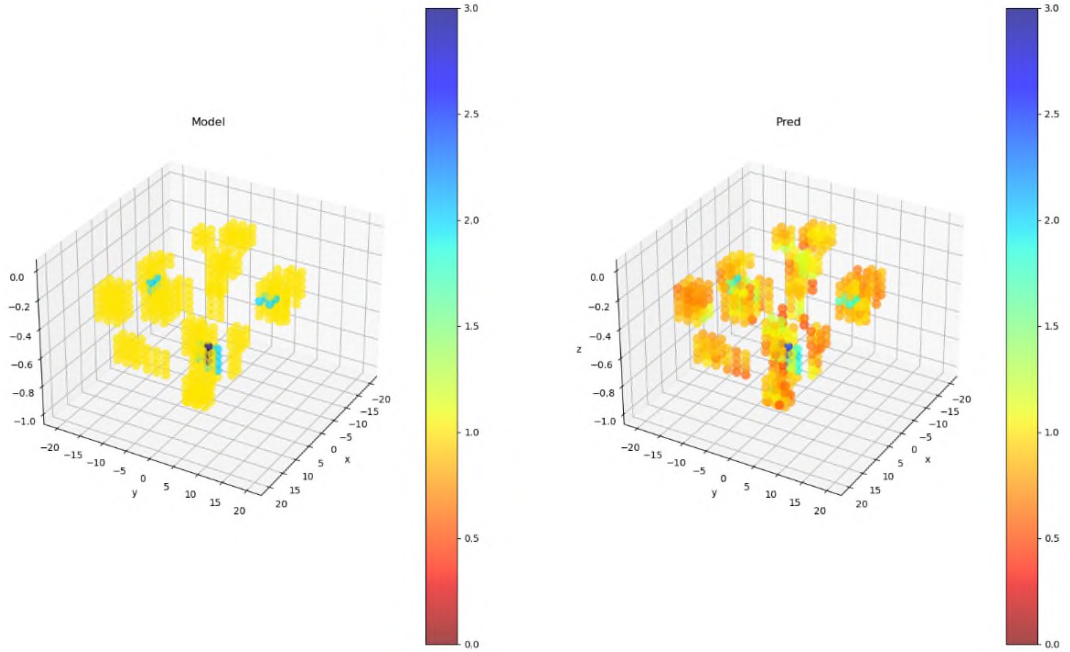


Рис. 3. Результат восстановления плотности ρ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-41-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логачев А.А., Захаров В.* Магниторазведка. 5-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 1979. 351 с.

2. *Stepanova I.E., Kolotov I.I., Yagola A.G., Shchepetilov A.V., Levashov A.N.* On the uniqueness of discrete gravity and magnetic potentials. Computational Mathematics and Mathematical Physics. 2025. Vol. 65(3): 603–617.

3. *Olaf Ronneberger, Philipp Fischer,* Thomas BroxU-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation https://arxiv.org/abs/1505.04597.

УДК 550.837

ОПЫТ ВЫПОЛНЕНИЯ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ НА ЗАМЁРЗШЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЁМА

Горшков Виталий Юрьевич
vitalaa@yandex.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Описана методика выполнения электротомографии на озере с поверхности льда. Представлены результаты интерпретации данных, полученных двумя установками при различных расстояниях между электродами. Описаны проблемы, проявившиеся в плохом качестве данных, а также результаты электроразведочных работ.

PRACTICE IN ELECTROTOMOGRAPHIC WORKS ON THE FROZEN SURFACE OF A RESERVOIR

Gorshkov Vitaliy Yurievich
vitalaa@yandex.ru
Institute of Geophysics UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Abstract. A technique for performing electrotomography on a lake from the ice surface is described. The results of interpretation of the data obtained by the two arrays with different electrodes distances are presented. The problems that manifested themselves in poor data quality, as well as the results of electrical exploration, are described.

Введение. Основное тело метеорита «Челябинск» упало в озеро Чебаркуль вблизи полуострова Крутик 15.02.2013 г. Примерно через полгода водолазами был извлечён на поверхность фрагмент массой 415 кг [2]. Однако по некоторым расчётам масса метеорита должна была быть значительно больше [3] и, следовательно, на дне озера до сих пор находится крупный кусок болида. В начале 2023 г. для проверки этих предположений был выполнен комплекс геофизических работ, в том числе и электротомография. Цель описанных электроразведочных работ – обнаружить на дне озера крупногабаритный объект с высоким электрическим сопротивлением.

Методика работ. Исследования были выполнены по водной поверхности, покрытой льдом, поэтому для получения контакта электроразведочной косы с водой были выполнены следующие действия:

- накануне полевых работ многожильный электрический провод был порезан на отрезки длиной около метра, на краях этих отрезков медные жилы оголены на 10 см;
- перфоратором, запитанным от бензинового электрогенератора, пробурены лунки диаметром 2 см сквозь весь лёд;
- отрезки провода одним оголённым концом подключались к контактам косы, а другим опускались в лунки.

Электротомография (ЭТ) осуществлялась с использованием многоэлектродной электроразведочной аппаратуры Скала-48 (ООО «КБ Электрометрии», г. Новосибирск). В состав комплекта Скала-48 входят две электроразведочные косы по 24 контакта каждая с шагом 5 метров. Схема наблюдений для ЭТ представляет собой набор измерительных установок заданного типа, построенных на множестве фиксированных электродов [1]. В качестве типов установки были выбраны симметричная схема наблюдений Шлюмберже и диполь-диполь. После расстановки и подключения электродов производилась автоматическая проверка качества заземления и запускалась программа измерений по заданному шаблону.

При выполнении измерений коммутатор выполнял от двух до четырёх замеров разности потенциалов для каждой комбинации электродов. В файлах исходных данных для каждой комбинации электродов записываются номера контактов на косах, средние значения разности потенциалов на приёмных электродах, силы тока на питающих электродах, кажущегося сопротивления среды, вычисленного по классическим формулам из значений перечисленных величин.

С помощью программного обеспечения RiPPP, входящего в комплект аппаратуры Скала-48, исходные данных экспортировались в формат основной программы двумерной (2D) инверсии RES2DINV (Geotomo Software, Малайзия) [4]. Количественная интерпретация полевых данных производилась методом наименьших квадратов с квази-Ньютоновской оптимизацией [5, 6], в результате которой из значений кажущихся сопротивлений получена модель, содержащая распределение величины удельных электрических сопротивлений (УЭС) среды ρ по профилю и глубине.

Результаты работ. Изначально предполагалось, что верхняя кромка искомого объекта расположена на глубине не более 5 метров от поверхности, поэтому расстояние между лунками было сделано 1 метр. Максимальный разнос при таких условиях составил 47 метров, что обеспечивало глубину исследования чуть больше 8 метров. На разрезах, полученных при интерпретации данных измерений установкой Шлюмберже (Рис. 1, а) и диполь-диполь (Рис. 1, б), не выделяются крупногабаритные высокоомные объекты. Основная часть геоэлектрического разреза, полученного при интерпретации данных измерений установкой Шлюмберже (Рис. 1, а), имеет значения сопротивления от 15 до 25 Ом·м. Также на нём выделяются несколько участков со сравнительно повышенными УЭС в верхней части, но их сопротивления не превышают 32 Ом·м, к тому же они находятся не на дне, а в толще воды, то есть эти аномалии не могут быть вызваны искомым объектом. Другая высокоомная область расположена внизу разреза и могла быть вызвана как объектом, так и просто дном водоёма.

На геоэлектрическом разрезе по измерениям установкой диполь-диполь (Рис. 1, б) аномалии повышенных значений УЭС в толще воды крупнее и интенсивнее (сопротивление достигает 45 Ом·м), но они также не могут быть вызваны искомым объектом. Возникновение этих аномалий скорее всего связано с плохим качеством исходных данных, которое влияет и на качество интерпретации: при инверсии данных с установкой Шлюмберже уже на второй итерации среднеквадратическое отклонение модельных и полевых данных составляет всего лишь 1,82%, а для установки диполь-диполь отклонение даже на четвёртой итерации превышает 9%.

Так как с расстоянием 1 метр между электродами не удалось надёжно обнаружить объект, было принято решение на следующий день выполнить измерения с расстоянием между электродами 2 и 4 метра, для этого была использована часть уже имеющихся лунок и сделаны дополнительные лунки на продолжениях профиля.

При расстоянии 2 метра между электродами как на разрезе по установке Шлюмберже (Рис. 1, в), так и на разрезе по установке диполь-диполь (Рис. 1, г) в нижней части появляется высокоомная область, которая может быть обусловлена как искомым объектом, так и просто дном водоёма. Верхняя же часть разреза искажена влиянием неизвестных факторов, приводящих к появлению высоких значений сопротивлений в приповерхностной части на диапазоне 2-10 метров по профилю и до глубины 5-6 метров. Эти аномалии приводят к тому, что невязка инверсии на третьей итерации достигает 6,4% для установки Шлюмберже и 17,4% для диполь-дипольной установки.

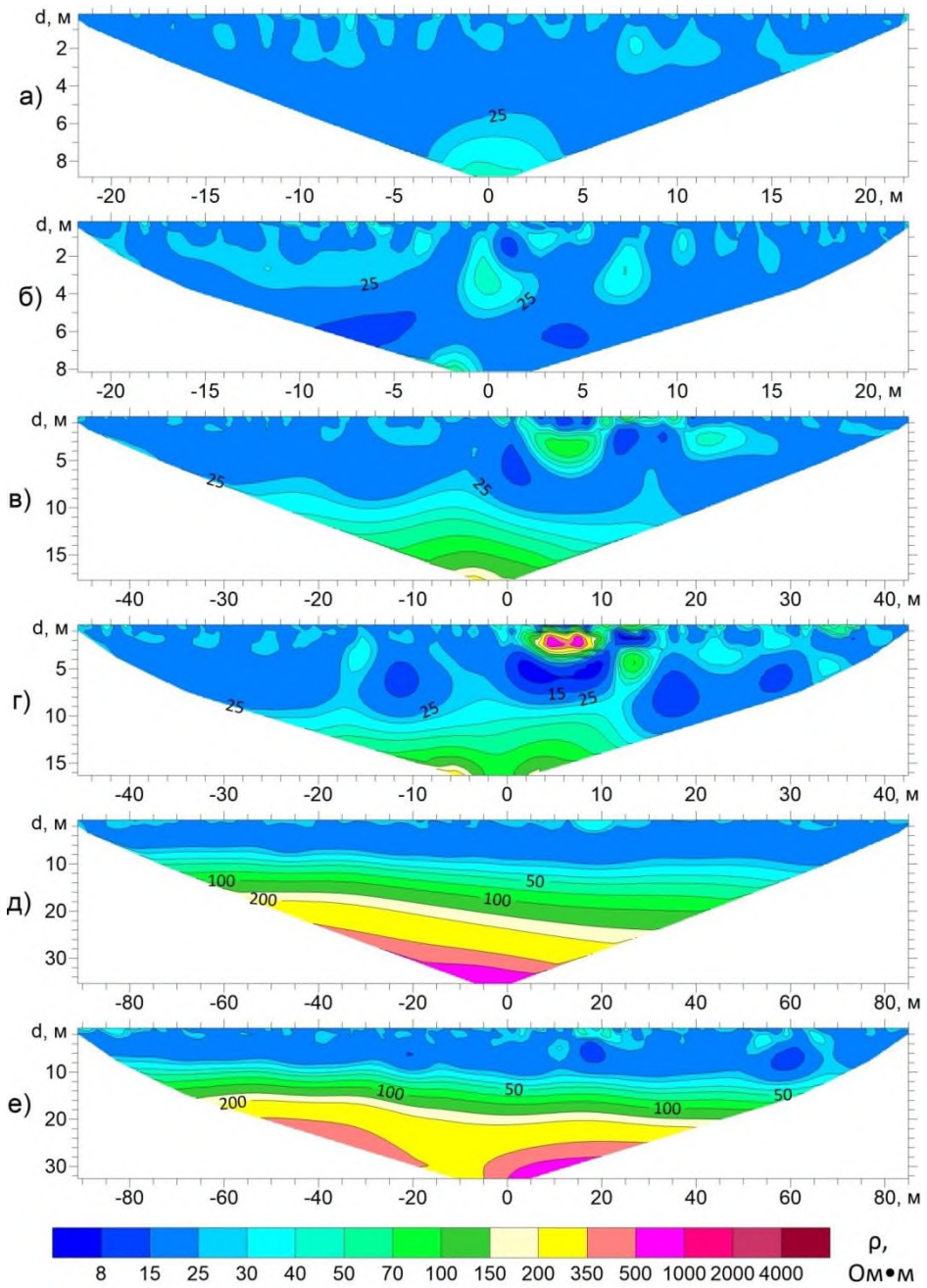


Рис.1. Результаты электротомографии с ледяной поверхности: геоэлектрические разрезы при расстоянии между электродами 1 м установкой Шлюмберже (а) и диполь-диполь (б), 2 м установкой Шлюмберже (в) и диполь-диполь (г), 4 м установкой Шлюмберже (д) и диполь-диполь (е).

Для дальнейшего уточнения ситуации были выполнены измерения с расстоянием между электродами 4 м. Для этого были пробурены новые лунки, а часть использованных лунок была отключена. На геоэлектрическом разрезе, полученном по результатам интерпретации данных, полученных при использовании установки Шлюмберже (Рис. 1, д), в верхней части отсутствуют интенсивные аномалии, до глубины 6-10 метров расположена среда с сопротивлением около 20 Ом·м, а с увеличением глубины постепенно растёт и сопротивление. При инверсии данных, полученных диполь-дипольной установкой, картина почти такая же (Рис. 1, е), только в верхней части присутствуют небольшие слабые аномалии в верхней части, а также границы подводных слоёв не такие гладкие, как по установке Шлюмберже (Рис. 1, д). Отсутствие помех улучшает качество инверсии: невязка инверсии на

третьей итерации составляет 2,01% для установки Шлюмберже и 11,44% для диполь-дипольной установки.

Геоэлектрические разрезы, полученные с расстоянием 4 метра между электродами (Рис. 1, д, е) свидетельствуют о том, что под водой озера лежит обводнённый ил, ниже суглинки, затем более плотные породы. В соответствии с изначальными предположениями, искомый объект с характерными размерами около 3 метров должен был выделиться на разрезах высокоомной областью, верхняя кромка которой расположена на глубине около 6 метров, а нижняя – в иле, однако таких аномалий на разрезах не обнаружено. Возможные причины: отсутствие объекта, разрушение на настолько малые части, что они не обнаруживаются использованными установками, а также обводнение материала до состояния, что его сопротивление не отличается от сопротивления окружающей среды.

Заключение. В ходе описанных полевых работ отработана методика выполнения электротомографии с замёрзшей поверхности водоёма. Определено, что измерения установкой Шлюмберже дают более качественные данные, при интерпретации которых невязка модельных значений и измеренных данных в несколько раз ниже, чем при использовании диполь-дипольной установки. Обнаружено, что в ходе измерений могут возникать неконтролируемые неизвестные факторы, искажающие значения кажущихся сопротивлений и создающие интенсивные аномалии сопротивлений в верхней части разреза, но также влияющие и на нижнюю часть. По результатам работ методом электротомографии на льду не удалось подтвердить наличие искомого крупногабаритного высокоомного объекта на дне озера.

Автор благодарит сотрудников Института геофизики УрО РАН В.А. Щапова, А.В. Овчаренко и Л.А. Муравьёва за организацию и участие в полевых работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппаратура электроразведочная многоэлектродная “Скала-48”. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. Новосибирск, 2013. 50 с.
2. *Овчаренко А. В., Щапов В. А.* Комплексные геофизические съемки на месте падения метеорита «Челябинск» (поиски основного тела 2023 г.) // Известия Уральского государственного горного университета. Екатеринбург. 2024. № 2(74). С. 102-112. DOI 10.21440/2307-2091-2024-2-102-112.
3. *Попова О. П., Шувалов В. В., Рыбнов Ю. С., Харламов В. А., Глазачев Д. О., Емельяненко В. В., Карташова А. П., Дженнискенс П.* Параметры челябинского метеороида: анализ данных // Метеорит Челябинск – год на Земле: Материалы Всероссийской научной конференции, Челябинск, 14–15 февраля 2014 года. Челябинск: Областное государственное бюджетное учреждение культуры "Челябинский государственный краеведческий музей". С. 364–377.
4. *Loke M.H.* RES2DINV. Rapid 2D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. – Penang, Malaysia: Geotomo Software. Manual. 2020. 136 p.
5. *Loke M.H., Barker R.D.* Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method // Geophysical Prospecting. 1996. Vol. 44: 131-152.
6. *Loke M.H., Rucker D.F., Chambers J.E., Wilkinson P.B., Kuras O*. Electrical resistivity surveys and data interpretation //Encyclopedia of solid earth geophysics. – Cham: Springer International Publishing, 2020. P. 1-6. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10475-7_46-1

УДК: 550.838.6

РЕАКЦИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ПОДГОТОВКЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ТУРЦИИ

Григорян Алина Гришаевна[1], Канониди Константин Харлампиевич[2]
[1] ag-grig@ifz.ru, [2]kkkh@izmiran.ru
[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Россия, Москва.
[2]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, Россия, Москва.

Аннотация. Показаны методики определения качественного изменения проводимости земной коры при подготовке сейсмического события по данным геомагнитных измерений.

GEOMAGNETIC FIELD REACTION IN PREPARATION OF STRONG EARTHQUAKES: CASE STUDY IN TURKEY

Alina Grigoryan [1], Konstantin Kanonidi [2]
[1]ag-grig@ifz.ru, [2]kkkh@izmiran.ru
[1]Federal State Budgetary Scientific Institution O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow.
[2]Federal State Budgetary Scientific Institution N.V. Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow.

Abstract. The methods for determining the qualitative change in the conductivity of the earth's crust during the preparation of a seismic event based on geomagnetic measurements are shown.

В конце 2022 и начале 2023 гг. в Турции произошли несколько сильных землетрясений. Некоторые из них повлекли большие разрушения и человеческие жертвы. Мы попытались отследить изменения в геомагнитном поле, предшествовавшие этим событиям. Для рассмотрения взяты три землетрясения, произошедши в Турции. На рис.1 показано расположение эпицентров, их координаты и характеристики.

Известно, что локальные вариации геомагнитного поля используются для изучения изменений электромагнитной индукции или электропроводности геологической среды перед сильными землетрясениями. Нами использованы минутные данные за 2021-2023гг. трех магнитных обсерваторий. На рис.1 показано расположение этих обсерваторий и дано краткое их описание.

В ходе сейсмотектонического процесса происходит изменение напряженно-деформированного состояния геологической среды, что способствует возникновению неоднородностей в этой среде [1]. Причиной возникновения неоднородностей, кроме изменения напряженно-деформированного состояния среды, является проникновение в эту среду веществ, например газов, флюидов и т.д. Это изменяет физические свойств горных пород, которое может наблюдаться в ходе подготовки сейсмического процесса. Следовательно, анализируя различия в изменениях магнитного поля на земной поверхности можно судить об изменениях, которые происходят в толще земной коры при протекании сейсмотектонических процессов.

© ИГФ УрО РАН, 2025



Рис.1 Карта расположения эпицентров землетрясений и магнитных обсерваторий в районе исследований.

Здесь:
Эпицентры землетрясений:
1. *M 6.1 - 15 км к западу от Дюдже, Турция, 2022-11-23 01:08:15 (UTC), 40.836°С.Ш., 30.983°В.Д., глубина 10.0 км;*
2. *M 7.8 - Землетрясение в Пазарджике, последовательность землетрясений в Кахраманмараше, 2023-02-06 01:17:34 (UTC), 37.226°С.Ш., 37.014°В.Д., глубина 10.0 км;*
3. *M 7.5 - Эльбистанское землетрясение, последовательность землетрясений в Кахраманмараше, 2023-02-06 10:24:48 (UTC), 38.011° С.Ш., 37.196° В.Д., глубина 7.4 км.*
Магнитные обсерватории:
IZN *– Изник, Турция, Изникская геомагнитная обсерватория, 40.5°С.Ш., 29.72°В.Д.;*
GLK *- Обсерватория Гюлагарак, Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова Национальной академии наук Республики Армения, 40.935°С.Ш., 44.475°В.Д.;* ***SIM*** *– Симеиз, республика Крым, Россия, Крымская астрофизическая обсерватория, 44.393°С.Ш., 33.97°В.Д.*

Изучаемый район Турции представляет собой сложную высоконапряженную геодинамическую структуру, характеризующуюся высокой сейсмичностью. Геодинамика Кавказско-Анатолийско-Аравийского региона определяется столкновением Евразийской и Аравийской литосферных плит, а также сложной историей развития Альпийско-Гималайского пояса и прилегающих территорий. Землетрясение магнитудой 7,8 произошло на юго-востоке Турции 6 февраля 2023 г. и является крупнейшим в Турции после землетрясения в Эрзинджане 1939 г. и вторым по силе в стране после землетрясения в Северной Анатолии 1668 г.

Первым приближением при рассмотрении динамики изменения в геомагнитном поле при подготовке землетрясения можно считать метод синхронной разности. В этом случае смотрят динамику изменения разности между вариациями компонент геомагнитного поля в разнесенных в пространстве местах регистрации. В нашем случае это три обсерватории (рис.1.).

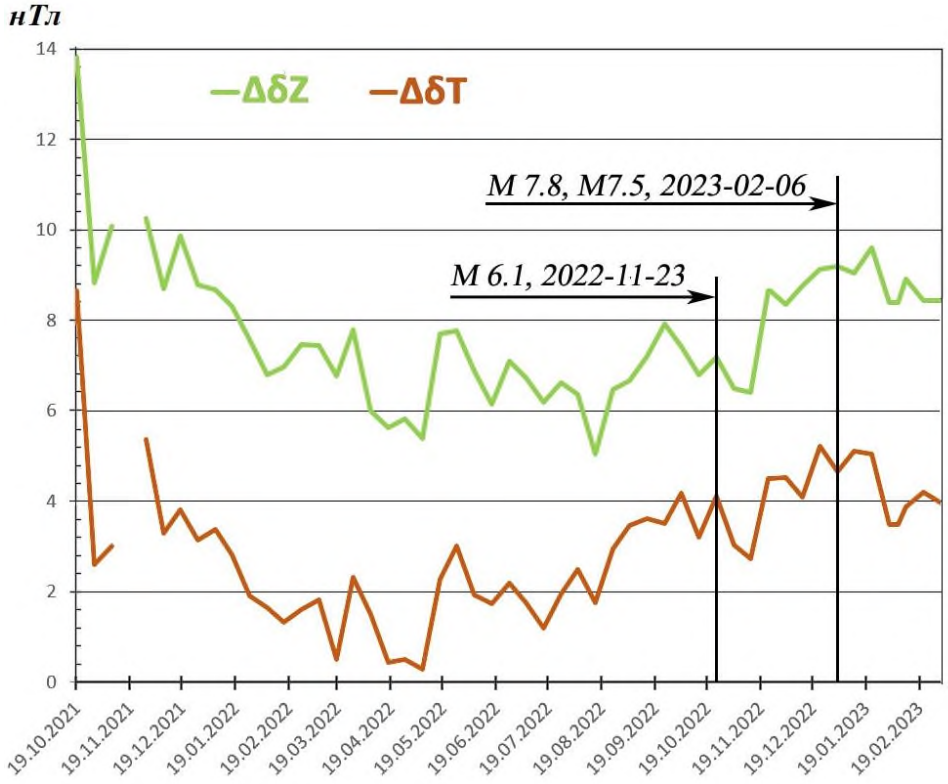


Рис.2. Синхронная разность компонент геомагнитного поля dZ и dT между станциями IZN (Турция) и GLK (Армения) за период 2021-2023гг. Стрелками указано время в эпицентре рассматриваемых землетрясений.

На рис.2 приведены изменения синхронной разности между вариациями вертикальных компонент геомагнитного поля $\Delta\delta Z$ обсерваторий GLK – IZN и между вариациями модуля векторов полного поля $\Delta\delta T$ для этих же обсерваторий. Здесь линиями со стрелками показаны даты в очаге для рассматриваемых событий. Начиная с конца 2021г. происходило резкое уменьшение, а после середины 2022г. началось медленное возрастание синхронной разности. После завершения сейсмической активности произошло восстановление синхронной разности до уровня близкого к первоначальному. По этим данным можно судить об изменении проводимости в глубинных структурах земли в районах измерения геомагнитного поля. По двум точкам измерения нельзя точно определить где именно произошло изменение проводимости. Для этого нужна третья точка регистрации геомагнитного поля. В нашем случае это была обсерватория SIM. К сожалению, неустойчивость ее работы в 2022 г. не позволило использовать метод синхронной разности. Тем не менее, по полученным данным можно говорить о наблюдавшихся изменениях в проводимости в месте подготовки сейсмического события и постепенном восстановлении проводимости после сейсмического события.

Для определения места изменения проводимости можно использовать нижеприведенную методику анализа вариаций переменного геомагнитного поля, основанную на сравнении амплитуд разнесенных на местности точек регистрации вариаций геомагнитного поля. Тектонические процессы, вызывающие сейсмическое событие, сопровождаются возникновением локальных геомагнитных вариаций определенного типа. С помощью простых магнитовариационных одновременных наблюдений в стационарных пунктах сейсмоактивных районов возможно выявить пространственно-временные изменения электромагнитной индукции или электропроводности на разных глубинах земной коры, которые являются своеобразным признаком состояния геологической среды.

Информацию об изменениях электропроводности геологической среды, связанной с геодинамическими процессами в земной коре, получают изучая локальные вариации

геомагнитного поля [2]. Показано, что в среднем 2/3 амплитуды вариаций геомагнитного поля на поверхности Земли обусловлены внешними, а 1/3 внутренними источниками [3].

Вариации переменного геомагнитного поля (солнечно-суточные Sq, бухтообразные и др.), вызываемые внешними источниками протекающие в верхних слоях атмосферы и т.п. содержат в себе важную информацию о геодинамических процессах в земной коре [2, 4].

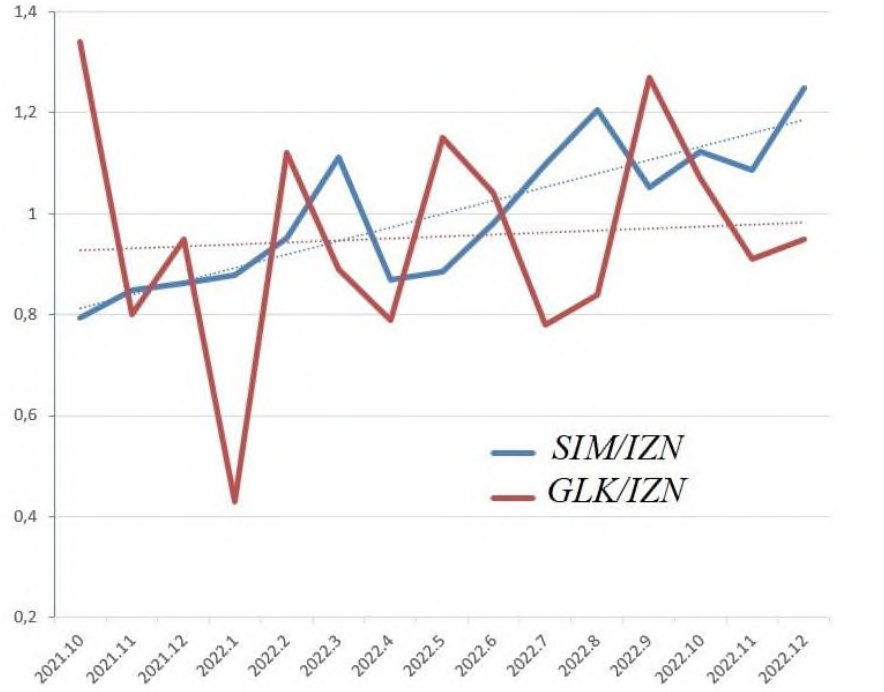


Рис.3. Изменение расчетного параметра N(A) геомагнитного поля δT для Sq- вариаций, между станциями SIM (Крым) и IZN (Турция) за 2021-2022гг

Период вариаций является важнейшей характеристикой во всех задачах электромагнитного зондирования, так как он определяет глубину проникновения тока в земную поверхность.

Расчёты показывают, что глубина проникновения поля вариаций [5] составляет:

а) для Sq-вариаций – до 280 км,

б) для вариаций с периодом 5-25 минут – 2-8 км,

в) для вариаций с периодом 30-60 минут – 10-20 км.

По известной методике [6] определяется параметр N(A) между двумя точками измерения вариаций геомагнитного поля. При отсутствии изменений в геологической среде этот параметр близок к 1 (при близком расположении точек измерения), а его увеличение или уменьшение свидетельствует об изменении электропроводности в геологических структурах в этих точках.

На рис.3 показано аномальное поведение безразмерно расчетного параметра N(A) для Sq-вариаций полного вектора двух пар обсерваторий: GLK/IZN и SIM/IZN. Точками показаны линии тренда изменения параметра N(A). Увеличение параметра в обоих случаях свидетельствует о направлении изменения проводимости в районе Турции, где и произошел ряд сильных землетрясений.

В работе были проанализированы вариации локального геомагнитного поля, перед сильными землетрясениями в Турции в начале 2023 г. Вариации геомагнитного поля, вызываемые внешними источниками, такими как ионосферные токи, содержат в себе важную информацию о геодинамических процессах в земной коре. Для оценки изменения состояния геологической среды был использован расчетный параметр N(A) – отношение амплитуд вариаций, вызываемых внешними источниками, измеренных синхронно, на разных станциях. Исследуемый параметр N(A) позволяет оценить пространственно-временные

изменения в локальном отклике геомагнитного поля, оценить изменения электропроводности в изучаемой геологической среде, а при наличии трех и более точек регистрации вариаций геомагнитного поля, выделить регионы, где наиболее активно развиваются геодинамические процессы в земной коре и возможно происходит подготовка сильных землетрясений.

Полученные результаты позволяют нам предположить, что, в земной коре изучаемого региона Турции, где формировались крупные землетрясения (06.02.2023, M=7.8, северо-западе Сирии M=7,5 и 23.11.2021, M=6,0), происходили заметные изменения в физических свойствах, в частности электропроводности или электромагнитной индукции за 2021-2023гг.

Выводы.

1. Изучение локальных аномальных изменений параметра N(A), позволило оценить изменения электропроводности среды, которые связаны с развитием геодинамических процессов в земной коре.
2. Аномальные изменения локального геомагнитного поля за период 2021-2023 гг. для исследуемой территории Турции, по-видимому, обусловлены изменением физических свойств геологической среды.
3. При количестве магнитовариационных станций не менее трех и правильном их расположении на изучаемой территории, даст возможность выявить предвестники сильных землетрясений.
4. Поведение геофизических полей, с учетом особенностей их формирования, может служить в качестве основания при оценке процесса подготовки землетрясения.
5. Для дальнейшего изучения геодинамического процесса и выявления предвестников сильных землетрясений в сейсмоактивных регионах России, таких как Крым, Кавказ и Прибайкалье, рекомендуется проводить постоянный мониторинг всех геофизических полей доступных нашему наблюдению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Григорян А.Г., Лиходеев Д.В.* К проблеме идентификации возможных предвестников сильных сейсмических событий в локальных вариациях компонент вектора геомагнитного поля // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 3. С. 5-25.
2. *Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П.* Сейсмический мониторинг земной коры // М.:ИФЗ, АН СССР, 1986, сс. 199-203
3. *Яновский Б. М.* Земной магнетизм. - Л.: ЛГУ, 1964, 445 с.
4. *Григорян А.Г.,* Лиходеев Д.В. К проблеме идентификации возможных предвестников сильных сейсмических событий в локальных вариациях компонент вектора геомагнитного поля // Геофизические исследования. 2021. Т. 22, № 3. С. 5-25.
5. *Безуглая Л.С., Прохоров А.А., Сковородкин Ю.П., Тоноян Е.П.* Использование Sq-вариаций для изучения сейсмотектонического процесса // Доклады Академии наук Армянской ССР. 1986. Т. 82, № 1. С.33–37.
6. *Григорян А.Г.* Изменения локального геомагнитного поля внешнего происхождения на примере Армении // Физика Земли. 2007.№6. С. 88-95.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 551.24:559.078 (571.5)

СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И МИНЕРАГЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ ТОММОТ-ХАНДЫГА

Гурьянов Валентин Алексеевич[1], *Диденко Алексей Николаевич*[2], *Нигай Елена Валентиновна*[1]
guryanov_v@mail.ru, helenvn54@mail.com
[1]*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия*
[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

Аннотация. На основании анализа, интерпретации новых и имеющихся геологогеофизических материалов, получены принципиально новые данные о тектонике, глубинном строении кристаллического фундамента вдоль полосы опорного профиля 3-ДВ Томмот - Хандыга и прилегающей к нему территории юго-восточной части Сибирской платформы. Предложена тектоническая схема её фундамента. Под осадочным чехлом мощностью от 0.5 до 3 км, по геофизическим данным, выделен ряд крупных объектов, образующих южную часть протяженной Лено-Алданской рифтовой зоны и интерпретируемых как гигантские стратифицируемые базит-гипербазитовые абиссолиты и щелочноультраосновные интрузивы, сформированные в протерозое в результате плюмового магматизма мантийной природы. Лено-Алданская рифтовая зона выделяется в ранге высокопродуктивной минерагенической провинции, перспективной на поиски месторождений никеля, меди, хрома, платиноидов, ванадия, редких земель и редких металлов.

BASEMENT STRUCTURES AND MINERAGENY OF THE SOUTHEASTERN SIBERIAN PLATFORM BASED ON THE DATA FROM THE 3-DV TOMMOT-KHANDIGA PROFILE

Guryanov[1] *V.A., Didenko*[1,2] *A.N., Nigai*[1] *E.V.*
guryanov_v@mail.ru, helenvn54@mail.com
Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics Far East Branch Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia
Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Analysis and interpretation of the new and available geological and geophysical information yielded fundamentally new data on tectonics and deep structure of the crystalline basement within the zone of the 3-DV Tommot - Khandyga reference profile and the adjacent south-eastern part of the Siberian Platform. A tectonic map of the crystalline basement is proposed. A number of large features have been identified from geophysical data under the sedimentary cover varying in thickness from 500 m to 3 km, which form the southern part of the extended Lena-Aldan rift zone and are interpreted as giant stratified basite-hyperbasite abyssoliths and alkaline-ultrabasic intrusives emplaced in the Proterozoic as a result of mantle plume magmatism. The Lena-Aldan rift zone is ranked as a highly productive mineragenic province indicating favorable potential for nickel, copper, chromium, platinum group metals, vanadium, rare earths, and rare metals.

Введение. В рамках программы МПР РФ «Создание опорных региональных геологогеофизических профилей на территории Российской Федерации в юго-восточной части Сибирской платформы (СП) и прилегающих складчатых областей был заложен опорный геолого-геофизический профиль 3-ДВ «Сковородино – Томмот – Хандыга – Мякит», который уникален по многообразию пересекаемых им тектонических структур, отражающих различные геодинамические обстановки формирования континентальной земной коры от раннего докембрия до мезозоя включительно [4]. Эта работа посвящена

центральной части профиля 3-ДВ на участке «Томмот-Хандыга», который пересекает Нимнырский, Суннагинский и Якутский блоки фундамента юго-восточной части СП. Ведущую роль по изучению фундамента и глубинного строения земной коры сыграли комплексные с использованием современных геофизических методов (МОВ-ОГТ, ГСЗ, КМПВ, МТЗ) исследования вдоль опорного геологогеофизического профиля 3-ДВ на участке Томмот – Хандыга, позволившие уточнить глубинную структуру фундамента под чехлом СП, выделить новые тектонические структуры, провести несколько иное в отличие от предыдущих исследователей [1, 2, 9] районирование фундамента этой части СП (рис. 1).

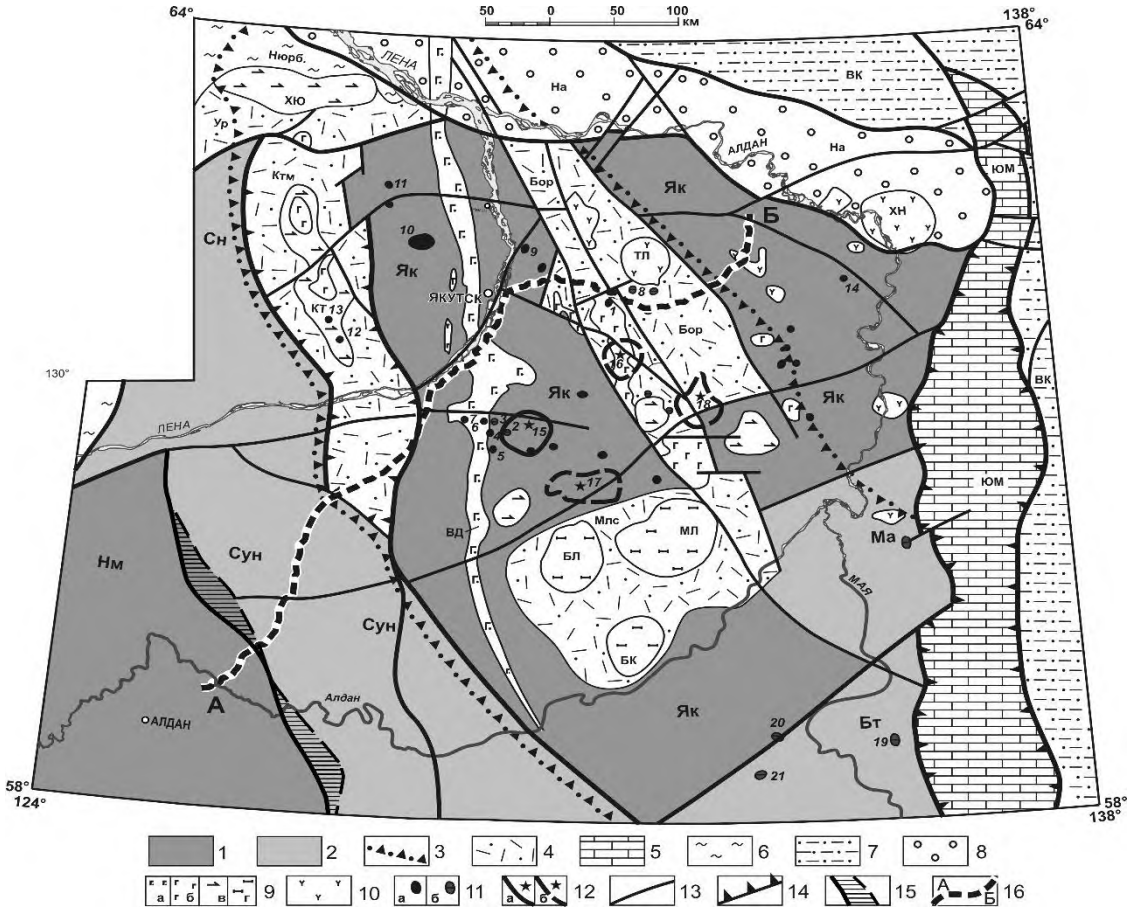


Рис. 1. Главнейшие структуры фундамента юго-восточной части Сибирской платформы с прогнозируемыми кимберлитовыми полями (тектоническая схема). По материалам [4, 8, 9]. 1 - палеоархейские блоки фундамента: Нимнырский (Нм), Якутский (ЯК); 2 - неоархейские Суннагинский (Сун) и Синский (Сн) и палеопротерозойские Майский (Ма) и Батомгский (Бт) блоки фундамента; 3 - границы Лено-Алданской рифтовой зоны палеопротерозойской базальтоидной протоактивизации; 4 – палеопротерозойские эпикратонные вулканогенно-осадочные структуры: Борогонский прогиб (Бор), Кетеминский грабен (Ктм), Уордахская впадина (Ур), Мильская мульда (Млс); 5-8 - структуры активизации фундамента: 5 - неопротерозой-палеозойская Юдомо-Майская зона (ЮМ); 6 - среднепалеозойская Нюрбинская (Нюрб); 7 – позднеюрско-раннемеловая Верхояно-Колымская область (ВК); 8 - позднемезозой-кайнозойская Нижнеалданская (На); 9 - интрузивы, выделенные по геофизическим данным: а – долериты: Великая Дайка Якутии (ВД), б - габбро, в - анортозиты, г - расслоенные базит-гиперпербазитовые абиссолиты: Хатынг-Юряхский (ХЮ), Кетеминский (КТ), Биелеминский (БЛ), Мильский (МЛ), Белькачинский (БК); 10 - расслоенные нефелин-сиенитовые массивы: Толонский (ТЛ), Хандыгский (ХН); 11 - щелочно-ультраосновные комплексы: а – нерасчлененные (1 - Молойский, 4 – Северо-Дьянгыльский, 5 – Тенгютейский, 6 – Западно-Дьянгыльский, 7 - Кедигейский, 8 – Северо-Моролойский, 9 –

Соттинский, 10 – Чакыйский, 11 - Аччыгыйский, 12 – Кетеминский, 13 – Дугдинский, 14 – Тангхайский, 20 - Нижнеаимский, 21 - Среднеомнинский), б – с нефелин-сиенитовой оторочкой (2 – Мендский, 3 – Южно-Дьянгыльский, 19 - Ингилийский); 12 - кимберлитовые поля: а – установленное (15 – Хомпу-Майское, с трубкой Манчаары), б – прогнозируемые (16 – Барылайское, 17 – Борулахское, 18 - Амгинское); 13-разломы; 14 - разломные системы с надвиговой составляющей; 15 - проекция на поверхность плоскости сместителя блоков земной коры; 16 – А-Б линия профиля 3-ДВ.

Результаты исследования, обсуждение. Этап формирования сплошного осадочного чехла юго-восточной части СП отделен от этапа оформления морфоструктуры кровли консолидированной коры длительным континентальным перерывом и мощной структурной перестройкой [4, 5, 9]. Эта перестройка носила не только тектонический, но и орогенический характер, с которой связано завершение наиболее мощного в докембрии эпикарельского орогенеза. В качестве главных структурных подразделений донеопротерозойского фундамента выделены обширные изометричные архейские и палеопротерозойские тектонические блоки, сформировавшиеся при обрушении и опускании кровли кристаллического фундамента грабены, прогибы, мульды и впадины. С этим связано наиболее интенсивное дробление консолидированной коры на разнообразные по форме и размеру блоки, базит-гипербазитовый и щелочно-ультраосновной магматизм палеопротерозойского и неопротерозойского этапов. Возраст магматизма принимается по аналогии с возрастом подобных интрузий в Батомгском [6], Нимнырском [10], Джугджурском [5, 6, 7] и других блоках восточной части Алданского щита [7, 10]. В среднем палеозое в юго-восточной части СП проявился и кимберлитовый магматизм [2, 9]. В тектоническом плане фундамент юго-восточной части СП включает в себя: крупные структуры I порядка: палеоархейские (3.3-3.0 млрд. лет) Якутский гранулит-базитовый и Нимнырский гранулито-гнейсовый, неоархейские (2.7-2.5 млрд. лет) Суннагинский и Синский гранулито-гнейсовые и раннепалеопротерозойские (2.3-2.0 млрд. лет) Батомгский и Майский гранит-зеленокаменные блоки; структуры II порядка - южная ветвь протяженной Лено-Алданской рифтовой зоны базальтоидной протоактивизации и четыре эпикратонных вулканогенно-осадочных структурных элемента палеопротерозойского возраста (1.87-1.69 млрд лет), фанерозойские зоны тектонической активизации (Юдомо-Майская, Нюрбинская, Верхояно-Колымская и Нижнеалданская) [2, 4, 5, 9]. С этих позиций схема строения кристаллического фундамента региона обосновывается исходя из анализа гравитационного и магнитного полей юго-восточной части СП [1, 4, 8, 9]. Структуру низкочастотной составляющей гравитационного поля определяют Алданский и Верхояно-Колымский минимумы и Якутский максимум, которые в плане соответствуют Алданскому сегменту щита, Верхояно-Колымской орогенной области и Якутскому погребенному поднятию (гранулит-базитовый блок фундамента) [1, 4].

На своде Якутского погребённого поднятия и его окрестностях под осадочным чехлом на технически доступных глубинах (от 0.5 до 3 км), по геофизическим данным [8] в зоне структурного влияния «Великой дайки Якутии» протяженного Лено-Алданского пояса [4, 9] выделено около двух десятков малых кольцевых щелочно-ультраосновных интрузивов и серия предполагаемых рудоносных базит-гипербазитовых абиссалитов (рис.). В платформенном чехле поясу на всём протяжении соответствует поздненеопротерозойско-кембрийский рифовый комплекс, который на протяжении длительного времени в кембрийский период отделял Ангаро-Ленский солеродный (мелководный) бассейн осадконакопления от Юдомо-Оленёкского доманикового (глубоководного) бассейна [4, 9]. Рифу в фундаменте соответствует региональный Якутско-Жиганский разлом, глубоко проникающий в мантию, заложение которого произошло в палеопротерозое. К этому периоду времени приурочено внедрение крупных базит-гипербазитовых интрузий, трассирующих разлом, а также формирование сопряженных с ними мульд, впадин, прогибов и грабенов, перекрытых разновозрастными (мезонеопротерозой, кембрий, средний палеозой,

мезозой) осадочными толщами сплошного платформенного чехла мощностью от первых сотен метров до 3 км и более [4, 9]. О раннедокембрийском времени заложения этих зон говорит то, что на современном эрозионном срезе они совместно с перекрывающими геодинамическими комплексами пород ряда геологических структур (рифтов, прогибов, впадин) маркируют положение тектонических границ разновозрастных блоков фундамента, сформировавшихся в условиях разной геодинамики.

На основании комплекса геолого-геофизических методов в площадном и профильном вариантах вдоль опорного профиля 3-ДВ [4] и данных предшествующих исследователей [1, 2, 8, 9] по юго-восточной части СП обосновано выделение Лено-Алданской глубинной структуры, в состав которой входят палеопротерозойские вулканогенно-осадочные структуры: Борогонский прогиб, Кетеминский грабен, Уордахская впадина и Мильская мульда. Здесь же под чехлом СП расположены многочисленные расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты («Великая Дайка Якутии», Хатынг-Юряхский, Кетеминский, Биелеминский, Мильский и Белькачинский), нефелин-сиенитовые массивы с карбонатитами (Толонский, Хандыгский), щелочно-ультраосновные интрузивы (Моролойский, Северо-Моролойский, Мендский, Чакыйский и др.) и кимберлитовые трубки (рис.). Если для гравитационного поля Лено-Алданской зоны свойственно субмеридиональное простирание изометричных и слабо вытянутых локальных аномалий, то Борогонскому прогибу и Кетеминскому грабену соответствуют ступенчато осложненные полосовые аномалии. В отличие от них, в поле силы тяжести в виде отрицательных аномальных полей изометрично округлой формы выделяются Мильская и Белькачинская мульды, осложненные в центре контрастными положительными аномалиями. Эти локальные «мульды проседания» развивались непосредственно на эродированной поверхности кристаллического фундамента как наложенные седиментационные впадины, к которым тяготеют предполагаемые одноименные гигантские расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты. Контуры их четко фиксируются на карте полного горизонтального градиента силы тяжести кольцевыми аномалиями, при этом положительные гравитационные аномалии совмещаются с положительными магнитными. Преобладающая форма магматических тел – блюдцеобразные лополиты диаметром от 40 до 75 км с глубиной залегания верхних кромок аномальных их масс от 0.4 до 1.0 км. По [4, 8, 9], Мильский, Биелеминский и Белькачинский лополиты образуют единый приповерхностный многофазный абиссолит с тремя центрами магматизма. По данным крупномасштабной аэромагнитной съемки, на внешних кольцах абиссолитов в виде характерных дуговых максимумов могут быть отражены залежи вкрапленных сульфидных пирротин-пентландит-халькопиритовых руд в боковых частях интрузивов [8], аналогичных таковым в телах палеопротерозойских мафит-ультрамафитов месторождения Кун-Маньё, возраст которых по U-Pb SHRIMP изотопии цирконов варьируется от 1.843 до 1.69 млрд лет [7].

По аналогии с детально изученными доменами Южной Африки, Северной Америки и Кольского полуострова отмеченные выше расслоенные абиссолиты разделены на три типа рудоносных структур: бушвельдский, садбери и хибинский, тесно связанных между собой единством вмещающей трансрегиональной Лено-Алданской рифтовой зоны базальтоидной протоактивизации [4, 8, 9] (рис). По результатам интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей с привлечением материалов гидрогеохимического и минералогического опробования к бушвельдскому типу отнесены расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты «Великая Дайка Якутии», Хатынг-Юряхский, Кетеминский, Биелеминский, Мильский и Белькачинский; к типу садбери - Моролойский, Северо-Моролойский, Мендский, Чакыйский щелочноультраосновные интрузивы, а к хибинскому типу - Толонский и Хандыгский нефелин-сиенитовые с карбонатитами рудоносные структуры и эпикратонные металлоносные мульды. Для первого типа абиссолитов прогнозируются залежи хромитов с сопутствующими металлами платиновой группы, во втором типе ожидается выявление залежей сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами.

Хибинский тип рудоносных абиссолитов представлен Толонским и Хандыгским массивами нефелиновых сиенитов, для которых по аналогии с эталонами предполагается специализация на редкие земли и сопутствующие уран с редкими металлами [4, 9].

Всё вышесказанное позволяет рассматривать эту ветвь Лено-Алданской рифтовой зоны как гигантскую рудоконтролирующую структуру. Высокая степень комплексной геологогеофизической её изученности позволяет принять полученные результаты и выводы как определяющую рабочую гипотезу для последующих средне- и крупномасштабных геолого-прогнозных исследований.

*Работа выполнена по темам НИР в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН «Закономерности формирования континентальной коры восточной окраины Евразии в неогее: тектоника, вещественный состав, минерагения и палеогеодинамика» (№ 122041100043-8)» и «Геофизические поля и глубинное строение тектонически активных структур Восточной Азии, современная геодинамика и сейсмичность» (№ 122041100034-6)»***.**

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005, 174 с.

2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпереводика», 2001. – 571 с.

3. Карта аномального магнитного поля (ΔТ) России, сопредельных государств (в границах бывшего СССР) и прилегающих акваторий/Под ред. Т.П. Литвиновой. Масштаб 1:5 000 000. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000 г.

4. *Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможняя Н.Г., Петров А.В.* Лено-Алданская протерозойская зона базальтоидной протоактивизации юго-востока Сибирской платформы//Доклады Академии Наук, 2013, т. 451, № 3, с. 303-307.

5. *Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е.* Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация//Тихоокеан. геология, 2012, т.31, № 2, с. 3-21.

6. *Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Роганов Г.В., Дымович В.А.* Раннедокембрийские гранитоиды Батомгского выступа фундамента юго-востока Сибирской платформы: возраст и геодинамическая обстановка формирования//Тихоокеан. геология, 2016, т.35, № 3, С. 23-44.

7. *Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Кириллов В.Е.* Палеопротерозойские ультрамафитовые дайки кун-маньёнского ареала (юго-восток Сибирской платформы): структурное положение, состав и обстановка формирования//Тихоокеан. геология**.** 2023. Т. 42, № 2, с. 68-87.

8. *Истомин И.Н., Мишнин В.М.* К проблеме поисков платинометальных месторождений в Якутии/Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов//Сб. научн. трудов. Т.V. М.: ООО «Геоинформарк», 2004, с. 409-421.

9. *Мишнин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С.* Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы//Вестник Госкомгеологии РС (Я), 2002, № 1, с. 6-14.

10. *Котов А.В.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. докт. геол.-минер. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.

УДК 627.824: 550.834

ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ДИНАМИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ НА ГРУНТОВЫХ ПЛОТИНАХ

Давыдов Вадим Анатольевич
davyde@yandex.ru
Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Представлены результаты исследований некоторых динамических параметров микросейсмических шумов на плотине Верхне-Сысертского пруда. На основании приведенных примеров показано, что разрезы изучаемых амплитудных атрибутов дают довольно полезную информацию о состоянии плотины. Выявлена связь одного из предложенных атрибутов с влажностью грунтов.

ON THE INFORMATIVE VALUE OF MICROSEISMIC SECTIONS OF DYNAMIC ATTRIBUTES ON SOIL DAMS

Davydov Vadim Anatolyevich
davyde@yandex.ru
Institute of geophysics Ural Branch of Russian Academy of sciences, Ekaterinburg, Russia

Abstract. The results of studies of some dynamic parameters of microseismic noise at the Verkhne-Sysertsky Pond dam are presented. Based on these examples, it is shown that the sections of the studied amplitude attributes provide quite useful information about the condition of the dam. The relationship of one of the proposed attributes with soil moisture has been revealed.

Одно из важных направлений сейсмических исследований связано с изучением различных динамических характеристик волнового поля, называемых атрибутами. Динамические атрибуты могут иметь корреляционные связи с некоторыми свойствами геологической среды и явиться дополнительным инструментом получения полезной информации. Наши исследования связаны в основном с изучением динамических параметров микросейсмических колебаний на основе их амплитудных спектров [1–3, 5–6]. К базовым атрибутам относятся спектральные отношения HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) и спектральные усиления микросейсм, использующие различную нормализацию. В то же время, поскольку уровень микросейсмических шумов в течение рабочего дня довольно стабильный, можно оценить информативность первичных амплитудных спектров и их трансформант без нормирования. Изучение особенностей и сопоставление некоторых дополнительных атрибутов проведены на примере плотины Верхне-Сысертского пруда (рис. 1), являющейся одним из полигонов Института геофизики УрО РАН по опробованию новых методов и технологий геофизических исследований.

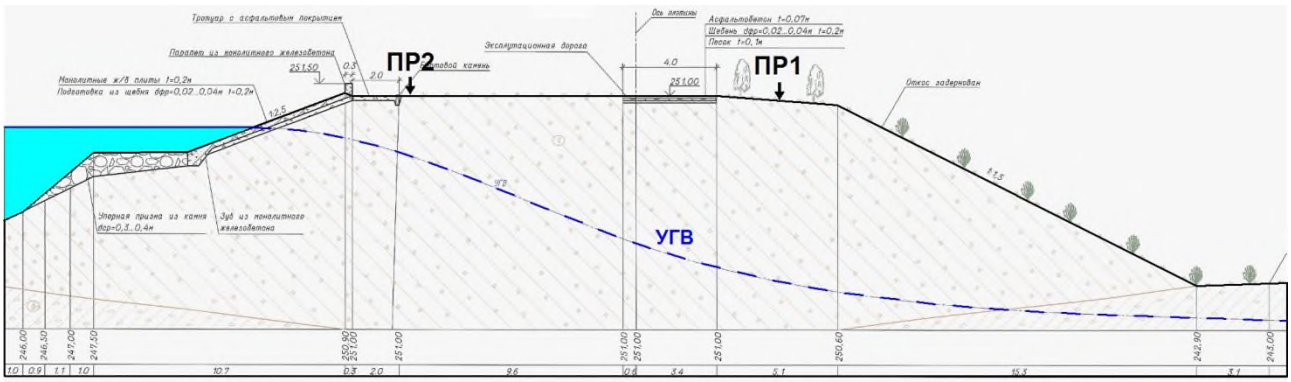


Рис.1. Поперечный разрез плотины Верхне-Сысертского водохранилища.

Микросейсмические шумы регистрировались автономной сейсмической станцией ОМАР-2с [4] в диапазоне частот 1–100 Гц по двум профилям (ПР1 и ПР2) с шагом 10 метров. Запись на точке наблюдений осуществлялась в течение 3–5 минут и сохранялась в памяти цифрового регистратора. По окончании работ информация переписывалась в стационарный компьютер, где подвергалась обработке с помощью специального пакета программ. Амплитудные спектры и спектральные отношения сигналов вычислялись с помощью быстрого преобразования Фурье. Ранее на объекте уже проводились сейсморазведочные работы, поэтому скоростные характеристики среды были известны. Для представления изучаемых атрибутов в виде глубинных разрезов, данные переводились из частотной области в диапазон глубин. При этом, эффективная глубина исследований для параметров горизонтальных (*H*) и вертикальных (*V*) компонент микросейсм вычислялась по разным формулам, в соответствии с преобладающим типом колебаний:

$h_S = V_S(f)/4f$ (1)

$h_V = V_P(f)/4f$ (2)

где f – частота колебаний;

V_S – средняя скорость поперечных волн;

V_P – средняя скорость продольных волн.

На основании базовой предпосылки HVSR считается, что резонанс *H/V*-отношений возникает в районе контакта двух геологических слоев, более чем в 2.5 раза отличающихся между собой по акустической жесткости. При этом частота резонанса равна [7]:

$f_0 = V_S / 4h_0$ (3)

где h_0 – глубина залегания контакта контрастных слоев.

Таким образом, можно проверить правильность определения средней скорости поперечных волн путем сравнения резонансных глубин, найденных по формуле (1), с реальной границей раздела. В случае ошибки привязку по глубине можно откорректировать.

Более подробно остановимся на вопросе преобразования спектров сигналов в глубинные разрезы. В нашем допущении предполагается, что в спектральном составе горизонтальных микросейсм *H(f)* преобладают амплитуды поперечных колебаний (*S*), а в вертикальной компоненте *V(f)* доминирующими являются продольные волны (*P*). Общее волновое поле в любом направлении содержит суперпозицию, как продольных, так и поперечных волн, поэтому один из типов волн будет являться полезным сигналом, а другой – помехой. При этом, поскольку скорости полезных волн и волн-помех разные, то и частоты спектра, на которых будут проявляться аномальные эффекты, тоже разные. Таким образом, при преобразовании частотных спектров *H(f)* в глубинные разрезы *H(h)* по формуле (1), за счет *P*–волн помех могут проявиться ложные аномалии. Это же справедливо и при преобразовании спектров *V(f)* в разрезы *V(h)* по формуле (2), с появлением искажений от *S*–волн. На разрезах *H(h)* ложные аномалии будут приподняты (сжаты по оси глубин), а на разрезах *V(h)* опущены (расширены по оси глубин) с коэффициентом пропорциональности $k = V_P/V_S$. Чтобы разделить отклики продольных и поперечных волн предлагается ввести новые атрибуты, в определенной степени, устраняющие влияние нецелевых волн-помех:

$P^*(h) = V(h) - aH(h)$ (4)

$S^*(h) = H(h) - bV(h)$ (5)

где a, b – коэффициенты компенсации, соответствующие доле волн-помех.

Степень компенсации регулируется с помощью эмпирических коэффициентов, подбираемых с целью эффективного устранения искажений разрезов предлагаемых атрибутов. При излишне высоких значениях коэффициента происходит перекомпенсация сигнала помех с появлением отрицательных значений параметров.

Для выделения основной структурной границы раздела между насыпной частью и основанием плотины были построены разрезы HVSR. Полученные резонансные границы с амплитудами $H/V = 2–7$ довольно прерывисты, однако достаточно точно соответствуют реальной подошве насыпных грунтов, отмеченной на разрезах сплошной линией (рис. 2).

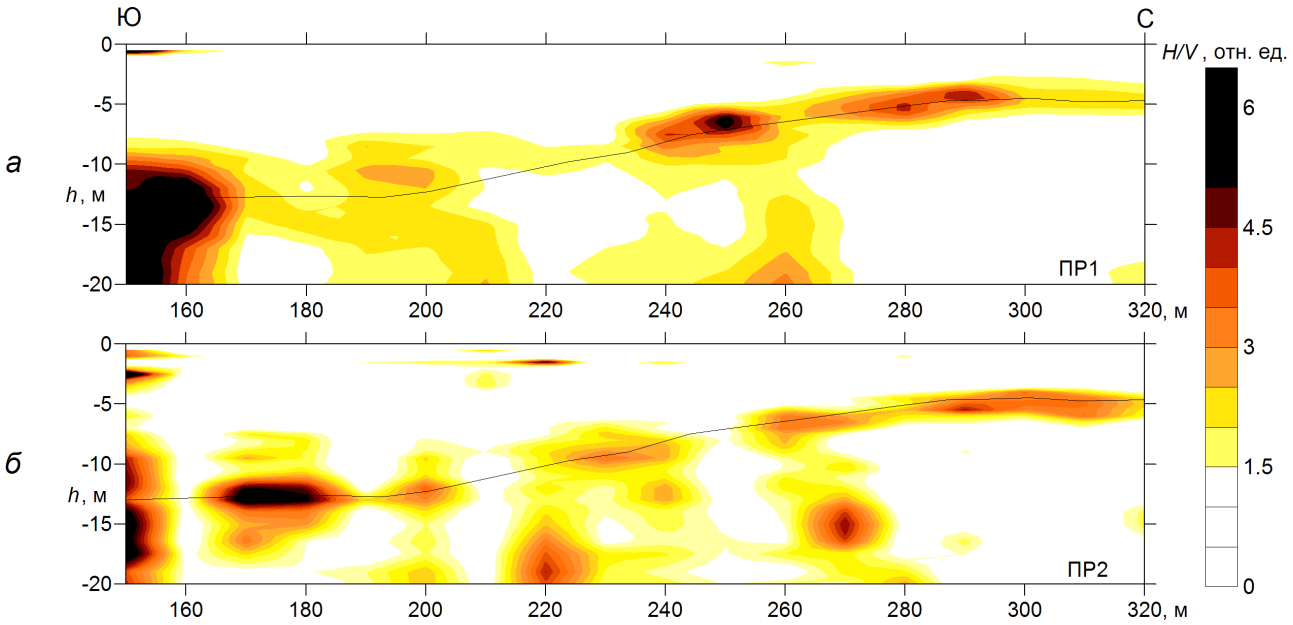


Рис.2. Разрезы H/V–отношений по левобережному участку Верхне-Сысертской плотины: а) профиль ПР1 со стороны нижнего бьефа; б) профиль ПР2 со стороны верхнего бьефа.

Начальные точки профилей ПР1 и ПР2 (отметка 150 м) располагаются над каменно-бетонным устоем водослива ГТС, поэтому, присутствующие здесь аномалии образованы, скорее всего, за счет собственных колебаний шлюзовой камеры. Субвертикальные аномальные зоны HVSR в основании плотины связаны с неоднородностями коренных пород или с источниками ближних помех. Других прослеживаемых горизонтальных аномалий на разрезе *H/V*–отношений не фиксируется, следовательно, сильного изменения скоростей поперечных волн и плотности грунтов на границах зоны аэрации и уровня грунтовых вод (УГВ) не происходит.

В результате ранее проведенных исследований на ряде гидротехнических сооружений выяснено, что сейсмическая реакция грунтов, или коэффициенты спектрального усиления микросейсм (как горизонтальных, так и вертикальных) существенно отличаются в различных частях строения плотин. Так для водонасыщенных глин ядра плотин коэффициенты усиления в 5–10 раз выше, чем в коренных породах основания разреза и в безводных дисперсных грунтах на поверхности [5]. В результате сделан вывод, что основной причиной повышения уровня микросейсмических шумов является увеличение общей пористости и влажности грунтов. Это должно быть справедливым и для ненормированных амплитуд горизонтальных и вертикальных колебаний, которые можно использовать в качестве дополнительных атрибутов, когда поблизости нет выходов коренных пород для установки контрольного пункта наблюдений. Правильность этого утверждения была проверена на эталонном профиле. Сравнение разрезов нормированных и ненормированных амплитуд показало, что форма и размеры аномалий с высокими значениями параметров практически совпадают, однако при низких величинах атрибутов взаимная корреляция разрезов ухудшается. В целом, использование ненормированных амплитуд *H* и *V* признано менее эффективным, но допустимым для оценочных работ.

Ненормированные амплитудные значения микросейсмических колебаний *H* и *V* в теле Верхне-Сысертской плотины составляют от 10 до 60 мВ. Здесь и далее в качестве единиц измерений будут приводиться величины сигналов напряжения на выходе сейсмических каналов станции ОМАР-2с при заданном коэффициенте преобразования 20 000 В/(м/с). На рис. 3 представлены сравнительные разрезы испытуемых микросейсмических атрибутов по профилю ПР1 со стороны нижнего бьефа.

© ИГФ УрО РАН, 2025

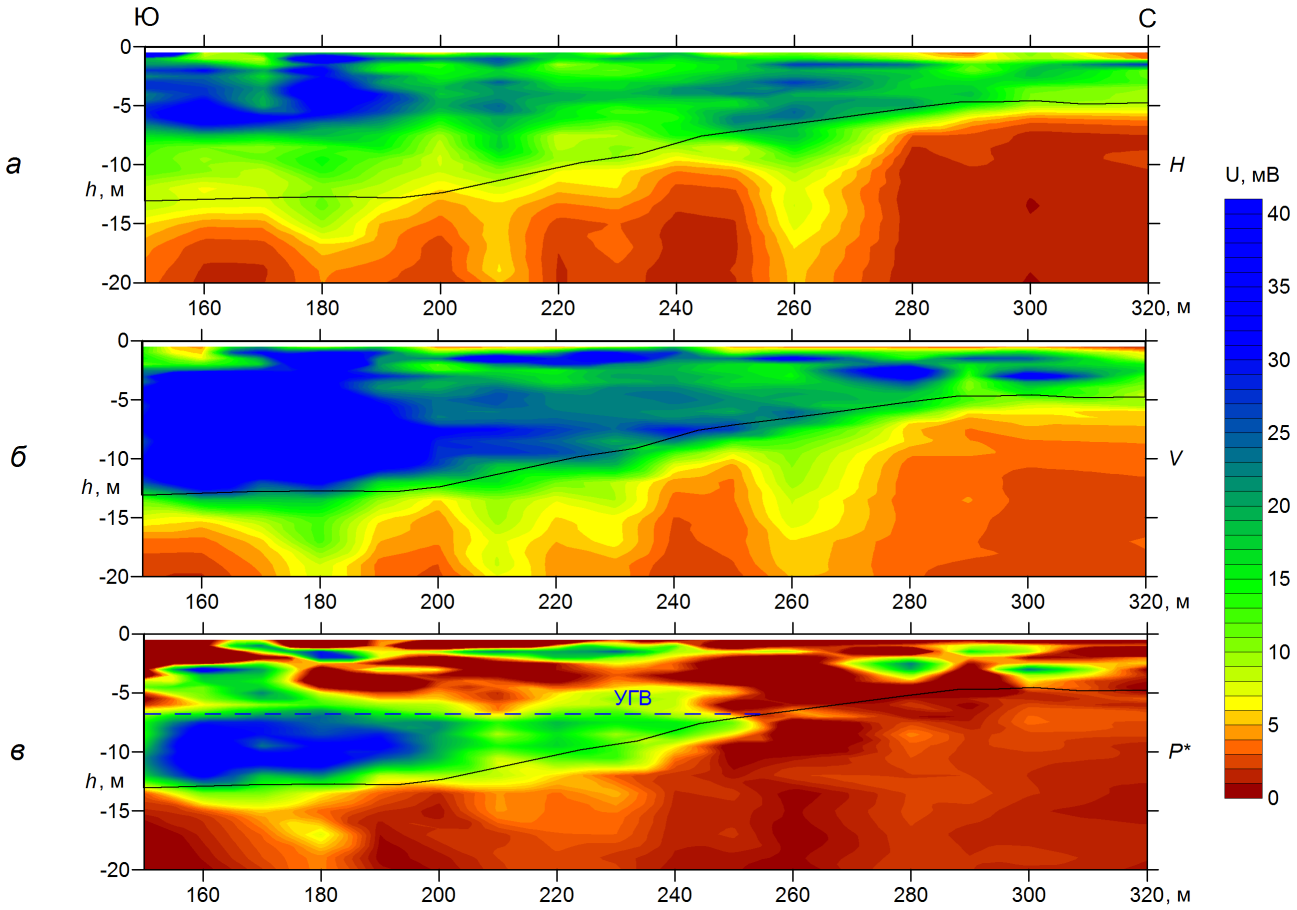


Рис.3. Разрезы атрибутов микросейсмических колебаний по профилю ПР1 плотины Верхне-Сысертского пруда: а) амплитуды H; б) амплитуды V; в) атрибут P.*

В коренных породах средние фоновые значения *H* и *V* не превышают 5 мВ, повышенные величины до 10–15 мВ фиксируются в предполагаемых зонах трещиноватости (в районах 180, 210, 230 и 260 м по линии профиля).

При опробовании новых атрибутов выяснилось, что наиболее показательным и помехоустойчивым является параметр *P**, напрямую связанный с динамикой продольных волн. Стабильно высокие значения атрибута *P** (от 10 до 40 мВ) наблюдаются в насыпной части плотины ниже уровня грунтовых вод (УГВ). В районе отметок 155–175 м повышенными величинами отличается и вышележащая толща. Остальная область, за исключением небольших зон, вероятно, связанных с помехами, отмечается низкими значениями $P^* \leq 4$ мВ. Характер поведения параметра *P** позволяет сделать вывод о его исключительной связи с влажностью грунтов, в отличие от *H* и *V*, на которые оказывает влияние как влажность, так и пористость. Аномальность *P** в верхней части разреза на интервале 155–175 м объясняется повышенной влажностью грунтов в связи с близостью к зоне сосредоточенной фильтрации в теле плотины. Во время проведения исследований весной 2025 года плотина находилась в предаварийном состоянии: в районе примыкания стенки водослива с низовым откосом нижнего бьефа (отметка 150 м) фонтаном била вода. Положение аварийной зоны струйной фильтрации со стороны верхнего бьефа хорошо прослеживается на микросейсмических разрезах по профилю ПР2 в районе 160-метровой отметки (рис. 4). Вертикальная аномалия повышенной влажности фиксируется через все тело плотины и захватывает область трещиноватости коренных пород основания. Для устранения аварии было пробурено несколько скважин, в которые был закачан специальный раствор для установки фильтрационной завесы. Еще одна аномальная зона повышенной влажности в районе 190 м имеет непосредственную связь с небольшим родником, бьющим в основании низового откоса уже несколько лет.

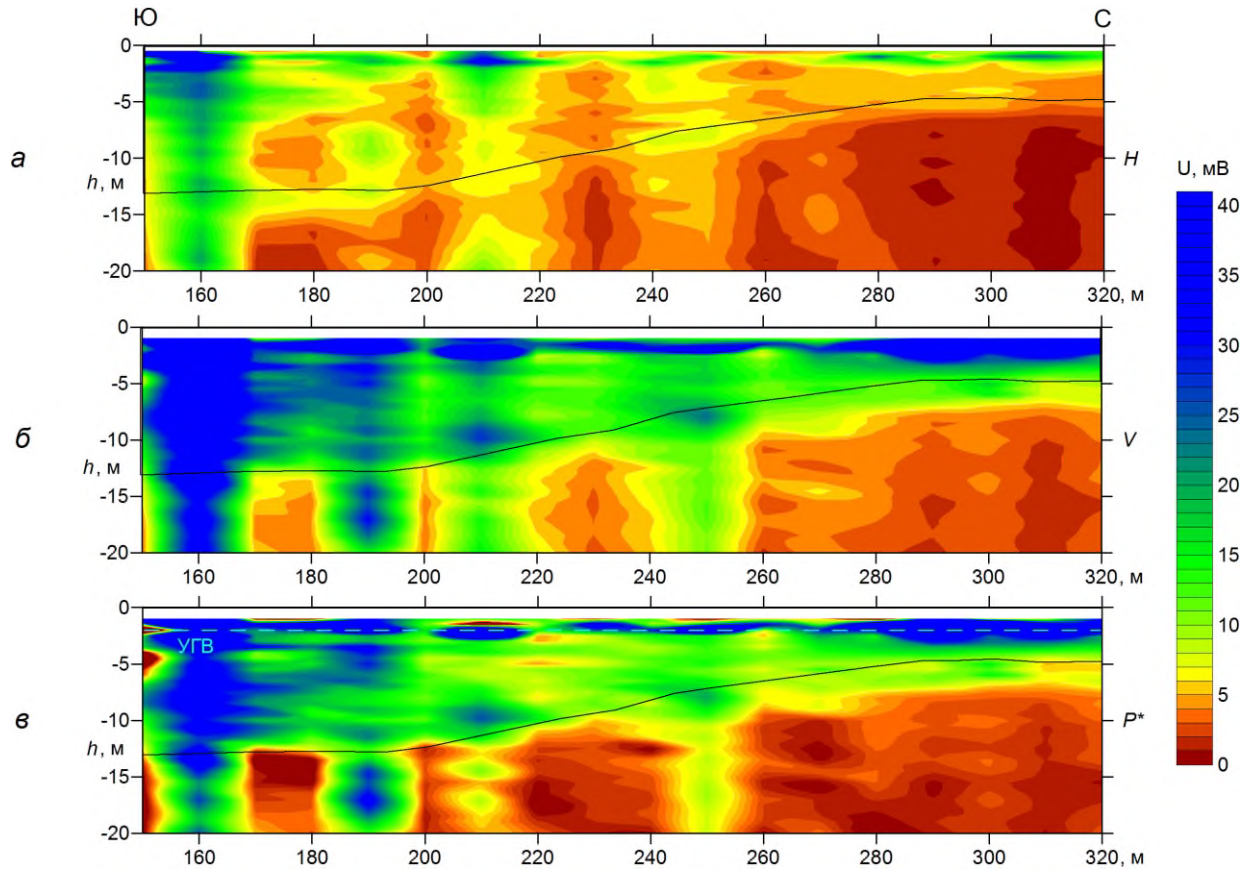


Рис.4. Разрезы атрибутов микросейсмических колебаний по профилю ПР2 (со стороны верхнего бьефа): а) амплитуды H; б) амплитуды V; в) атрибут P.*

В результате проведенных исследований показано, что изучение амплитудных атрибутов микросейсмических шумов на грунтовых плотинах дает довольно полезную информацию об их состоянии. Выявлена связь одного из предложенных атрибутов с влажностью грунтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Давыдов В.А.* Спектральный анализ данных микросейсмических зондирований // Геофизика. 2015. № 1. С. 72–77.

2. *Давыдов В.А.* Микросейсмическое зондирование грунтовых плотин на основе изучения ортогональных компонент колебаний // Инженерные изыскания. 2016. № 5-6. С. 46–51.

3. *Давыдов В.А.* Малоглубинное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм. Георесурсы. 2019. Т. 21. № 1. С. 78-85.

4. *Давыдов В.А.* Автономная сейсмическая станция ОМАР-2с для инженерных работ // Уральский геофизический вестник. 2023. № 2 (52). С. 4-12.

5. *Давыдов В.А.* Изучение сейсмической реакции грунтов при микросейсмических зондированиях плотин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 2. В. 58. С. 90-100.

6. *Давыдов В.А., Горшков В.Ю., Вдовин А.Г.* Геофизические исследования подземных гидротехнических сооружений на примере старого Глубочинского водовода // Известия вузов. Горный журнал. 2023. № 2. С. 87–95.

7. *Nakamura Y.* On the H/V spectrum // The 14th World Conf. on Earthquake Engineering. Beijing, China, 12–17 October 2008. P.10.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 551.243.6 (470.56)

РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ И УГЛЕВОДОРОДОВ ОТНОСИТЕЛЬНО КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Данилова Евгения Антониновна
yevgeniya.antoninovna@bk.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Россия

Аннотация. По мнению автора, медноколчеданные, углеводородные залежи и рудопроявления «медистых песчаников» в юго-западной части Свердловской кольцевой мегаструктуры может объединять общий генезис, связанный с современными геодинамическими процессами в земной коре, и приуроченность к глубинным разломам кольцевых структур. Цель настоящей работы – выполнить сравнительный анализ размещения и локализации месторождений меди и углеводородов относительно кольцевых структур Оренбуржья. По результатам дешифрирования космических снимков Попсуй-Шапко Г.П. в пределах Оренбургской области выделено шестьдесят кольцевых структур диаметром 10-1000 км. Автором выполнено их ранжирование по величине диаметра. Структуры 1-го ранга обладают диаметром 500–1000 км, 2-го – 200–500 км, 3-го – 100–200 км и 4-го – 10–100 км. Медноколчеданные месторождения Оренбуржья распространены в пределах кольцевых структур 3-го ранга Магнитогорской вулкано-тектонической системы. Рудопроявления «медистых песчаников» приурочены к кольцевым структурам 4-го ранга оренбургской части Русской платформы и Предуральского краевого прогиба. Месторождения углеводородов распределены в пределах кольцевых структур 1-4-го рангов.

LOCATION OF COPPER AND HYDROCARBON DEPOSITS RELATIVE TO THE CIRCULAR STRUCTURES OF THE ORENBURG REGION

Danilova Evgeniya Antoninovna
yevgeniya.antoninovna@bk.ru
Institute of geophysics Ural Branch of Russian Academy of sciences, Ekaterinburg, Russia

Abstract. According to the author, copper pyrite, hydrocarbon deposits and ore occurrences of «cupriferous sandstones» in the southwestern part of the Sverdlovsk ring megastructure may have a common genesis associated with modern geodynamic processes in the earth's crust and confinement to deep faults of the ring structures. The purpose of this work is to perform a comparative analysis of the placement and localization of copper and hydrocarbon deposits relative to the ring structures of the Orenburg region. Based on the results of decoding the satellite images of Popsuy-Shapko G.P., sixty ring structures with a diameter of 10-1000 km were identified within the Orenburg region. The author ranked them by diameter. The structures of the 1st rank have a diameter of 500-1000 km, the 2nd - 200-500 km, the 3rd - 100-200 km and the 4th - 10-100 km. Copper pyrite deposits of the Orenburg region are distributed within the ring structures of the 3rd rank of the Magnitogorsk volcano-tectonic system. Ore occurrences of «copper sandstones» are confined to the ring structures of the 4th rank of the Orenburg part of the Russian platform and the Pre-Ural marginal trough. Hydrocarbon deposits are distributed within the ring structures of the 1st-4th ranks.

Введение

В 2024 году автором по сейсмотектоническим данным и результатам дешифрирования космического снимка была выявлена Свердловская кольцевая мегаструктура диаметром более 2400 км [3], к секториальным блокам которой приурочены месторождения нефти и газа Волго-Уральской, частично Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций. По нашему мнению, она является крупнейшим

центром аккумуляции углеводородов (УВ) и материнской по отношению к менее крупным кольцевым структурам (КС) диаметрами 250–700 км, выявленным автором в юго-западной части Свердловской кольцевой мегаструктуры [2].

Изучая особенности размещения и локализации медноколчеданных, УВ залежей и рудопроявлений «медистых песчаников» в уфимско-татарских отложениях в юго-западной части Свердловской кольцевой мегаструктуры, автор пришел к выводу о том, что, возможно, их объединяет общий генезис, связанный с современными геодинамическими процессами в земной коре. Рудопроявления «медистых песчаников» нередко располагаются над залежами УВ и могут быть продуктом вертикальной миграции гидротермальных растворов по неотектоническим разрывным нарушениям из глубоких горизонтов. Месторождения меди и УВ часто приурочены к глубинным разломам КС.

Цель настоящей работы – провести сравнительный анализ размещения и локализации месторождений меди и УВ относительно КС хорошо изученного района, такого как Оренбуржье.

Связь залежей УВ и меди Оренбуржья

Оренбургская область вытянута в широтном направлении на расстояние около 800 км и в геотектоническом плане охватывает широкий спектр структур высоких порядков. В границы области входят восток Русской платформы, часть бортовой зоны Прикаспийской впадины, Предуральский краевой прогиб, складчатые сооружения Южного Урала и Зауралья (рис. 1). На территории Оренбуржья развиты все группы горных пород, включая осадочные, осадочно-вулканогенные, вулканогенные и интрузивные магматические, а также метаморфические образования. При этом исследователи выделяют в ее пределах множество КС различных диаметров довольно правильной формы [2, 5].

В западной платформенной части области открыто более трехсот углеводородных залежей в отложениях девонской, каменноугольной и пермской систем, в складчатой восточной – около десяти крупных медноколчеданных месторождений, приуроченных к девону. В районе простирания Предуральского краевого прогиба и зоне его сочленения с Русской платформой открыто более тридцати рудопроявлений меди в средне- и верхнепермских образованиях.

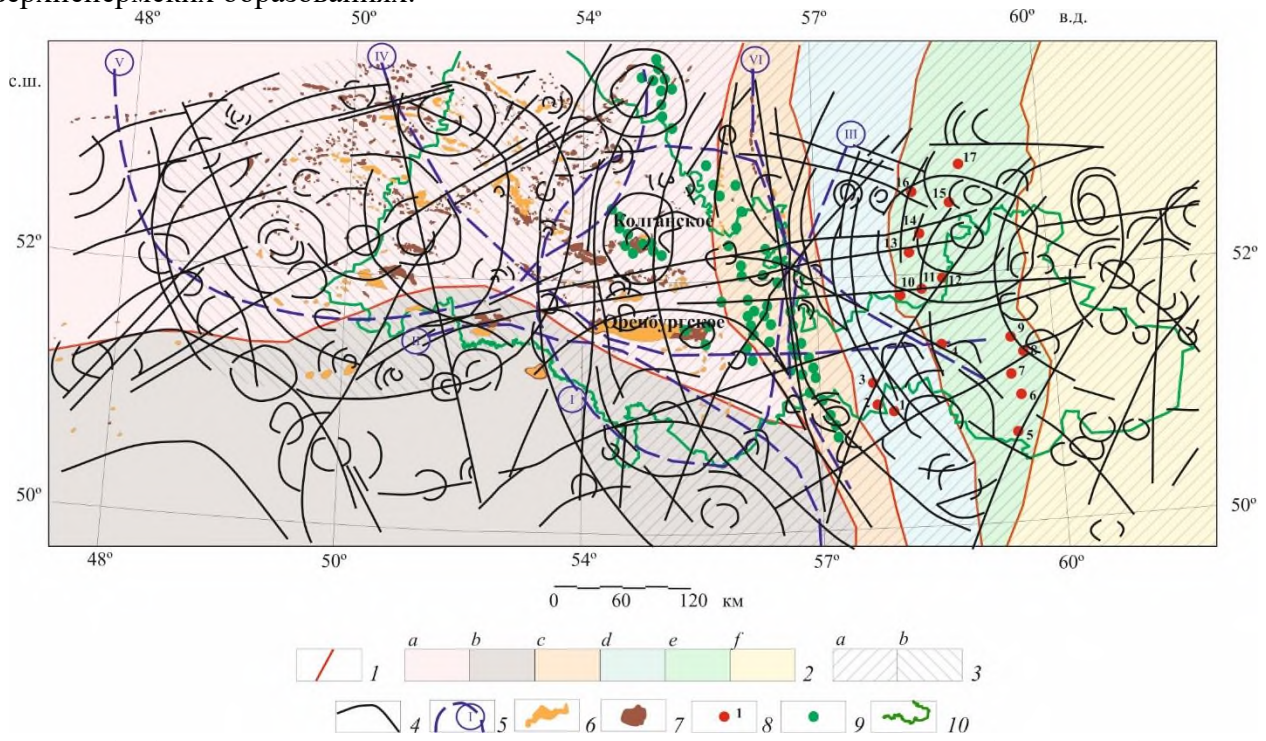


Рис.1. Сопоставление результатов исследований территории Оренбургской области геолого-геофизическими и дистанционными методами.

1 – границы структурных подразделений; 2 – тектонические структуры: a – Волго-Уральская антеклиза, b – Прикаспийская впадина, c – Предуральский краевой прогиб, d – Западно-Уральская надвиговая система, e – Магнитогорская вулкано-тектоническая система и мегасинклинорий, f – Восточно-Уральская система аллохтонных выступов; 3 – КС, по (Попсуй-Шапко Г.П., 1978): a – Южно-Уральская, b – Бузулукская; 4 – основные элементы дешифрирования космических фотоснимков (Попсуй-Шапко Г.П., 1978); 5 – КС, выявленные по сейсмотектоническим и геоморфологическим данным [2]: I – Оренбургская, II – Прикаспийская, III – Предуральская, IV – Оренбургско-Ромашкинская, V – Самарская; VI – Башкирская; 6 – газоконденсатные месторождения; 7 – нефтяные месторождения; 8 – медноколчеданные месторождения: 1 – Яман-Касы, 2 – Комсомольское, 3 – Блявинское, 4 – Гайское, 5 – Весеннее, 6 – Осеннее, 7 – Западно-Ащебутакское, 8 – Барсучий Лог, 9 – Джусинское, 10 – Бурибайское, 11 – Манакское, 12 – Подольское, 13 – Юбилейное, 14 – Вишневское, 15 – Сибайское, 16 – Тубинское, 17 – Бакр-Узякское; 9 – рудопроявления «медистых песчаников»; 10 – граница Оренбургской области.

На территории Оренбургской области связь УВ и рудопроявлений меди геологи заметили еще в 1934 году при строительстве картировочных скважин в районе Ириклинского ущелья на реке Урал. Тогда в процессе бурения в эффузивах девонского возраста было отмечено выделение водорода, углекислого газа, метана, редких газов. Несколько позже были установлены газовыделения в пределах Блявинской группы медноколчеданных месторождений. При разведке Комсомольского медноколчеданного месторождения в керне 21 скважины отмечалась маслянистая нефтеподобная жидкость, скопления жирного маслянистого вещества с запахом нефти, нефть, битуминозное вещество, кериты. Кроме того, установлено наличие углеводородных газов, азота, углекислого газа, водорода. Кериты широко развиты во вмещающих породах, особенно на участках интенсивного рассланцевания и брекчирования. Асфальтиты обнаруживаются реже в виде прожилков и гнезд. Нефтеподобные битумы встречаются в виде заполнения либо открытых трещин (а когда отмечается серия трещин, создается впечатление пропитки), либо пустот размером 1–2 см. По мере удаления от рудной залежи качественный состав битумов меняется от смолисто-асфальтеновых и средних к маслянистым и легким. Установлено, что наибольшая интенсивность выделения углеводородных газов связана с разрывными нарушениями и зонами повышенной проницаемости пород.

Включения пирита и других минералов, свойственных рудным месторождениям, часто присутствуют в пористых терригенных и карбонатных пластах-коллекторах отложений девонской, каменноугольной и пермской систем нефтегазовых месторождений Оренбуржья, открытие которых началось с обнаружения в конце 1935 года Садкинской жилы с запасами асфальтита более 1 млн.т (Самарская КС). По данным Овчинникова В.В. жила приурочена к неотектонической трещине, дислоцирующей субгоризонтально залегающие осадочные отложения кунгурско-позднетатарского возраста. Изучение асфальтита Садкинского месторождения показало присутствие аномально высоких содержаний меди [6]. В 1943–1952 годах в районе асфальтитовой жилы были установлены залежи газа в пласте калиновской свиты казанского яруса средней перми, нефтяные и газовые залежи в соляных отложениях кунгурского яруса. Позднее с развитием глубокого бурения в пределах Самарской и Оренбургской КС открывались залежи в более древних подсолевых отложениях.

Ранжирование КС Оренбуржья

В результате дешифрирования космических фотоснимков территории Оренбургской области Попсуй-Шапко Г.П. в 1978 году было выделено около шестидесяти «кольцевых объектов»[1]. По величине диаметра их можно разделить на четыре ранга. Структуры 1-го ранга имеют диаметр 500–1000 км, 2-го – 200–500 км, 3-го – 100–200 км и 4-го – 10–100 км.

[1] Попсуй-Шапко Г. П., Муравьев В. В., Жуков И. М. Составление тектонической схемы Оренбургской области по данным дешифрирования космических снимков масштаба

В восточной части области находится фрагмент крупной КС (диаметр около1000 км) 1-го ранга, названной Попсуй-Шапко Г.П. Южно-Уральской (рис. 1). Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение, имеющее трехкупольное строение, приурочено одновременно к центру Оренбургской КС (диаметром около 300 км) [2] и к периферии Южно-Уральской. Возможно, концентрические разломы последней и делят месторождение на три купола: Восточный, Центральный и Западный.

С одним из концентрических разломов Южно-Уральской КС совпадает Предуральская КС (диаметр около 250 км) [2].

Выявленная Попсуй-Шапко Г.П. Бузулукская КС в западной части Оренбургской области (рис. 1) имеет диаметр около 390 км и относится к структуре 2-го ранга. Большей своей частью она располагается в пределах Самарской КС (диаметр около 450 км) [2], и как будто смещена относительно нее в южном направлении (рис. 1).

Оренбургско-Ромашкинская КС (диаметр около 480 км) [2], судя по схеме дешифрирования, включает не только уникальные по запасам Оренбургское и Ромашкинское месторождения УВ, но и некоторые медноколчеданные залежи складчатого Урала, в том числе крупнейшее Гайское. Медноколчеданные месторождения области и сопредельных районов приурочены к КС 3-го ранга и располагаются ближе к центру Южно-Уральской КС 1-го ранга.

В пределах Оренбургской КС [2] сосредоточено около сорока крупных рудопроявлений меди в средне- и верхнепермских отложениях. Из них десять входит в Каргалинскую группу (рис. 1), приуроченную к КС (диаметр около 80 км) 4-го ранга, в центре которой расположено Колганское месторождение нефти в отложениях верхнего и среднего девона (рис. 1).

В восточной части Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения, в пределах КС 4-го ранга (диаметр около 30 км) сосредоточено три рудопроявления в средне- и верхнепермских отложениях (рис. 1).

Месторождения УВ в Оренбургской области распределены в пределах КС 1-4-го рангов, преимущественно внутри Оренбургской, Оренбургско-Ромашкинской, Бузулукской и Самарской (рис. 1).

Медноколчеданные месторождения Оренбургской области в геотектоническом плане приурочены к Магнитогорской вулкано-тектонической системе Урала (Гайское, Весеннее, Осеннее, Западно-Ащебутакское, Барсучий Лог, Джусинское и др.) и Западно-Уральской надвиговой системе (Комсомольское, Блявинское) (рис. 1). По условиям образования связаны с базальтоидным вулканизмом, отличаются длительным рудообразованием [7].

Цепочки месторождений сосредоточены преимущественно в субмеридиональном направлении и контролируются древними магмопроводящими разломами того же простирания (рис. 1). Зоны разломов насыщены дайками, субвулканическими и экструзивными телами, фрагментами вулканических аппаратов, локальными зонами рассланцевания, брекчирования и полосами гидротермально измененных пород с сульфидной минерализацией [7].

В структурном отношении медноколчеданные месторождения часто относятся к КС, вулканическим кальдерам обрушения и располагаются в их периферических частях [4, 5, 7].

Месторождения «медистых песчаников» приурочены к пестроцветным, красноцветным и сероцветным песчаникам, гравелитам, известнякам, глинистым сланцам, глинам, конгломератам, имеют пластовую и линзовидную форму залежей, субгоризонтальное залегание рудных тел, многоярусное строение продуктивных толщ, широкое площадное распространение и приуроченность к соляной тектонике, чем схожи по строению со многими месторождениями УВ [2].

1:1000000 // ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Приволжскому федеральному округу». Инв. номер 7240. 1978.

© ИГФ УрО РАН, 2025

Подобно медноколчеданным месторождениям и УВ залежам, рудопроявления «медистых песчаников» в Предуральском краевом прогибе и передовых складках Урала Оренбуржья сосредоточены цепочками преимущественно в субмеридиональном направлении. По рис. 1 видно, что некоторые из них приурочены к КС диаметром до 60 км. В платформенной части области рудопроявления меди в надсолевых отложениях более явно тяготеют к КС, также, как и месторождения УВ (рис. 1) [2]. Рудные тела «медистых песчаников» в плане часто имеют форму лент с изгибами, которые, скорее всего, направлены вдоль разломов кольцевых структур. Осадочные породы месторождений зачастую выполняют своеобразные корытообразные углубления, возникшие в результате размыва подстилающих отложений [1]. По строению они схожи с конусообразными цветковыми структурами, неотектонические разломы которых, вероятно, способствовали размытию и проваливанию пород.

Выводы

1. По результатам дешифрирования космических снимков в пределах Оренбургской области Попсуй-Шапко Г.П. выделено шестьдесят КС диаметром 10-1000 км довольно правильной формы, что может указывать на их неотектоническое происхождение.
2. Выявленные Попсуй-Шапко Г.П. КС можно разделить на ранги. Структуры 1-го ранга обладают диаметром 500–1000 км, 2-го – 200–500 км, 3-го – 100–200 км и 4-го – 10–100 км.
3. Медноколчеданные месторождения Оренбуржья распространены в пределах КС 3-го ранга Магнитогорской вулкано-тектонической системы. Рудопроявления «медистых песчаников» приурочены к КС 4-го ранга оренбургской части Русской платформы и Предуральского краевого прогиба. Месторождения УВ распределены в пределах КС 1-4-го рангов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Овчинников В.В., Пучков В.Н*. Геологическая характеристика рудного поля. Каргалы. Т.I. 2002. С. 19–24.
2. *Данилова Е.А.* Радиально-концентрические структуры в фундаменте древней платформы и условия возникновения очагов генерации углеводородов: реконструкция по сейсмотектоническим данным // Геотектоника. 2022. № 3. С. 36–49.
3. *Данилова Е.А.* Свердловская радиально-концентрическая структура – центр аккумуляции углеводородов в зоне сочленения плит // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. 2024a. № 1 (314). С. 27–36.
4. *Данилова Е.А*. Медистые песчаники Свердловской кольцевой мегаструктуры // Региональная геология и металлогения. 2024b. № 98. С 32–40.
5. *Контарь Е.С., Либарова Л.Е*. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург, 1997. 233 с.
6. *Косарев А.М., Серавкин И.Б.* Кольцевые структуры Южного Урала. – В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983. С. 50-59.
7. *Овчинников В.В., Пономарева Г.А*. К вопросу о генезисе Садкинского месторождения асфальтита // Вестник Оренбургского государственного университета. 2015. № 3 (178). С. 171-176.
8. *Прокин В.А., Нечеухин В.М., Сопко П.Ф.,* и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

УДК 550.8.053

ИСТОКООБРАЗНАЯ АППРОКСИМАЦИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ SVD

Долгаль Александр Сергеевич[1], Рыжов Никита Валерьевич[2]
[1] dolgal@mi-perm.ru; [2]ryzhov@antikarst.ru
[1] – Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия
[2] – Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Аннотация. Рассматривается алгоритм моделирования гравитационного поля эквивалентными источниками, использующий метод сингулярного разложения (SVD). Он обеспечивает необходимую точность вычисления трансформант в высокоширотных областях Земли. Представлены результаты его применения для территории размером 5.15 млн. кв. км, включающей в себя Сибирскую платформу и структуры ее обрамления.

EQUIVALENT SOURCES APPROXIMATION OF GRAVITY ANOMALIES USING SVD

Dolgal Alexander Sergeevich[1], Ryzhov Nikita Valerievich[2]
[1] dolgal@mi-perm.ru; [2]ryzhov@antikarst.ru
[1] – Mining Institute UB RAS, Perm, Russia
[2] – Perm State University, Perm, Russia

Abstract. An algorithm for modeling the gravity field using equivalent sources, which employs the singular value decomposition (SVD) method is examined. The algorithm ensures the required accuracy in computing transforms in high-latitude regions of the Earth. The results of its application to an area of 5.15 million km^2, covering the Siberian Platform and its surrounding structures, are presented.

В настоящее время 180 статических моделей геопотенциала Земли представлены на сайте https://icgem.gfz-potsdam.de/home Немецкого научно-исследовательского центра наук о Земле в городе Потсдам (ICGEM), который является одним из шести центров Международной гравитационной полевой службы Международной ассоциации геодезии. Все эти модели доступны в виде нормированных коэффициентов сферических гармоник [14] в стандартном формате, который был принят Европейским космическим агентством (ESA – European Space Agency) в качестве официального формата данных международного космического проекта GOCE (Global Ocean Circulation Experiment).

Одним из инструментов работы с глобальными моделями гравитационного поля Земли (ГПЗ) является выделение различных компонент поля в редукции Буге $\Delta g_{\text{Б}}$ (трансформация) и анализ их морфологии, направленный на выявление устойчивых взаимосвязей между аномалиями силы тяжести и особенностями геологического строения площади исследований [10,11,12]. Целью трансформации является преобразование цифровых моделей поля $\Delta g_{\text{Б}}$, направленное на «фокусировку» информации об аномалиях, связанных с отдельными геологическими телами, их группами или определенными геологическими границами [5].

Далее будет рассматриваться метод трансформации, который базируется на использовании эквивалентных источников, предложенный в 60-х годах XX века и успешно применяющийся целым рядом исследователей [6]. Его суть заключается в приближение наблюденного поля $\Delta g_{\text{Б}}$ теоретическим полем $\Delta g_{\text{Т}}$, представляющим собой аномальный эффект системы элементарных тел, массы которых определяются путем решения системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) с приближенно заданной правой частью:

$$\mathbf{Gm} = \Delta\mathbf{g}_{Б}, \quad (1)$$

где $\boldsymbol{G} = \{g_{ij}\}$ – квадратная матрица значений гравитационных эффектов для точечного источника с единичной массой ($m = 1$), $\mathbf{m}$ – вектор неизвестных значений аномальных масс, $\Delta\mathbf{g}_{Б}$ – вектор значений аномалий силы тяжести (в данном случает – 1-й радиальной производной гравитационного потенциала V_R). Под гравитационным эффектом g_{ij} в данном случае подразумевается радиальная производная гравитационного потенциала точечного источника V_R, определенная в сферической системе координат $\sum \varphi, \lambda, r$: $\partial V/\partial R = V_R(R_0, \varphi_0, \lambda_0) = f\,(R_0 - r cos\omega)/r_0^3$, где f = 6.67×10^{-11} м^3·кг$^{-1}$·с$^{-2}$ – гравитационная постоянная, $R_0, \varphi_0, \lambda_0$ – координаты точки измерений, r, φ, λ – координаты источника, $r_0 = \sqrt{R_0^2 + r^2 - 2R_0 r cos\omega}$, ω – угол при центре *O* земного шара между точкой измерений и источником: $cos\omega = cos\varphi_0 cos\varphi + sin\varphi_0 sin\varphi \cos(\lambda_0 - \lambda)$.

Арктика – северная полярная область Земли, включающая окраины материков Евразии и Северной Америки, почти весь Северный Ледовитый океан с островами и прилегающие к нему части Атлантического и Тихого океанов. Она занимает ~5% поверхности нашей планеты. В пределах Арктики возникают специфические сложности, связанные с решением СЛАУ (1) для GRID моделей ГПЗ, характеризующихся регулярным шагом по широте *B* и долготе *L*.

Обозначим шаг GRID-модели гравитационного поля в градусной мере по широте – Δ_1, по долготе – Δ_2 и введем функцию $r(\Delta)$ для преобразования градусной меры в линейную. Известно, что хорошее качество аппроксимации аномалий силы тяжести и высокую скорость сходимости итерационного процесса решения СЛАУ (1) обеспечивает соблюдение условия $1 \le R^*/r(\Delta) \le 1.5$, где R^* – удаление точечной массы от точки задания поля по радиусу Земли вниз, $r(\Delta)$ – расстояние между точками измерений: $r(\Delta) \cong r(\Delta_1) \cong r(\Delta_2)$ [2]. Для глобальных моделей ГПЗ Земли в условиях высоких широт при $\Delta_1 = \Delta_2$ возникает неравенство $r(\Delta_1) \gg r(\Delta_2)$, поэтому данное условие не выполняется. Это приводит к существенному увеличению чисел обусловленности *cond*(**G**) матрицы коэффициентов СЛАУ при $R^* = const$ и создает дополнительные вычислительные сложности.

При выполнении исследований авторами статьи использовалась одна из моделей ГПЗ – EIGEN-GRGS.RL04.MEAN-FIELD, полученная на основе данных спутниковых миссий GRACE и SLR в 2019 г: гравитационные аномалии $\Delta\mathbf{g}_{Б}$в полной редукции Буге, определенные для плотности материков 2.67 г/см^3 и плотности океанов 1.05 г/см^3. Для территории размером ~5.15 млн. кв. км, ограниченной 52°–72° с.ш., 84°–132° в.д., охватывающей всю Сибирскую платформу и структуры ее обрамления, были получены значения поля с шагом 0.4°. Размерность GRID модели – 51×121 (*N* = 6171 точка). Источником информации о рельефе земной поверхности являлась модель ETOPO1 [13]. Диапазон изменения аномалий силы тяжести ~387 мГал, высотные отметки рельефа лежат в пределах от -18 до 2420 м (рис. 1).

Глубина эквивалентных источников была принята равной шагу сети точек поля по меридиану $R^* \cong r(\Delta_1) = 55$ км. Истокообразная аппроксимация и решение СЛАУ выполнялись двумя способами. Первый («традиционный») способ: размещение точечных масс под каждой точкой задания поля и решение СЛАУ из 6171 уравнения с 6171 неизвестным модифицированным методом Гаусса (решатель solve библиотеки Numpy языка Python [8]). Второй способ: использование регуляризованного метода сингулярного разложения (процедура svd библиотеки Numpy языка Python [8]) при работе с аппроксимационной конструкцией, представленной в описании способа 1.

Сингулярное разложение (Singular Values Decomposition, SVD) показывает геометрическую структуру матрицы и позволяет наглядно представить имеющиеся данные [4], в частности – позволяет выполнить оценку погрешности при работе с матрицами неполного ранга или близкими к вырождению. С помощью SVD можно определить тип и меру обусловленности матриц, вычислить обратную матрицу. Усеченное сингулярное

разложение матриц применяется для решения плохо обусловленных СЛАУ [1]. Матрицу коэффициентов **G** можно представить в виде:

$$\mathbf{G} = \mathbf{USV^T}, \tag{2}$$

где **U, V** – ортогональные матрицы ($\mathbf{U^T} = \mathbf{U^{-1}}, \mathbf{V^T} = \mathbf{V^{-1}}$), **S** – диагональная матрица с коэффициентами δ_i ($\delta_i \geq \delta_{i+1}$), которые называются сингулярными числами матрицы **G**. Если вычислять только r векторов-столбцов **U** и r векторов-строк $\mathbf{V^T}$, соответствующих числу r наибольших сингулярных чисел $\delta_r > \delta_{min}$, где δ_{min} – выбранное пороговое значение, то таким образом получается наилучшее приближение $\mathbf{G^*}$ к матрице **G** на множестве всех матриц ранга, не превосходящего r (теорема Эккарта-Янга). С использованием (2) решение СЛАУ (1) определяется следующим образом:

$$\mathbf{m} = \mathbf{VS^{-1}U^T}\Delta\mathbf{g_Б} \tag{3}$$

Число обусловленности матрицы **G** можно найти с использованием минимального и максимального значений ее собственных чисел: $cond(\mathbf{G}) = \lambda_{max}/\lambda_{min}$. С другой стороны, собственные числа матрицы $\mathbf{G^TG}$ являются квадратами сингулярных чисел, полученных при разложении (2), что позволяет использовать соотношение $\lambda_i = \delta_i^2$ при оценке $cond(\mathbf{G})$ и выборе r. В данном случае было принято r = 5500, отвечающее $\delta_{min} = 0.000448$ (рис. 1).

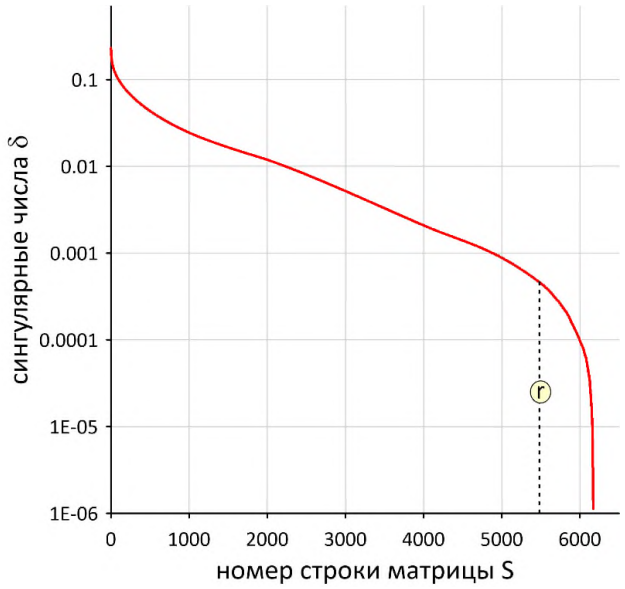


Рис. 1. Сингулярные числа матрицы коэффициентов G при моделировании аномалий силы тяжести Сибирской платформы

Информация по решению СЛАУ описанными выше способами представлена в табл. 1. Наименьшее по невязке решение имеет способ 1, однако он характеризуется наибольшим по норме Фробениуса результатом **m**. Результат решения СЛАУ способом 2 характеризуются среднеквадратическим отклонением (СКО), близким к предполагаемой точности использованной модели ГПЗ [9], значения $\|\mathbf{m}\|_f$ для них на порядок ниже. Результаты пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на высоту 100 км представлены на рис. 2а. Плохая обусловленность СЛАУ и отсутствие регуляризации приводят к заметным искажениям результата пересчета поля на высоту для способа 1 (рис. 2б). Для изображения фрагмента территории, ограниченного координатами 66.8°–72° с.ш., 84°–98 в.д. использовалась равнопромежуточная цилиндрическая проекция, отражающая непосредственно цифровые данные, без сглаживающего влияния интерполяции (рис. 2б,в).

© ИГФ УрО РАН, 2025

Таблица 1

Информация о решениях СЛАУ при моделировании аномалий силы тяжести Сибирской платформы

Способ	$cond(\mathbf{G})$	Невязка, мГал				$\|\mathbf{m}\|_f$
		Минимум	Максимум	Среднее	СКО	
1	1155694	-0.04	0.03	0	0.001	1.84×10^7
2	250000	-28.32	29.17	0	2.88	1.17×10^6

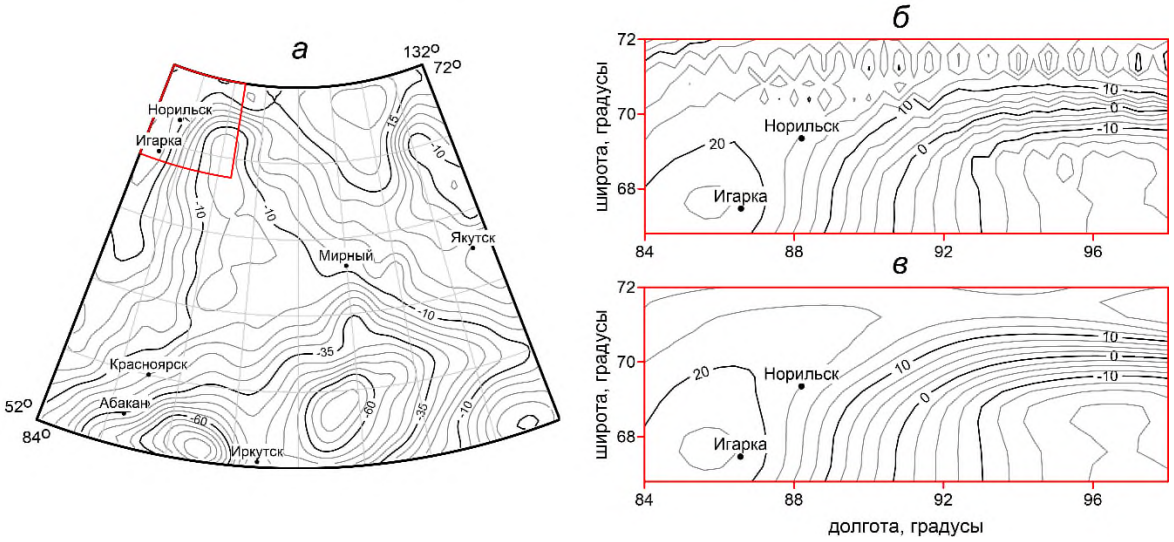


Рис. 2. Результаты пересчета гравитационного поля в верхнее полупространство на высоту 100 км: для всей территории способом 2 (а) и для ее фрагмента (красный контур) способами 1 (б) и 2 (в)

Применение метода эквивалентного источника к глобальным GRID моделям ГПЗ в пределах Арктики осложнено плохой обусловленностью СЛАУ вида (1), решение которых требуется для определения численных значений аппроксимирующих масс. Это явление является следствием резкого уменьшения расстояния $r(\Delta_2)$ между точками задания поля по долготе по мере увеличения широты *B*. Для борьбы с ним впервые апробирован подход, базирующийся на сингулярном разложении матрицы коэффициентов **G**, отвечающей «традиционной» аппроксимационной конструкции. Метод SVD, который называют «томографом высокого разрешения», входит в десятку наиболее важных алгоритмических достижений XX века [1]. Он позволяет определить меру обусловленности **G**, вычислить псевдообратную матрицу $\mathbf{G}^+$, найти решение системы уравнений с матрицами неполного ранга или с плохо обусловленными матрицами полного ранга. По сравнению с процедурой linalg.lstsq сингулярное разложение linalg.svd требует повышенных в 1.5–2 раза затрат машинного времени. Но наглядная возможность формирования матрицы $\mathbf{G}^+$ с требующимся числом обусловленности, по мнению авторов, полностью компенсирует эти затраты.

Практическое применение представленного алгоритма – изучение глубинного строения, структурно-тектоническое районирование и прогнозирование полезных ископаемых в Арктике на основе информации, представленной в спутниковых (альтиметрических) глобальных моделях ГПЗ. Следует добавить, что на практике для

истокообразной аппроксимации необходимо использовать минимум две телескопированные цифровые модели гравитационного поля с разным шагом сети при различных уровнях размещения точечных масс [7].

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР: 124020500054-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андрушевский Н.М.* Анализ устойчивости решений систем линейных алгебраических уравнений: уч. пособие. М.: МАКС Пресс. 2008. 71 с.
2. *Аронов В.И.* Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. М.: Недра, 1976. 128 с.
3. *Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М.* Численные методы. М.: Наука, 2000. 622 с.
4. *Васин В.В.* Основы теории некорректных задач Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2020. 313 с.
5. Гравиразведка: Справочник геофизика / Под ред. *Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова*. 2-е изд. перераб. и доп. М.: Недра, 1990. 607 с.
6. *Долгаль А.С., Пугин А.В., Новикова П.Н.* История метода истокообразных аппроксимаций геопотенциальных полей // Физика Земли. 2022. № 2. С. 3–26. DOI 10.31857/S0002333722020028
7. *Долгаль А.С., Рыжов Н.В.* Расчет трансформант с использованием региональных и глобальной моделей гравитационного поля // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2024. № 7(44). С. 20–27.
8. *Кристиан Хилл.* Научное программирование на Python / пер. с англ. А.В. Снастина. М.: ДМК Пресс, 2021. 646 с.
9. *Михайлов П.С., Конешов В.Н., Соловьев В.Н., Железняк Л.К.* Новые результаты оценок современных глобальных ультравысокостепенных моделей гравитационного поля Земли в Мировом океане // Гироскопия и навигация. 2022. Том 30. №4. С. 36–53. DOI: 10.17285/0869-7035.00102.
10. *Петрищевский А.М.* Геометрия и реология плюмов: общие закономерности в вероятностных гравитационных моделях // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 68–86. DOI 10.31857/S0203030623700141
11. *Терентьев Р.А., Воронова Т.А., Муравина О.М., Глазнев* В.Н. Расшифровка тектонических элементов и внутренней структуры палеопротерозойского Лосевского террейна (Волго-Донской ороген) по данным плотностного моделирования // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. № 3. С. 79–95. DOI 10.17308/geology/1609-0691/2024/3/79-95
12. *Чадаев М.С., Костицын В.И., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В.* Геофизическое изучение земной коры (северные регионы России и шельф арктических морей) // Литосфера. 2023. Т. 23, № 1. С. 52–67. DOI 10.24930/1681-9004-2023-23-1-52-67
13. *Amante C., Eakins B.W.* ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 2009.
14. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A., et all.* Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // Journal of Geodesy. 2012. № 86. pp. 499–520.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.8: 553.9

КАРОТАЖ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЁМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ

Дрягин Вениамин Викторович, Иголкина Галина Валентиновна
vvdrygin@mail.ru, galinaigolkina@yandex.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Аннотация. Акустическая эмиссия насыщенной пористой среды, полученная в результате воздействия на нее акустическим полем высокой интенсивности, обладает ценной информацией, характеризующей насыщенность и подвижность флюида, и может быть использована для анализа фильтрационных свойств пород коллекторов в лабораторных и промысловых исследованиях. Метод позволяет на кернах определить влияние пластовых условий на изменения структуры порового пространства и учитывать их при разработке месторождения.

LOGGING OF INDUCED SEISMIC AND ACOUSTIC EMISSIONS FOR CONDUCTING COMPREHENSIVE STUDIES OF FILTRATION-CAPACITIVE PROPERTIES OF RESERVOIR LAYER

Dryagin Veniamin Viktorovich, Igolkina Galina Valentinovna
vvdrygin@mail.ru , galinaigolkina@yandex.ru
Institute of Geophysics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Abstract. The acoustic emission of a saturated porous medium, obtained as a result of exposure to a high-intensity acoustic field, has valuable information characterizing the saturation and mobility of the fluid, and can be used to analyze the filtration properties of reservoir rocks in laboratory and field studies. The method allows determining the influence of reservoir conditions on changes in the structure of the pore space on the cores and taking them into account when developing the deposit.

Основной задачей наших исследований является определение подвижности флюидов в продуктивных пластов-коллекторов, которые уже в эксплуатации месторождений с возрастающим заводнением [5,7]. Показатель подвижности нефти это такая мобильность, которая указывает определявшее влияние на извлекаемость нефти из пласта. Мобильность нефти оценивается через обратную величину вязкости компоненты с большей подвижностью с учетом ее доли в общем составе нефти [1]. Методикой и техническим средством исследования этого процесса служит программный и аппаратный комплекс исследования нефтяных и газовых скважин, а также образцов кернов из этих скважин по технологии: каротаж – воздействие – каротаж (КВК) [3-6].

Анализ сигналов акустической эмиссии производится в цикле КВК во время выполнения работ на скважине при помощи программы Интеграф 2.0, затем идет последующая более детальная спектральная обработка сигналов. Программа Интенграф 2.0 предназначена для управления всеми функциями комплекса аппаратуры МСАЭ 100.43: регистрации данных каротажа геофизических параметров, визуализации и обработки сигналов акустической эмиссии, управлением параметрами волнового воздействия в интерактивном режиме, анализом и выдачи заключения по результатам выполнения технологии (рис.1) [6, 7].

В работе было проведено исследование физических принципов становления и релаксации нестационарных геодинамических процессов в нефтегазоносных сложно построенных залежах трещиновато-пористых коллекторов.

В период с мая по сентябрь 2024 года были проведены исследования методом сейсмоакустической эмиссии (САЭ) в 14 скважинах Ромашкинского месторождения с целью определения характера насыщения и подвижности флюида. Всего исследовано 57 интервалов в различных горизонтах общей мощностью 459,5 м .

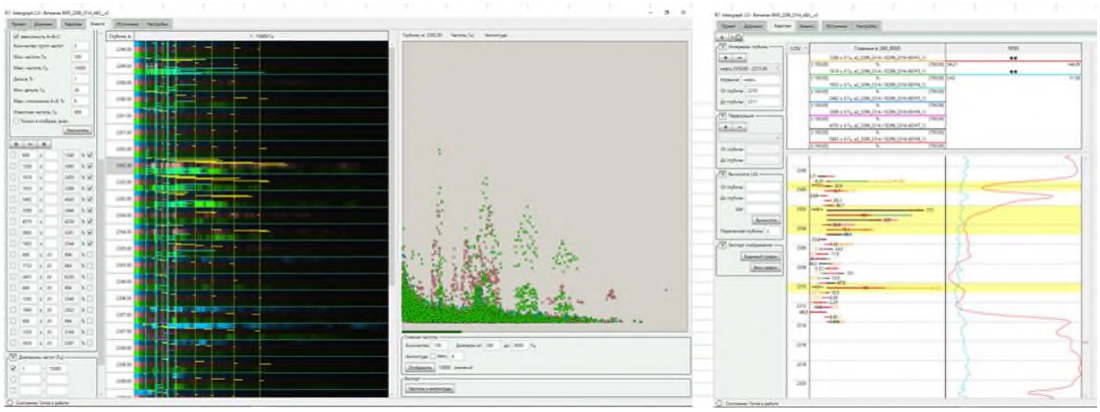


Рис. 1. Интерфейс программы Интеграф 2 в процессе выполнения работы на скважине.

Результатом исследований методом КСАЭ являются спектрограммы вызванной сейсмоакустической эмиссии в разрезе каждого интервала – это реакция среды на акустическое воздействие в цикле КВК (каротаж-воздействие-каротаж) в интервалах, обладающих фильтрационными свойствами в виде возбуждения и релаксации подвижности флюида, вызванного локальным акустическим полем ультразвуковой частоты в точках скважины с шагом 0,5 м.

Исследования САЭ в бобриковском горизонте проведены в одной скважине, где для каждой точки получают пять спектрограмм, расположенных последовательно сверху вниз: фоновый спектр, четыре спектра сразу после прекращения каждого акустического воздействия (АВ))[10].

Интенсивность яркого цвета - амплитуда энергии САЭ на доминирующей частоте для каждой точки записи для фона и после всех циклов воздействия (рис. 2).

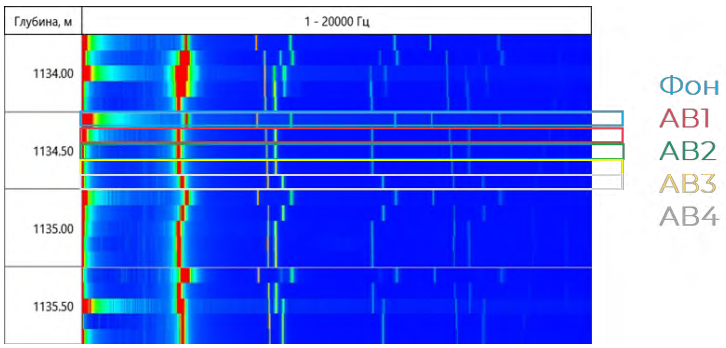


Рис.2. Пример спектрограммы САЭ в бобриковском горизонте Ромашкинского месторождения.

Также были проведены измерения по скважине № XX Первомайского месторождения 1070,0-1078,0 м. Исследованием охвачен водоносный коллектор и угольный пласт, выделенные по комплексу ЯФМ (рис. 3). Комплекс ядерно-физических методов (ЯФМ) каротажа, применяемый в нефтегазовых скважинах, включает спектрометрический импульсный нейтронный гамма-каротаж (ИНГК-С или С/О-каротаж), двухзондовый импульсный нейтронный каротаж (2ИНГК/2ИННК) и спектрометрический гамма-каротаж (СГК) и метод САЭ [10].

Интервал обладает хорошей фильтрующей способностью, которая уменьшается к четвертому воздействию. Динамика энергии САЭ отрицательная. Амплитуды сигналов уменьшаются после воздействия, что может быть признаком наличия воды в поровом пространстве. Спектры имеют форму, характерную для терригенных отложений.

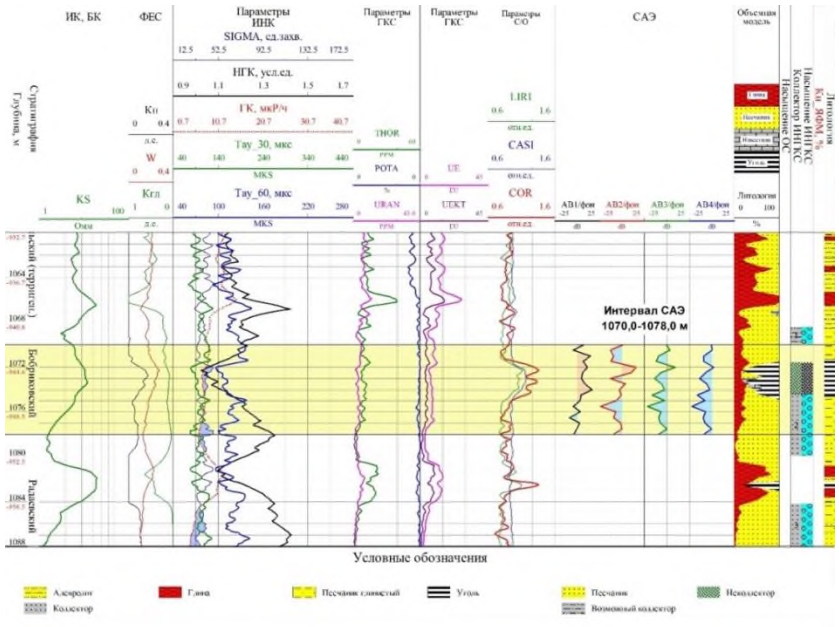


Рис.4. Комплекс ЯФМ+САЭ (интервал САЭ отмечен желтым репером) по скважине №ХХ Первомайского месторождения в интервале 1070,0-1078,0 м.

Каротажная диаграмма построена на основе спектрального анализа динамики энергии САЭ после акустического воздействия по отношению к фоновому значению .

Аномалии энергии САЭ в данном интервале соответствуют с имеющейся на сегодня теорией и практикой исследований микросейсмической и акустической эмиссии, широко освещенной в публикациях и совпадающих с результатами наших работ[2, 9,12].

Нелинейные свойства САЭ после воздействия проявляются в виде распадной неустойчивости процесса излучения, при этом исчезает практически полностью излучение на фоновой частоте 3515±21Гц и появляются излучения в двух боковых полосах 3369±113Гц и 3733±136Гц.

Также было проведено исследование комплексных параметров керна методами каротаж-воздействие – каротаж, акустической эмиссии, ядерно-магнитного резонанса и фильтрационных волн давления в пластовых условиях. Целью исследования петрофизических параметров на установке УИК-ЯМР-АЭ является получение результатов керна при воздействии на них полем упругих напряжений в широком диапазоне параметров по мощности и частоте. Спектры сейсмоакустической эмиссии имеют особые характеристики для каждого типа горной породы. Анализ этих эмиссионных процессов может служить надежным источником информации о фильтрационно-емкостных свойствах продуктивных коллекторов трещиновато пористого типа.

Упрощенная структурная схема установки приведена на рисунке 5. Образец керна находится в специальной капсуле под действием горного давления, действующего в осевом направлении и пластового давления – радиального обжатия, в пределах от 0,1 до 20 МПа. Создание порового давления и движение жидкости в керне обеспечивается при помощи насоса под давлением в пределах от 0,1 до 8 МПа.

Основная задача, решаемая на установке это получение параметров сигналов акустической эмиссии в керне подобные тем, что получаются путем их регистрации в скважине, рис.4. При этом необходимо воспроизвести как можно более точно пластовые

условия и прежде всего возможность фильтрации флюида в керне, а также связь фильтрации с энергией акустической эмиссии [7 ,8]

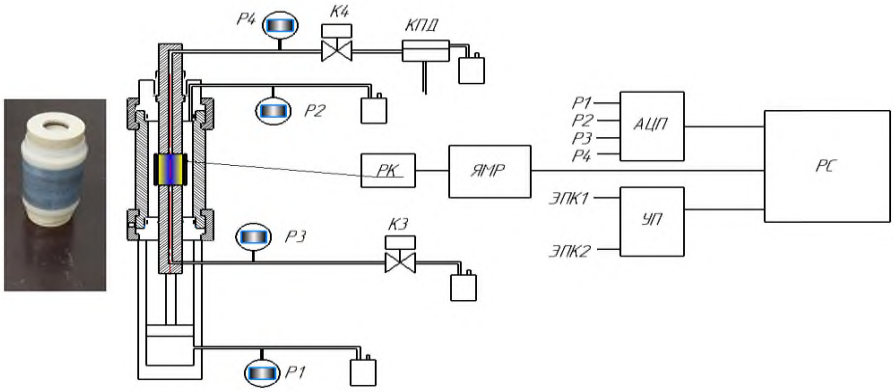


Рис.5. Структурная схема установки УИК-ЯМР и капсула с керном.

Совпадение параметров упругой энергии, полученной при скважинных и керновых исследованиях, свидетельствуют о единстве физических механизмов, действующих в насыщенной пористой среде и возможности построения петрофизических моделей для интерпретации геофизических исследований скважин методом ВСАЭ. Совпадение параметров упругой энергии, которая была получена в результате сейсмических, скважинных и керновых исследований свидетельствует о единстве физических механизмов, действующих в насыщенной пористой среде (рис.6). Результаты петрофизических исследований акустической эмиссии на кернах в пластовых условиях подтверждают результаты, полученные в скважинах. Таким образом, волновое воздействие стимулирует поток жидкости в керне и, как следствие, вызывает излучение упругой энергии в среде керна, которая регистрируется удаленным сенсором. В нефтенасыщенном пласте происходит то же самое, но с большим уровнем выделения упругой энергии за счет движения многофазной жидкости. При этом фазовые переходы в насыщенной пористой среде, вызываемые волновым воздействием, могут увеличить упругую энергию САЭ при отсутствии фильтрации по пласту.

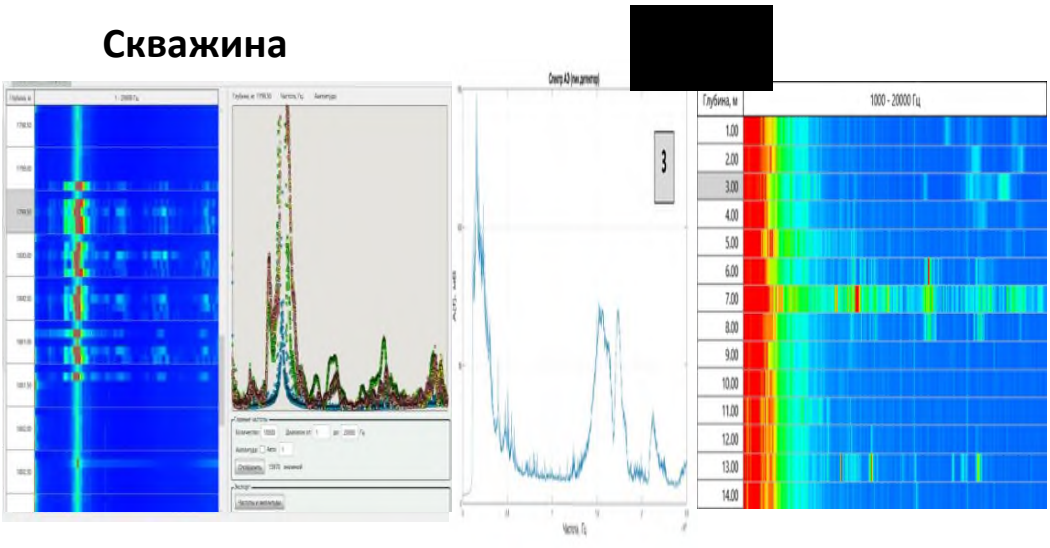


Рис.6.Результаты скважинных и лабораторных исследований сейсмоакустической эмиссии.

Заключение

Определяющими факторами увеличения коэффициента вытеснения и фазовых проницаемостей флюидов при виброволновом воздействии являются параметры микроструктуры эффективного порового пространства, изменение свойств нефтей, интенсивность и время ультразвукового воздействия.

Измерения акустической эмиссии в скважине и на керне в условиях, приближенных к пластовым, и создания фильтрации жидкости в нем показали идентичные ее параметры. Тем самым это доказывает возможность использования данных скважинных измерений для интерпретации флюидонасыщенности коллектора и его подвижности.

Кроме того, анализ этих эмиссионных процессов может служить надежным источником информации о фильтрационно-емкостных свойствах продуктивных коллекторов трещиновато пористого типа. Метод позволяет на кернах определить влияние пластовых условий на изменения структуры порового пространства и учитывать их при разработке месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блюменцев А.М., Кононенко И.Я*. Оперативный мониторинг разработки нефтяных месторождений на поздней стадии с целью повышения извлечения нефти//Neftegas.ru.2013. №10(22). С. 55-61
2. *Дмитриевский А.Н., Володин И.А.* Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде. // ДАН, 2006. Т. 411. №3. С. 395–399.
3. *Дрягин В.В.* Использование вызванной акустической эмиссии коллекторов для обнаружения и извлечения углеводородов. Часть 2 // Георесурсы. 2018. Т. 20. № 3. С. 246–260.
4. *Дрягин В.В.* Сейсмоакустическая эмиссия нефтепродуктивного пласта// Акустический журнал. 2013. Том 59, № 6. С. 744-751.
5. *Дрягин В.В.* Способ определения характера насыщенности коллектора. Патент РФ № 2187636 от 21.02.2001.
6. *Дрягин В. В., Иголкина Г. В., Иванов Д. Б., Мезенина З.С.* Использование каротажа сейсмоакустической эмиссии для оценки насыщенности коллекторов в обсаженных скважинах // НТВ « Каротажник», Тверь, 2015. №8(254) .С.30-41.
7. *Дрягин В.В., Жаков С.В.* Устройство для исследования керна. Патент РФ №2796995 04.11.2022 г.
8. *Дрягин В.В., Жаков С.В.* Устройство для исследования образцов пористых горных пород. Патент РФ № 2775462 . 26.08.2022г.
9. *Кузнецов О.Л., Дрягин В.В.* Каротаж акустической эмиссии при волновом воздействии на горные породы // НТВ Каротажник, 2022. №2 (316). С. 49–67.
10. *Назимов Н.А., Ахметов Б.Ф., Спиридонова Е.В, Сафаров А.Ф,. Абусалимова Р.Р, Иксанова А.Ф., Дрягин В.В.* Особенности выбора комплекса геофизических методов для выявления перспективных объектов с трудноизвлекаемыми запасами нефти в разрезе пробуренных скважин//Нефтяное хозяйство.№7. 2024 . С.6-10.

УДК 55

СТРУКТУРА МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ПАРАМУШИР (КУРИЛЬСКАЯ ДУГА)

Комзелева Виктория Павловна
komzelevavp@ipgg.sbras.ru
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирское отделение Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

Аннотация. В работе представлены результаты комплексной сейсмической томографии северной части острова Парамушир (Курильская дуга), охватывающей вулкан Эбеко — один из наиболее активных эксплозивных вулканов региона, характеризующийся фреатомагматическими извержениями и развитой гидротермальной системой. На основе данных временной сейсмической сети и одной постоянной станции за 2021–2022 гг, построена трёхмерная скоростная модель земной коры до глубины ~6-8 км, демонстрирующая высокую разрешающую способность в пределах исследуемой области. Дополнительно применена томография, основанная на анализе затухания сейсмических волн, что позволяет выявить пространственное распределение параметра Qc^{-1} чувствительного к трещиноватости и флюидонасыщенности среды.

STRUCTURE OF MAGMATIC-HYDROTHERMAL SYSTEMS IN THE NORTHERN PART OF PARAMUSHIR ISLAND (KURIL ARC)

Komzeleva Viktoria Pavlovna
komzelevavp@ipgg.sbras.ru
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Abstract. This study presents results of integrated seismic tomography in the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc), focusing on Ebeko volcano—one of the most explosively active volcanoes in the region, characterized by phreatomagmatic eruptions and a well-developed hydrothermal system. Based on data from a temporary seismic network and one permanent station recorded during 2021–2022, a three-dimensional velocity model of the crust down to depths of ~6–8 km was constructed, demonstrating high resolving power within the study area. Additionally, seismic attenuation tomography was applied to map the spatial distribution of the Qc^{-1} parameter, which is sensitive to rock fracturing and fluid saturation.

Остров Парамушир, самый северный и второй по площади (около 2000 км²) в Курильской островной дуге, расположен между Охотским морем и Тихим океаном. Его геологическая эволюция определяется субдукцией Тихоокеанской плиты под Охотскую с относительной скоростью около 7,8 см/год [1]. Остров занимает переходную зону в земной коре, где континентальная кора Камчатки постепенно сменяется переходной и, далее, океанической корой, характерной для Курильской дуги [3]. Эти тектонические условия являются основным фактором, обусловливающим интенсивный вулканизм, значительные деформации земной коры и широкое развитие гидротермальной активности на острове.

Результаты томографии по затуханию выявили чёткую зависимость поглощения сейсмических волн от глубины: значения обратной добротности Qc^{-1} существенно уменьшаются с увеличением глубины. На глубине 0,5 км максимальные значения Qc^{-1} превышают 0,45, тогда как на глубине 6 км они снижаются примерно в три раза.

Тестирование по методу «шахматной доски» показала, что частичное ослабление амплитуд связано с уменьшением чувствительности метода на больших глубинах, но в то же время наблюдаемое уменьшение поглощения значительно превышает результаты синтетических тестов. Это свидетельствует о том, что выявленная глубинная закономерность отражает реальные физические свойства среды, а не является артефактом инверсии. Таким образом, верхние слои демонстрируют значительно более высокие контрасты поглощения по сравнению с большими глубинами.

На глубинах 0,5 и 2 км доминирует выраженная зона аномально высокого поглощения ($Qc^{-1} > 0{,}45$), центрированная под действующими кратерами вулкана Эбеко — очагом устойчивой фреатомагматической активности с 2016 года [8]. Эта зона охватывает радиально вершинные фумарольные поля Эбеко, где температуры превышают 500 °C [7], а пространственное положение фумарол динамически меняется в ходе циклов извержений. Высокие значения поглощения в этом районе свидетельствуют о совокупности процессов, связанных с взаимодействием флюидов и пород.

Непосредственно к западу от вулканического комплекса Эбеко на глубине 0,5 км выделяется зона повышенного поглощения, охватывающая территорию горячих источников Юрьева. Эти источники характеризуются ультракислой средой (pH 1–2), высокой температурой (до 87 °C) и хлоридным составом, при этом их химический состав остаётся стабильным [5] даже на фоне изменчивой вулканической активности Эбеко. Высокое поглощение указывает на наличие хорошо проницаемого слоя, насыщенного метеорными водами, охватывающего вершинные области Эбеко и Юрьева. Сходные характеристики по затуханию под этими объектами позволяют предположить их гидрогеологическую связь на неглубоких горизонтах, несмотря на различия в поверхностных проявлениях. На глубинах 4–6 км под вулканом Эбеко выявлено чёткое структурное построение: компактная зона пониженного поглощения ($Qc^{-1} < 0{,}1$) окружена кольцом аномалий с высоким поглощением ($Qc^{-1} > 0{,}25$), наиболее выраженным под источниками Юрьева. Эта конфигурация хорошо согласуется с данными локальной сейсмической томографии [10], выявившей в этом же месте объём с пониженным отношением Vp/Vs.

В центральной части гряды Вернадского на глубине 0,5 км выявлена вторичная зона высокого поглощения ($Qc^{-1} \sim 0{,}3–0{,}4$) под вулканами Богдановича и Крашенинникова, считающимися потухшими. Несмотря на отсутствие исторических извержений, в кратере Крашенинникова наблюдаются эпизодические паровые выбросы [6]. Аномалия поглощения интерпретируется как зона газонасыщенных, трещиноватых пород на глубине 1–2 км — вероятно, реликтовая гидротермальная система, продолжающая дегазацию остаточных летучих компонентов. На глубине 2 км наиболее интенсивное поглощение ($Qc^{-1} > 0{,}35$) прослеживается вдоль центрального и северного участков гряды, между вулканами Крашенинникова и Ветровым, формируя линейную зону с направлением СВ–ЮЗ.

В южной части гряды, под вулканами Вернадского и Билибина, поглощение остаётся низким ($Qc^{-1} < 0{,}15$), что отражает систематическое изменение вулканической активности с юга на север. Эта закономерность соответствует эволюционной истории гряды: южный сегмент представляет собой более древние, охлаждённые вулканические системы, последнее извержение которых произошло более 100 тыс. лет назад; центральная часть включает вулканы среднего возраста с остаточной дегазацией; северный комплекс, доминируемый Эбеко, остаётся активным [4]. Градиент поглощения чётко коррелирует с данными геохронологии, подтверждая постепенное «омоложение» вулканизма в северном направлении и объясняя резкое ослабление гидротермальной активности на юге гряды.

На глубине 0,5 км зона высокого поглощения ($Qc^{-1} > 0{,}35$) прослеживается вдоль восточного склона в направлении на Северо-Курильск, полностью совпадая по положению с низкоскоростным горизонтом, выявленным методом томографии окружающего шума [9]. На глубине 2 км интенсивность аномалии резко снижается ($Qc^{-1} < 0{,}15$), что подтверждает её неглубокое залегание. Эти данные свидетельствуют о существовании протяжённого (~5 км) проводящего канала, транспортирующего геотермальные флюиды к населённому пункту на

глубинах менее 1 км. Такой режим принципиально отличается от более глубокой системы источников Юрьева.

Исключение составляет скважина ГР-3 (глубина 2,4 км), пробуренная в зоне локального понижения поглощения, окружённой аномалиями с высоким Qc^{-1}. Эта структурная особенность объясняет неудачу бурения 1990-х годов, когда в скважине не были обнаружены продуктивные водоносные горизонты [2], и одновременно подчёркивает ярко выраженную сегментацию гидрогеологических систем острова Парамушир.

Полученные данные демонстрируют, что томография по затуханию является мощным дополнением к моделям скорости сейсмических волн, позволяя напрямую визуализировать распределение флюидов и сети трещин. Выявленная сегментация систем в земной коре указывает как на разнообразие поверхностных термальных проявлений, так и на неудачи в прошлых попытках разведки геотермальных ресурсов. Предложенный подход формирует методологическую основу для изучения взаимодействия флюидов и расплавов в аналогичных островных дугах и имеет прямое применение как для оценки вулканической опасности, так и для освоения геотермальных ресурсов. В дальнейшем целесообразно сосредоточиться на мониторинге временных изменений затухания с целью выявления предвестников извержений, а также на комплексных многопараметрических инверсиях, позволяющих более точно оценивать долю магматического расплава и флюидной фазы в недрах.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки России. Исследования проводились в рамках научных проектов НГУ и ИНГГ СО РАН. Работы по сейсмотомографии региона поддержаны государственным заданием по научно-исследовательскому проекту FSUS-2025-0015. Работа по интерпретации результатов поддержана государственным заданием по научно-исследовательскому проекту FWZZ-2022-0017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авдеенко Г.П., Палуева А.А., Бергаль-Кувикас О.В.* Механизм взаимодействия литосферных плит в Алеутско-Камчатском регионе // Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский, 28–31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 273–284.
2. *Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М.* Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
3. *Бергаль-Кувикас О.В., Буслов М.М., Бушенкова Н.А., Долгая А.А.* Переход от континентальной окраины Камчатки к островной дуге Курильских островов: особенности проявления вулканизма, деформации земной коры и геофизические параметры слэба // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 10. С. 1469–1484.
4. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. С. 287.
5. *Калачева Е.Г., Котенко Т.А.* Химический состав вод и условия формирования верхнеюрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научного центра. Серия: Науки о Земле. 2013. № 2. С. 55–68.
6. *Котенко Т.А., Котенко Л.В.* Гидротермальные проявления и тепловой поток вулканов Эбеко и Крашенинникова (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 7(1). С. 129–137.
7. *Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н.* Активизация вулкана Эбеко в 2005–2006 гг. (остров Парамушир, Северные Курильские о-ва) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 3–13.

8. *Belousov A., Belousova M., Auer A., Walter T.R., Kotenko T.* Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bulletin of Volcanology. 2021. Vol. 83. No. 1. P. 4.
9. *Belovezhets N., Berezhnev Y., Koulakov I., Jakovlev A., Abramenkov S., Smirnov S.Z., Abkadyrov I.* Magma and hydrothermal sources below the northern part of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from ambient noise tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2023. Vol. 443. P. 107931.
10. *Koulakov I., Komzeleva V., Medved I., Stupina T., Novgorodova A.* Seismic structure beneath Ebeko Volcano and surrounding areas of Paramushir Island (Kuril Arc) inferred from local earthquake tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2024. Vol. 455. P. 108201.

УДК 550.34

РАЗРЕШАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПО ДАННЫМ JMA КАТАЛОГОВ ДЛЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАЙОНЕ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ

Кондратюк Владислав Дмитриевич [1], Бушенкова Наталья Анатольевна [2], Ступина Татьяна Александровна [2]

[1] kondratuyk00@mail.ru; [2]bushenkovana@ipgg.sbras.ru, [2]stupinata@ipggsbras.ru

[1] *Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск, Россия*

[2] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Аннотация. В работе представлены некоторые результаты тестирования на разрешающую способность (детальность) системы наблюдений по комплексу данных, отобранных для построения 3D структуры коры и верхов мантии района южной границы Охотской плиты из каталогов Японского Метеорологического Агентства (JMA). Моделирование распределения синтетических скоростных аномалий выполнялось с использованием алгоритма локальной сейсмической томографии, оптимизированного для работы с исключительно плотными исходными данными из бюллетеней JMA за 1998-2022 гг.

RESOLUTION OF THE JMA CATALOG OBSERVATION SYSTEM FOR LOCAL TOMOGRAPHIC MODELING IN THE REGION OF THE SOUTHERN BOUNDARY OF THE OKHOTSK PLATE

Kondratyuk Vladislav [1], Natalia Bushenkova [2], Tatiana Stupina [2]

[1]kondratuyk00@mail.ru; [2]bushenkovana@ipgg.sbras.ru, [2]stupinata@ipgg.sbrasl.ru

[1] *Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia*

[2] *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Abstract. The study presents the results of testing the resolution (detail) of the observation system based on a data set selected from the Japan Meteorological Agency (JMA) catalogs to construct a 3D structure of the earth's crust and upper mantle in the area of the Okhotsk plate southern boundary. The distribution of synthetic velocity anomalies was modeled using a local seismic tomography algorithm optimized for extremely dense input data from the JMA bulletins for 1998–2022.

Решения задач глубинной геодинамики на границах литосферных плит, где сосредоточена основная часть сейсмической активности Земли, напрямую зависят от надежности информации о строении земной коры и мантии. Наше исследование посвящено определению детальной 3D структуры коры и верхов мантии до глубин ~100 км в области южной границы Охотской плиты, проходящей согласно [1] вкрест зоны субдукции Тихоокеанской плиты через залив Утиура и полуостров Осима (юго-западная оконечность о. Хоккайдо), а не по хребту Хидака, и не через о. Хонсю, как представлялось в более ранних исследованиях (например, [7, 8] и др.).

Моделирование выполняется с использованием методики и программного кода локальной сейсмической томографии LOTOS [6], который находится в открытом доступе и активно используется, в том числе для зон субдукции (например, для районов Камчатки [2, 4], и др.). Методика основана на использовании времен пробега продольных и поперечных

волн от местных землетрясений, зарегистрированных станциями в исследуемом регионе, и позволяет изучать структуру земных недр в масштабах от нескольких километров до первых сотен километров, причем глубинность исследований обычно ограничивается распределением землетрясений и размером области. Алгоритм был оптимизирован для работы с исключительно плотными исходными данными, отобранными из бюллетеней Японского Метеорологического Агентства (JMA, https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/). За период 1998-2022 гг. предварительно отобрано ~2 млн. локальных событий, зарегистрированных более 2 тыс. региональными сейсмическими станциями. При отборе данных выполнялся детальный анализ сейсмических событий по параметрам атрибутов, структурный анализ распределения гипоцентров событий и фиктивных скоростей в пространстве, анализ частотно-магнитудного распределения и параметров графика повторяемости Гутенберга-Рихтера в динамике по годам [3]. Для обеспечения точности определения гипоцентров при выборке данных из JMA соблюдалось условие, что каждое из событий должно быть зарегистрировано как минимум 10 местными сейсмостанциями, при этом максимальное количество станций на одно событие достигало 136.

В ходе сейсмотомографического моделирования большое внимание уделяется определению оптимальных параметров инверсии и проверке разрешающей способности имеющейся системы наблюдений. Тестирование на синтетических аномалиях разного характерного размера и формы является адекватным инструментом для оценки разрешающей способности модели и надежности результатов. Кроме того, результаты синтетических тестов могут быть использованы для получения оптимальных значений основных управляющих параметров при инверсии экспериментальных данных.

Синтетическая модель определяется как сумма одномерной референтной модели, которая не обязательно совпадает с используемой для инверсии реальных данных, и задаваемых различным образом трёхмерных аномалий скорости (чередующиеся «шахматные» и/или произвольные паттерны в горизонтальных или вертикальных сечениях). Местоположение событий для синтетического моделирования определяется по результатам обработки экспериментальных данных, то есть используются те же пары источник-приемник, что и для построения основной томографической модели. Синтетические времена пробега рассчитываются методом трехмерной трассировки лучей на основе метода изгиба через предопределенную трехмерную синтетическую модель. Синтетические времена дополнены случайным шумом (до 0.03 с).

После подготовки синтетических данных мы «забываем» всю информацию об источниках и скоростной модели и выполняем восстановление, используя тот же рабочий процесс, что и в случае обработки реальных данных. В частности, первоначальное определение местоположения источников в исходной одномерной модели приводит к значительному смещению источников относительно их «истинного» расположения, уменьшающемуся в ходе итеративной процедуры инверсии при восстановлении трехмерной модели. Эта стратегия адекватно имитирует процесс обработки экспериментальных данных и выявляет все сложности, такие как компромисс между параметрами источника и скорости, которые сильно влияют на разрешение итоговой томографической модели.

Результаты инверсии синтетических данных показывают хорошее восстановление основных закономерностей на всех глубинах в районе залива Утиура, полуострова Осима и ближайших территорий островов Хонсю и Хоккайдо. Важно, что отношение Vp/Vs, рассчитанное путем деления независимо полученных абсолютных значений Vp и Vs, продемонстрировало стабильное восстановление синтетических аномалий. На рис. 1 показан пример восстановления синтетической модели с чередующимися в шахматном порядке положительными и отрицательными скоростными аномалиями характерного размера 40 км и амплитудой ±8% противоположных знаков для P- и S-волн, что определяет сильные вариации отношения Vp/Vs.

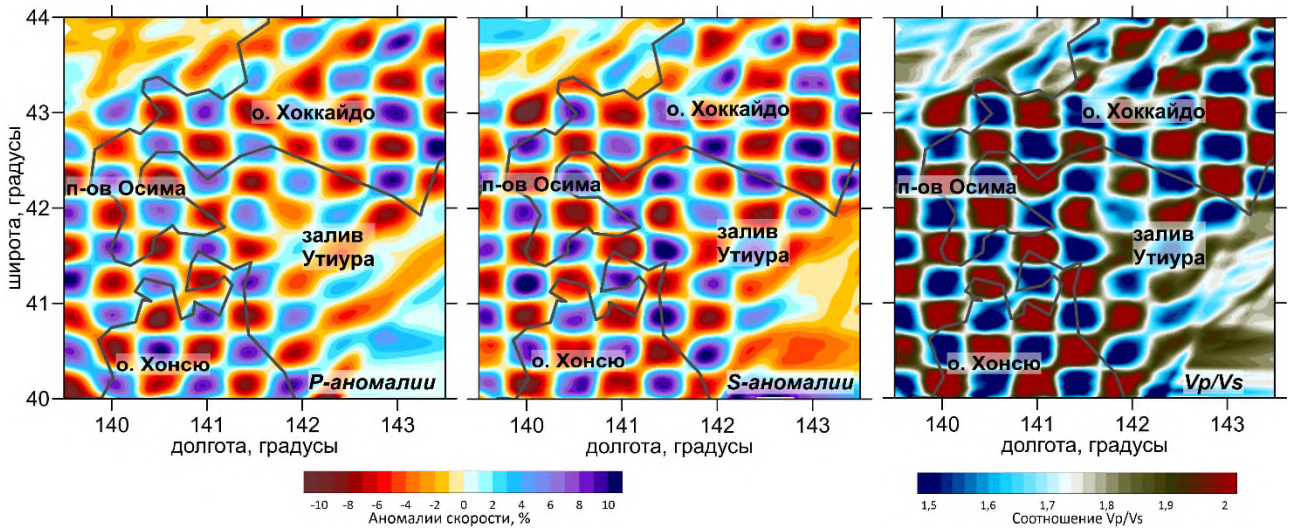


Рис. 1. Результат восстановления синтетической модели аномалий скоростей P- и S-волн для района залива Утиура и п-ва Осима на глубине 25 км; заданы чередующиеся аномалии с амплитудой ±8 % и характерным размером 40 км

Отметим, что полученные к настоящему времени результаты инверсии реальных данных согласуются с выводами о расположении южной границы Охотской плиты, предварительно установленном в [1]. Выявляются интересные особенности распределения скоростных аномалий в коре изучаемой области. Например, на коровых глубинах (~10 км) под заливом Утиура и прибрежными областями островов Хоккайдо и Хонсю наблюдается отрицательная аномалия скоростей P-волн, которая по совокупности характеристик аномалий Vs и отношения Vp/Vs указывает на значительную раздробленность верхней коры. Непосредственно для островов Хонсю и Хоккайдо во взаимном расположении скоростных аномалий на глубине ~20-40 км наблюдается заметное соответствие с неоднородностью толщины коры из работ [5, 9].

Работа выполнена при частичной поддержке ФНИ FWZZ-2022-0017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бушенкова Н.А., Ступина Т.А., Кучай О.А.* Локализация южной границы Охотской плиты на основе комплекса сейсмических характеристик // Геология и геофизика, 2025, Т. 66, № 6, С. 723-733. https://doi.org/10.15372/GiG20251051.

2. *Кулаков И.Ю.* Сейсмическая томография вулканов Камчатки // Геология и геофизика, 2022, Т. 63, № 11, С. 1455-1499. http://dx.doi.org/10.15372/GiG2021151.

3. *Ступина Т.А., Бушенкова Н.А.* Оценка сейсмичности в зоне границ Охотоморской плиты в районе Японских островов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Аннотации докладов Шестой Всероссийской тектонофизической конференции, приуроченной к 300-летию РАН (Москва, 7-12 октября 2024 г.), Москва: ИФЗ РАН, 2024, С. 102.

4. *Bushenkova, N., Koulakov, I., Senyukov, S., Gordeev, E. I., Huang, H.-H., El Khrepy, S., Al Arifi, N.* Tomographic images of magma chambers beneath the Avacha and Koryaksky volcanoes in Kamchatka. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2019, Vol. 124 (9), P. 9694-9713. https://doi.org/10.1029/2019JB017952.

5. *Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T.* Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // Tectonophysics, 2013, Vol. 609, p. 184-201. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.023

6. *Koulakov I.* LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America, 2009, Vol. 99

(1), P. 194-214. https://doi.org/10.1785/0120080013.

7. *Savostin L., Zonenshain L., Baranov B.* Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: T.W.C. Hilde and S. Uyeda (Eds.), Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region, 1983, P. 189-221. Geodyn. Ser., Vol. 11, American Geophysical Union, Washington, DC.

8. *Seno T., Sakurai T.* Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // Journal of Geophysical Research, 1996, Vol. 101 (b5), P. 11305-11315. http://dx.doi.org/10.1029/96JB00532.

9. *Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H*. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events // Journal of Geophysical Research, 1994, Vol. 99 (B11), P. 22313–22329. http://dx.doi.org/10.1029/94JB01149.

УДК 52-423.3

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ОСЕВОГО ВРАЩЕНИЯ ВЕНЕРЫ

Кочнев Владимир Алексеевич
kochnev@icm.krasn.ru
Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск, Россия

Аннотация. Проведен сравнительный анализ моделей нормального и ретроградного вращения Венеры, основанный на моделировании лучевых скоростей. Полученные модели нормального вращения лучше позволяют объяснить процессы, зафиксированные на Венере, в том числе медленное ретроградное вращение (западный дрейф), слабую сейсмическую активность, практически отсутствие магнитного поля и слабые вариации периода вращения. Рассмотрены возможные причины использования ретроградной модели.

INTERPRETING RESULTS OF ANALYSIS OF ROTATION OF VENUS

Kochnev Vladimir Alekseevich
kochnev@icm.krasn.ru
Institute for Computational Modeling SB RAS, Krasnoyarsk, Russia

Abstract. Inconsistencies between Venus and other planets necessitate an explanation, for which consensus is yet to be achieved. Comparative analysis of normal and retrograde modes of rotation of Venus is performed, based on modeling radial velocities. Obtained models of normal rotation of Venus are found to be more consistent with observed phenomena, including western drift, low seismic activity, minimal magnetic field and small rotational variations. Potential reasons for preferring the retrograde model are examined.

Представленные в данной презентации модели и их анализ подробно описаны в работе (Кочнев В.А., 2025)

Солнце и все планеты солнечной системы а также их спутники вращаются вокруг своих осей против часовой стрелки. Так же обращаются планеты вокруг Солнца и спутники вокруг своих планет. Это системное утверждение является результатом вековых астрономических наблюдений и физически обоснованных моделей формирования планет (Шмидт, 1957). Системное утверждение оказалось под сомнением, когда МАК на основе представленных результатов интерпретации радарных наблюдений было принято решение о том, что вращение Венеры является ретроградным. На тему поиска причин и механизма формирования ретроградности проведено десятки исследований, но физически убедительных результатов получено не было. Признаков аномального воздействия сил на Венеру нет. Ось вращения у нее практически вертикальна (у Земли наклонена), орбита почти круговая (у Меркурия вытянутая). Что же привело к ретроградности?

При нормальном осевом вращении Венеры левая часть Венеры будет двигаться навстречу пучку лучей радара (Рис 1) (Кочнев В.А., 2025) и создавать в отраженных волнах высокочастотное положительно доплеровское смещение, а правая сторона будет удаляться от пучка и создавать низкочастотное доплеровское смещение. Этот отраженный от поверхности пучок с измененными амплитудными и частотными характеристиками

© ИГФ УрО РАН, 2025

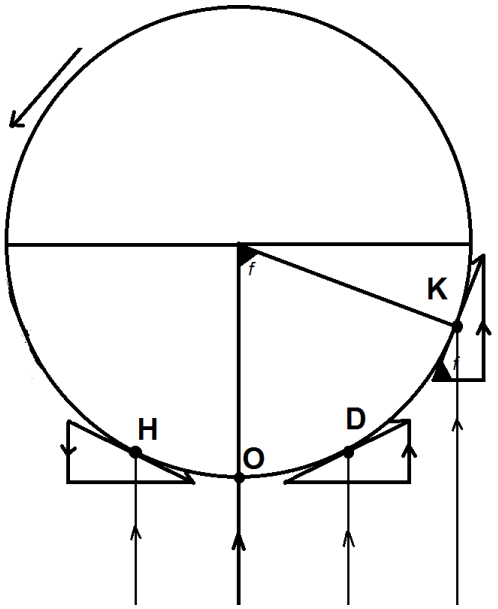


Рис. 1. Радарные лучи, падающие на экваториальную поверхность Венеры в момент ближнего соединения (подлокаторная точка О). Используется для наглядного представления зависимости лучевой скорости от угловой полярной координаты произвольной точки К.

регистрируется приемной системой на Земле. Затем, при обработке рассчитывается доплеровские спектры. При этом шкала частот направлена слева направо, т.е. она меняется от отрицательных значений к положительным. Следовательно, в левой части спектров фиксируется реальное доплеровское смещение частоты, создаваемое правой, удаляющейся стороной планеты, а правая часть спектра фиксирует доплеровское смещение, которое создается левой, приближающейся стороной планеты при ее нормальном вращении. Здесь уместно обратиться к рисунку Карпентера (Carpenter R.L,1964). Опираясь на левую часть графиков доплеровского спектра и связав ее с левой стороной планеты, было сформулировано предположение о ретроградном вращении Венеры с периодом -250 суток, затем оценка была уточнена до -243 суток. Этот вариант не находит консенсуса в отношении физического объяснения. (Кочнев В.А., 2025) Но, если принять, что левая часть спектра вызвана правой стороной планеты, а априорный период осевого вращения равен 250 суткам, то уточняя по времени повторного сближения Земли и Венеры, получим оценку близкую к 225 суткам, что получено в данной работе и предполагалось ранее и другими исследователями.

Если примем период осевого вращения больше периода орбитального вращения, то дополнительно к основному нормальному осевому вращению генерируется медленное ретроградное движение, для определения параметров которого необходимо знать период осевого вращения. Его оценке в (Кочнев В.А., 2025) уделено много внимания. Последняя оценка, рассчитанная по радарным данным, будет равна 224.99 суткам или округленно 225 суток. То есть период ее вращения стал больше периода обращения на 0.3 суток. Соответственно угловая скорость осевого вращения Венеры стала меньше угловой скорости ее обращения вокруг Солнца, что порождает дополнительно медленное ретроградное вращение (МРВ), период которого равен 169090 суток, что соответствует продолжительности венерианских суток. Отметим, что при ретроградном осевом вращении Венеры она была бы равной 116.75 суткам, но спутниковыми наблюдениями столь короткая длительность венерианских суток выявлена не была.

Выявленная длиннопериодная ретроградность медленного вращения отражает факт замедления вращения Венеры при отходе от точки синхронизации под влиянием приливных сил Земли и аномалий теплового и гравитационного полей вращающегося Солнца.

Возвратная (ретроградная) приливная сила Солнца противодействует дальнейшему отходу от точки синхронизации и ускорению обратного вращения относительно Солнца и тем самым создает интервал равновесия вблизи периода 225 суток. Предполагается, что такая вариация вызвана колебаниями тормозящего воздействия полей вращающегося Солнца, сильно меняющихся в период солнечной активности. Это предположение вероятно, но требует дополнительно исследования.

Аналитическое и численное моделирование лучевых скоростей и сопоставление их с реальными наблюдениями позволяет сделать однозначный вывод, что вращение Венеры является нормальным.

Заметим, что все допплеровские спектры радарных наблюдений с Земли для их интерпретации должны быть отражены на 180 градусов.

Что касается оценок периода по спутниковым наблюдениям, то необходимо заметить, что для вывода спутника на орбиту Венеры естественно используется ее нормальная орбитальная траектория. Период осевого вращения отличается от периода орбитального вращения всего на 0.3 суток, что могло быть легко упущено, поскольку такая задача не ставилась. В анализируемых работах, в частности (William T.K. Johnson, 1991) (N. T. Mueller, 2012), при наблюдениях за априорную основу была принята ретроградная оценка и период - 243 суток, а варианты нормального вращения не рассматриваются.

Учитывая, что при обработке спутниковых наблюдений используются доплеровские спектры и ретроградная модель, то полученная при этом поверхность Венеры является ретроградной. Для получения карты нормальной модели поверхности видится три варианта, приведенные в разделе 6 (Кочнев В.А., 2025).

Использование наблюдений с ночной стороны без поворота доплеровского спектра на 180 градусов неизбежно приводит к системным ошибкам, о которых было сказано выше. При наблюдениях с солнечной стороны направления изменения реальных и доплеровских спектров совпадают, и поворота доплеровских спектров не требуется. Эти особенности нужно учитывать при интерпретации данных траекторий, проходящих от экватора, вблизи полюса к другой стороне экватора.

О модели ориентации вращения Венеры читаем (Мюллер 2011) “выявило отклонение по долготе, указывающее на то, что вращение планеты не полностью описывается моделью ориентации, рекомендованной МАС. Это отклонение достаточно велико”.

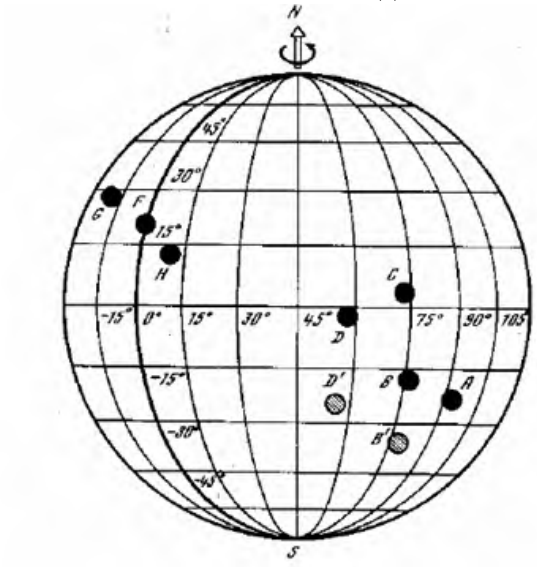


Рис. 2. Расположение центров областей с повышенной отражательной способностью на диске Венеры. (Котельников В.А и др., 1980)

О модели ориентации вращения Венеры читаем (Мюллер 2011) “выявило отклонение по долготе, указывающее на то, что вращение планеты не полностью описывается моделью ориентации, рекомендованной МАС. Это отклонение достаточно велико”.

Использование модели нормального осевого вращения Венеры позволило:

1. Выявить причины появления модели ретроградного осевого вращения Венеры. Главная из них обусловлена ошибочной увязкой левой части доплеровского спектра с левой стороной планеты, так же как правой части спектра с правой стороной планеты.

2. Оценить период осевого вращения, равный 224.99 (округленно 225) суткам.

3. Выявить медленное ретроградное осевое вращение (западный дрейф), период которого, равный 169090 суткам соответствует длительности венерианских суток.

4. Предположить, что основной силой, сместившей планету с точки синхронизации, являются физические поля быстро вращающегося Солнца.

5. Предположить, что вблизи периода 225 суток создается равновесное состояние смещающих сил и приливных сил Солнца.

Последние два предположения весьма вероятны и могут быть темами дополнительных исследований.

Использование модели нормального вращения Венеры позволит:

1. С учетом рекомендаций, приведенных в (Кочнев В.А., 2025) построить модели поверхности рельефа по данным радарных и спутниковых наблюдений.

2. Выделить отчетливые аномалии рельефа, сопоставить их с радарными аномалиями (Рис. 2) (Кочнев В.А., 2025) с учетом западного дрейфа, период которого при таком сопоставлении может быть уточнен. Выделенные и идентифицированные аномалии могут служить реперами при дальнейших исследованиях.

Благодарности.

Автор признателен Полякову В. С. за выполнение расчетов, численное и аналитическое моделирования лучевых скоростей, создание рисунков и ряд ценных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Галкин И. Н.* Внеземная сейсмология / И. Н. Галкин; отв. ред. А. В. Николаев ; Академия наук [АН] СССР. - Москва : Наука, 1988.

2. *Гордин В.М.* Очерки по истории геомагнитных измерений. М.: ИФЗ РАН, 2004. 161 с.

3. *Котельников В.А., Ржига О.Н., Александров Ю.Н.* и др. Развитие радиолокационных исследований планет в Советском Союзе. // Проблемы современной радиотехники. М., Наука, 1980.

4. *Кочнев В.А.* Косвенные факты и явления, подтверждающие модель генерации магнитного поля при движении заряженного расплава ядра // Материалы 39 Международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей». Воронеж, 2012. С. 149–152.

5. *Кочнев В.А.* Кинематико-гравитационная модель геодинамо // Геофизический журнал, 2013. Т. 35, № 4. С. 3–15.

6. *Кочнев В.А.* Кинематико-гравитационная ионная модель геодинамо – результат решения обратной задачи по глобальному магнитному полю Земли. // Сборник тезисов. Крымская международная математическая конференция КММК-2013. Судак, Украина, 2013. С. 56.

7. *Кочнев В.А.* Детальная модель источников магнитного поля ядра земли, полученная в результате решения обратной задачи магнитометрии. Геология и геофизика. В А Кочнев, 2022, с 1-10.

8. *Кочнев В.А.* Комплексный анализ осевого вращения Венеры: нормального и ретроградного, 2025 https://www.researchgate.net/publication/393749020_KOMPLEKSNYJ_ANALIZ_MODELEJ_VRASENIJ_VENERY_NORMALNOGO_I_RETROGRADNOGO.

9. Новая эпоха в исследовании Венеры (Радиолокац. съемка с помощью космич. аппаратов "Венера-15" и "Венера-16") / О. Н. Ржига. Москва : Знание, 1988.

10. *Шмидт О.Ю.* Четыре лекции о теории происхождения Земли. АН СССР, 1957.

11. *Kochnev V.* Empirical kinematic-gravitational model of generation of magnetic fields of planets // VI-th International Conference - Solitons, collapses and turbulence: Achievements, Developments and Perspectives. Novosibirsk, 2012. P. 90.

12.*William T. K. Johnson.* Magellan imaging radar mission to Venus, 1991 http://history.nasa.gov/SP-4218/ch2.htm

13. N. T. Mueller J.H. Rotation period of Venus estimated from Venus Express VIRTIS images and Magellan altimetry // Icarus. 2012. Т. 217. С. 474–483

14. *Carpenter R.L.* Study of Venus by CW Radar – 1964. Results Astronomical Journal. Vol. 71. Number 2. 1966.

15. *Gold, T., & Soter, S.* 1979, Nature, 277, 280

16. *Bills, B. G*. 2005, J. Geophys. Res. (Planets), 110, 11007

17. About the various contributions in Venus rotation rate and LOD L. Cottereau,, N. Rambaux,, S. Lebonnois,, J. Souchay.Astronomy & Astrophysics

October 10, 2018

18. Tidal Evolution of Exoplanets. Alexandre C.M. Correia, 2010, https://arxiv.org/abs/1009.1352

19. Приливы и резонансы в солнечной системе. Макдональд Г., Голдрайх П., Пил С. и др. Пер.с англ. 1975. 288 с.

20. The four final rotation states of Venus. Alexandre C.M. Correia July 2001 Nature 411

21. *Lago, B. and Cazenave, A.*, 1979. Possible dynamical evolution of the rotation of Venus since formation. The Moon and the Planets, 2: 127-154.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.8+551

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ОТРАЖАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗАХ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛАРУСИ

Куликов Алексей Александрович[1], Сасина Наталья Валерьевна[2]
[1]kulikov_alekseysrr@mail.ru; [2]sasina_natasha@mail.ru
[1]Государственное предприятие «НПЦ по геологии», 220141, Республика Беларусь, г. Минск, ул. Купревича, д. 7
[2]Государственное предприятие «Институт НИИСМ», 220014, Республика Беларусь, г. Минск, ул. Минина, д. 23

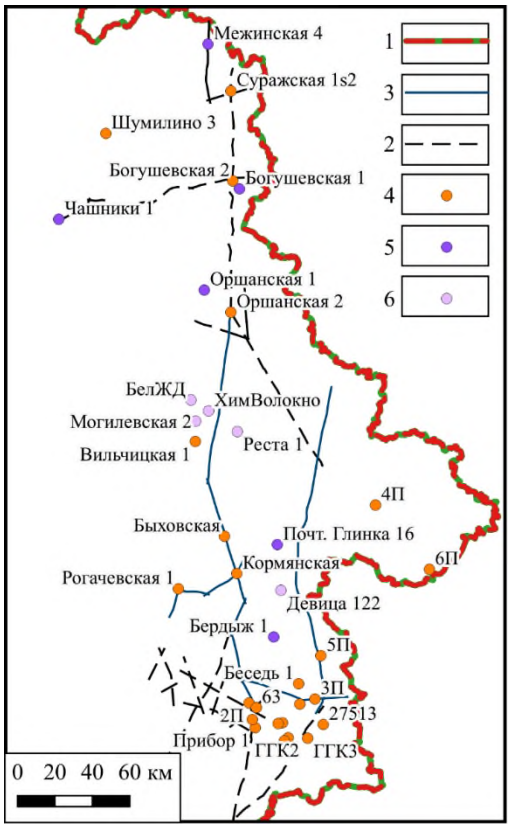
Аннотация. В статье приводится краткая характеристика геолого-геофизической изученности территории восточной Беларуси: Воронежской антеклизы, части Жлобинской седловины, Оршанской впадины. Привлечены литологические характеристики девонских, вендских и рифейских отложений скважин Кормянская 3 и Оршанская 2, пробуренных в непосредственной близости от региональных сейсморазведочных профилей. Получены синтетические трассы, которые были сопоставлены с временными разрезами, данными ГИС и установленными бурением геологическими границами, что позволило создать основу для последующих сейсмостратиграфических построений в случаях отсутствия данных бурения на этой территории.

SEISMOSTRATIGRAPHIC CONNECTION OF REFLECTIVE HORIZONS ON REGIONAL TIME SECTIONS IN THE EASTERN PART OF BELARUS

Kulikov Alexey Alexandrovich[1], Sasina Natalia Valerievna[2]
[1]kulikov_alekseysrr@mail.ru; [2]sasina_natasha@mail.ru
[1]State Enterprise "Scientific and Practical Center for Geology", 220141, Republic of Belarus, Minsk, Kuprevicha str., 7
[2]State Enterprise "Research Institute of Building Materials", 220014, Republic of Belarus, Minsk, Minina St., 23

Abstract. The article provides a brief description of the geological and geophysical exploration of the territory of eastern Belarus: the Voronezh anteclise, part of the Zhlobin saddle, and the Orsha depression. The lithological description of the Devonian, Vendian, and Riphean deposits of the Kormyanskaya 3 and Orshanskaya 2 wells drilled in close proximity to regional seismic exploration profiles is provided. Synthetic seismograms were obtained and compared with time sections, GIS data, and geological boundaries established by drilling, which made it possible to create a basis for subsequent seismostratigraphic constructions in cases where drilling data were not available in this territory.

В рамках выполнения мероприятий ряда государственных программ по региональному геологическому изучению недр, Государственным предприятием «НПЦ по геологии» в периоды 2016-2020 гг. и 2022-2024гг. были выполнены региональные сейсморазведочные работы методом отраженных волн способом общей глубинной точки 2Д (МОВ-СОГТ-2Д) по профилям XIV0116-18, XV0119-20, XVI0119-20 и XVII0122-24 (рис. 1), сопровождаемые гравиметрическими, магнитометрическими и газово-геохимическими исследованиями. Сеть профилей охватывает обширную территорию востока Беларуси и



проходит через следующие тектонические структуры первого порядка, выделенные по поверхности кристаллического фундамента: Воронежскую антеклизу, Жлобинскую седловину и Оршанскую впадину [1].

Ранее в пределах Оршанской впадины были пройдены региональные сейсморазведочные профили, I-IA0901-02, I-IБ0902, II-II0107, III-III0108, IV-IV0108 и V-V0109-10 (рис. 1) [Кудрявец И.Д. 2003, Москалец Л.Г., Шадура А.П. 2008, Полещук С.В. 2011].

Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности. Региональные сейсмические профили: 1 – 2016-2024; 2 – предыдущих лет; Глубокие скважины: 2 – вскрывшие кристаллический фундамент; 3 – рифейские отложения; 4 – вендские отложения.

Следует отметить работы Чамова Н.П., в которых рассмотрены сейсмогеологические комплексы Оршанской впадины при исследовании Среднерусско-Беломорской провинции, выделенной в составе древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [2].

В пределах изучаемой территории количество скважин вдоль региональных профилей, которые вскрыли кристаллический фундамент невелико и распределены они крайне неравномерно. В статье рассмотрены скважины Кормянская 3 (Жлобинская седловина) и Оршанская 2 (Оршанская впадина), которые находятся на пересечении профилей XIV0116-18 с XV0119-20 и I-IA0901-02 с I-IБ0902 соответственно.

Для этих скважин выполнялись работы по оценке плотностных и скоростных свойств разреза и сейсмогеологическому моделированию по материалам каротажа [Силуянов В.Н. и др. 2022] с использованием модулей RasDen из программного комплекса INGWIN2 [3].

Скважина Оршанская 2 опорная бурилась в течение 1968-1970 годов. В скважине проведены геофизические исследования: ГК, НГК, электрический каротаж (градиент-зонт), ПС и кавернометрия.

Оценка плотностных и скоростных свойств выполнена в двух вариантах: с корректировкой и без корректировки по литологии [Силуянов В.Н. и др.] (рис. 2).

А **Б**

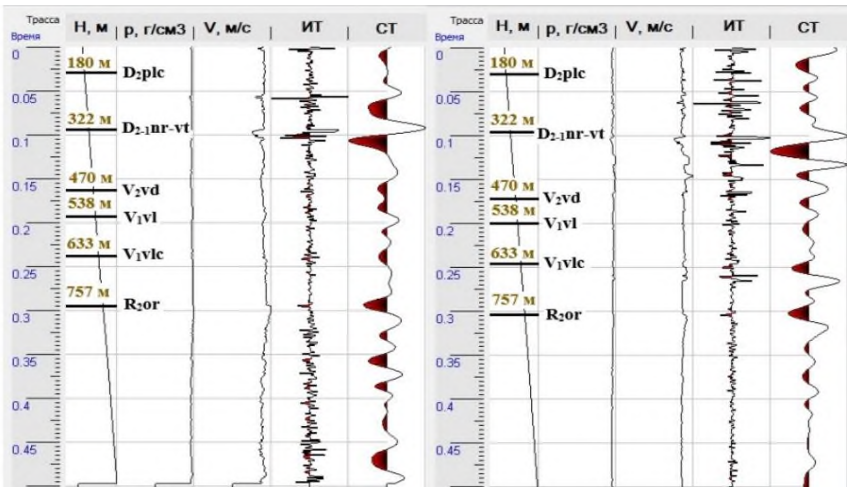


Рис 2. Результаты сейсмогеологического моделирования по скв. 2 опорная Оршанская с каротажными данными надлежащего качества. А– Модель без корректировки по литологии; Б – Модель с корректировкой по литологии [Силуянов В.Н. *и др.].*

© ИГФ УрО РАН, 2025

При визуальном сравнении временного разреза и полученных синтетических трасс было решено использовать скоростные и плотностные характеристики без корректировки по литологии (рис. 3).

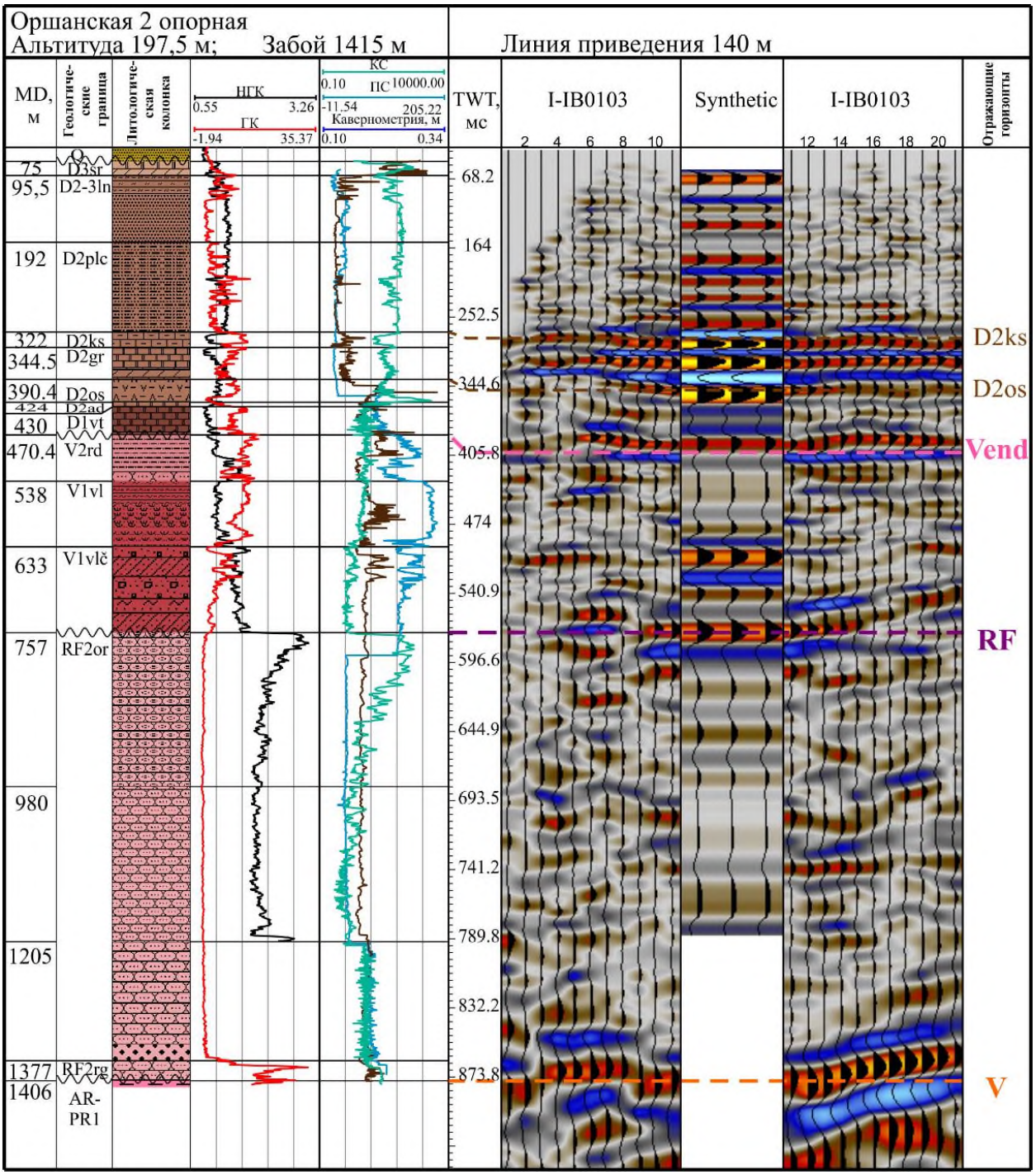


Рис. 3. Литолого-геофизическая характеристика скважины Оршанская 2 опорная с результатом сейсмогеологического моделирования.

Скважина Кормянская 3 параметрическая бурилась в течение 2017-2018 годов. В скважине проведены геофизические исследования: ГК, ННК, ГГК, электрический каротаж, АК, ПС, кавернометрия, резистивиметрия и термометрия.

Оценка скоростных и плотностных свойств разреза выполнена по комплексу методов ГИС. Плотность представлена в двух вариантах: по уравнению Гарднера и по ИНГЕФ [Силуянов В. Н. и др.] (рис. 4).

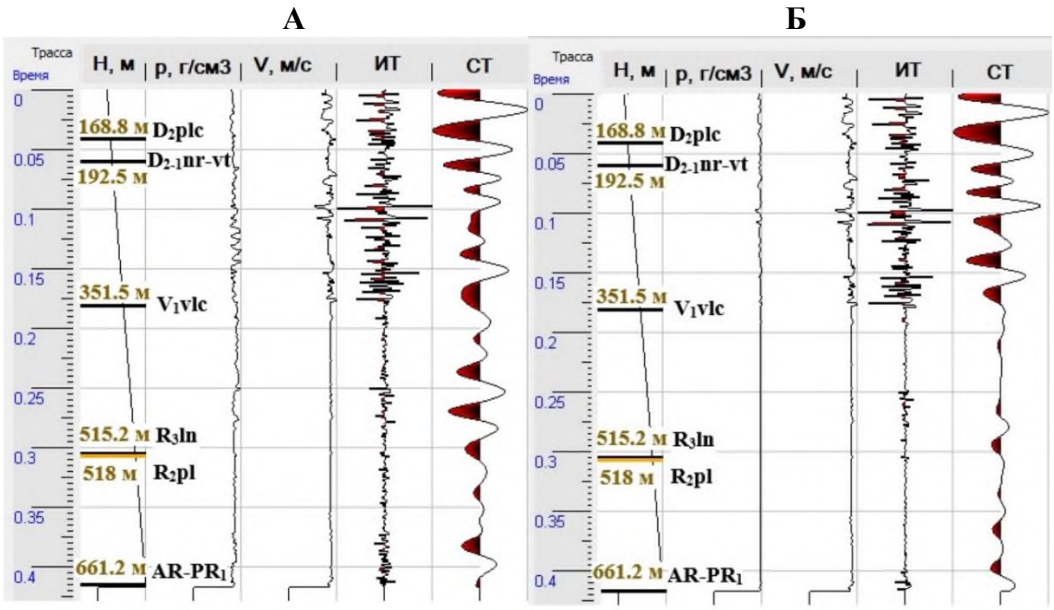


Рис. 4. Результаты сейсмогеологического моделирования по скв. 3 параметрическая Кормянская с каротажными данными надлежащего качества. А – плотность по ИНГЕФ; Б – плотность по уравнению Гарднера.

При визуальном сравнении временного разреза и полученных синтетических трасс было решено использовать плотность по ИНГЕФ (рис. 5).

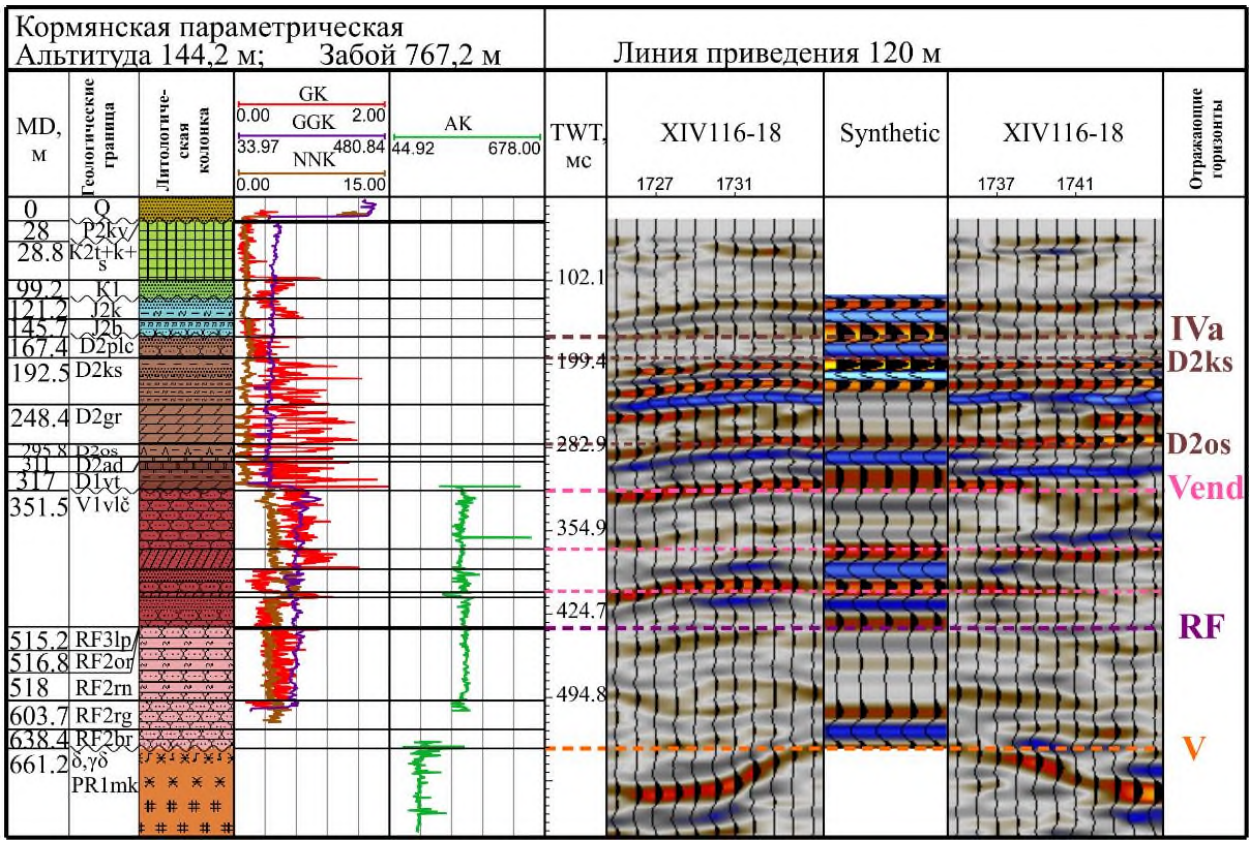


Рис. 5. Литолого-геофизическая характеристика скважины Кормянская 3 параметрическая с результатом сейсмогеологического моделирования.

В результате при сравнении литологических характеристик, временного разреза и результатов сейсмогеологического моделирования на скважинах Оршанская 2 и Кормянская 3 можно выделить следующие отражающие горизонты:

Отражающий горизонт IVa относится к терригенным отложениям среднего девона. На скважине Кормянская 3 ассоциируется с кровлей полоцкого горизонта (D_2plc), севернее с кровлей ланского надгоризонта ($D_{2\text{-}3}$ln), однако в районе скважины Оршанская 2 имеет малую глубину залегания и по этой причине не может быть правильно выделен.

Отражающий горизонт D_2ks является кровлей терригенно-карбонатных отложений костюковичского горизонта (D_2ks). На синтетических трассах прослеживается по «нольфазе» (рис. 3 и 5).

Отражающий горизонт D_2os прослеживается по положительной фазе. Является кровлей сульфатно-терригенно-карбонатной пачки освейского горизонта (D_2os) (рис. 3 и 5).

Отражающий горизонт Vend является поверхностью вендских терригенных отложений. На синтетических трассах прослеживается по «нольфазе». В скважине Оршанская 2 относится к кровле отложений редкинского горизонта (V_2rd) (рис.3). На скважине Кормянская 3 относится к кровле флювиогляциальных отложений вильчанской серии (V_1vlč). Возможно, что внутри вильчанской серии, есть отражающие горизонты, относящиеся к тиллитам (рис. 3 и 5).

Отражающий горизонт RF – поверхность терригенных рифейских отложений. Представлен кровлей песчаниками лапичской (RF_3lp), оршанской (RF_2or) и руднянской (RF_2rn) свитами в скважине Кормянская 3, которые на временном разрезе слабо проявляются и песчаниками оршанской свиты (RF_2or) в скважине Оршанская 2, которые уверенно коррелируются по положительной фазе (рис. 3 и 5).

Отражающий горизонт V – поверхность кристаллического фундамента AR-PR_1. Уверенно прослеживается практически на всей исследуемой территории по положительному экстремуму (рис. 3 и 5).

Таким образом, выполнена предварительная сейсмостратиграфическая привязка отражающих горизонтов к геологическим границам, выполнено сейсмогеологическое моделирование на скважинах Оршанская 2 и Кормянская 3, что позволит создать основу для последующих сейсмостратиграфических построений в случаях отсутствия данных бурения на этой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Беларуси /А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. – Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815с.

2. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. Тр. ГИН РАН. Вып. 609. М.: ГЕОС, 2016. - 234 с.

3. *Машара Л.П., Панкова В.В.* Программно-технологический комплекс ИНГЕФ как многофункциональный инструмент для изучения геологических разрезов по геофизическим исследованиям скважин // Материалы международной практической конференции. Инновационное развитие геологической науки – путь к эффективному и комплексному освоению недр. 19-21 декабрь 2007 г. Минск 2007. С. 274-278.

УДК 528.27

АБСОЛЮТНЫЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЙ ПУНКТ В ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ»

Кусонский Олег Александрович[1], *Бебнев Алексей Сергеевич*[2]
[1]zavlab25@mail.ru; [2]beals@yandex.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН,
г. Екатеринбург, Российская Федерация

Аннотация. В работе приводятся сведения об абсолютном гравиметрическом пункте ГУГК № 6374, созданном в обсерватории «Арти» ИГФ УрО РАН в 2011 году, а также данные непрерывных абсолютных геодезических и относительных гравиметрических наблюдений на долговременных реперах, расположенных в непосредственной близости от гравиметрического абсолютного репера. В порядке эксперимента полученные данные могут детально охарактеризовать перемещение гравиметрического пункта на поверхности Земли и изменение гравитационного поля в этом месте во времени за длительный период.

ABSOLUTE GRAVIMETRIC POINT IN THE OBSERVATORY ARTI

Kusonsky Oleg Alexandrovich[1], *Bebnev Alexey Sergeevich*[2]
[1]zavlab25@mail.ru; [2]beals@yandex.ru
Institute of Geophysics named after Yu.P. Bulashevich of the Ural branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

Abstract. The work provides information about the absolute gravimetric point of the State Unitary Enterprise No. 6374, created in the Institute of Geophysics in 2011, as well as the data of continuous absolute geodetic and relative gravimetric observations on long -term rappers located in the immediate vicinity of the gravimetric absolute rapper. In the order of the experiment, the data obtained can characterize the movement of the gravimetric point on the surface of the Earth in detail and the change in the gravitational field in this place in time over a long period.

Введение. Абсолютный гравиметрический пункт ГУГК № 6374 был создан в обсерватории «Арти» (п. Арти, Свердловская обл.) в 2011 году при реализации Федеральной целевой программы «Глобальная навигационная система», принятая постановлением Правительства РФ от 20.08.2001 г. № 587. Институт геофизики УрО РАН в период 2011-2020 годов принял участие в реализации программы «Поддержание, развитие и использование системы ГЛОНАСС», что потребовало создание данного гравиметрического пункта. Паспорт гравиметрического пункта хранится в ЦНИИГА и К (г. Москва).

Гравиметрический пункт входит в государственную фундаментальную гравиметрическую сеть (ГФГС), которая является высшим звеном гравиметрической сети (ГГС) России и служит для определения и уточнения гравиметрической системы страны, её связи с мировой и зарубежными системами, для метрологического обеспечения гравиметрических сетей низшего класса и гравиметрических съёмок [1]. ГГС представляет собой совокупность закрепленных на местности гравиметрических пунктов, на которых периодически выполняются абсолютные или относительные измерения силы тяжести, определяются координаты и высота. В ГГС нового поколения, которая сейчас находится в разработке, предусматривается создание гравиметрических пунктов непрерывного мониторинга силы тяжести и координат [2]. Научная инфраструктура обсерватории «Арти» в порядке эксперимента позволила получить данные детально характеризующие вариации абсолютных суточных значений координат в месте расположения гравиметрического пункта

на поверхности геоида и относительные изменения гравитационного поля во времени за длительный период. Рассмотрим эти материалы.

Устройство гравиметрического пункта в обсерватории «Арти». Его устройство отвечает ГОСТ 5 2334 2005 «Абсолютный гравиметрический пункт». Он имеет основной и два выносных репера. Основной репер размещен в капитальном техническом одноэтажном здании обсерватории «Арти» постройки 1969 года, выносные репера расположены на открытом воздухе. Один из них находится в 20 м на север от северного угла здания, второй – в 30 м на восток от восточного угла. Основной репер вмонтирован в массивный бетонный постамент имеющего горизонтальные размеры 245 на 175 см, расположенном в одной из комнат технического здания (рисунок 1). Постамент уходит в грунт под здание на глубину более 2 м и не имеет связи с конструкциями здания. Верхняя плоскость постамента с вмонтированным в неё репером находится на уровне пола комнаты, и значительный размер её поверхности делает удобным размещение на нем аппаратуры при проведении периодических наблюдений. Постамент был сооружен при строительстве здания для обсерватории «Арти» специально для установки геофизической аппаратуры. Он уже достаточно выстоялся и является очень устойчивым основанием для размещения в нём гравиметрического пункта. Выносные репера вмонтированы в дорожные плиты размером 3 на 6 м, которые были уложены на грунт в 1991 году и также достаточно устойчивы.



а б

Рисунок 1. Внешний вид основного (а) и выносного (б) реперов абсолютного гравиметрического пункта в обсерватории «Арти»

Абсолютные наблюдения координат. На крыше этого же здания на высоте 4 м от пола на расстоянии около 5 м от репера гравиметрического пункта находится геодезический репер и приемная антенна станции GPS Artu, входящей в состав сети NEDA. Станция с 1999 года проводит непрерывные мониторинговые наблюдения. Станция Artu классифицирована Международной службой ГНСС в качестве глобальной станции, её измерения обрабатываются ежедневно не менее чем тремя международными центрами. С интервалом квантования 30 с формируются часовые и суточные фрагменты измерений GPS/ГЛОНАСС продолжительностью 1 час и 1 сутки. Все сформированные фрагменты 1 раз в час передаются на сервер ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск), и далее на серверы Международной Службы Глобальных навигационных спутниковых систем. Эти фрагменты используются в обсерватории «Арти» для определения высокоточных абсолютных значений координат геодезического репера станции Artu в геоцентрической системе координат ПЗ-90. Данные по наблюдению координат репера по суточным фрагментам обработаны в абсолютных значениях за весь период работы станции, начиная с 1999 года.

Таким образом, место размещения гравиметрического пункта с момента его закладки в 2011 году может быть охарактеризовано мониторинговыми высокоточными непрерывными абсолютными наблюдениями координат геодезического репера. Точное положение геодезического репера относительно репера гравиметрического пункта может быть также определено геодезическим путем.

На рисунке 2 представлены графики изменений значений абсолютных координат геодезического репера Artu по суточным фрагментам наблюдений станции Artu в геоцентрической системе координат ПЗ-90.

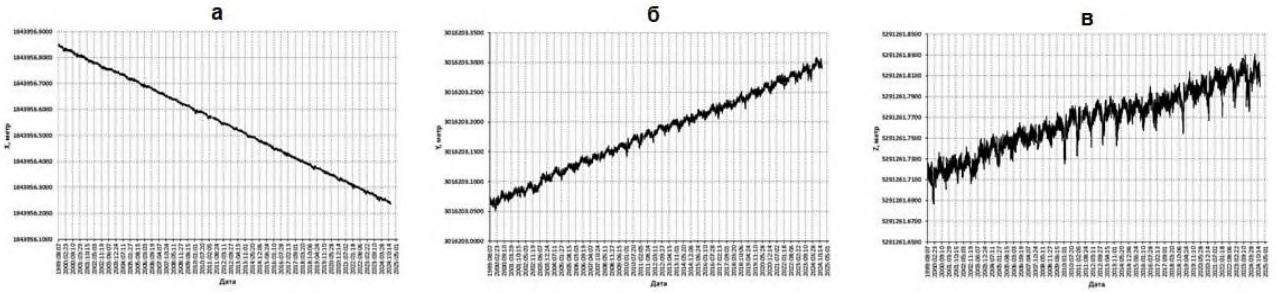


Рисунок 2. Графики изменений значений абсолютных координат геодезического репера Artu за период с 7 августа 1999 по 8 декабря 2024 год

Суточные фрагменты станции Artu представлены для широкого использования на интернет-ресурсе ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/data/daily/. Расчеты проведены с помощью сервиса Международной Службы Глобальных навигационных спутниковых систем – интернет-ресурс http://apps.gdgps.net/apps_file_upload.php. Система координат определяется следующим образом: начало координат расположено в центре масс Земли; ось Z направлена на условный полюс Земли, как определено в рекомендации Международной службы вращения Земли (IERS); ось X направлена в точку пересечения плоскости экватора и нулевого меридиана, определенного Международным бюро времени (BIH); ось Y дополняет геоцентрическую прямоугольную систему координат до правой. Стабильность закрепления наблюдательного пункта оценена по состоянию на 2004 год. Так среднеквадратический разброс и линейная скорость станции Artu в сети NEDA в системе относимости ITRF2000 составили, мм/год: по широте 4.2±0.8; по долготе 25.1±0.8; высоте -1.6±1.0. Среднеквадратические ошибки координат, мм: по широте 1.0; долготе 1.0; высоте 1.9 [3]. Таким образом, минимальный среднеквадратический разброс демонстрирует надежность и стабильность закрепления наблюдательного пункта Artu.

Обработаны данные за период с 7 августа 1999 по 8 декабря 2024 и получены высокоточные значения координат в геоцентрической системе. Ряд наблюдений, насчитывающий на тот момент времени 9256 значений (суток) был статистически обработан, определена траектория движения геодезического репера в пространстве (рисунок 2). За период наблюдений смещение репера по координате X составило минус 57 см, по координате Y – плюс 22 см, по координате Z – плюс 10 см. Общее смещение репера на поверхности геоида составило 62 см. Выявлены также сезонные колебания координат, связанные с увлажнением и замерзанием верхних слоев грунта. Наибольшие из них наблюдаются по вертикали и составляют не более 2 см по амплитуде.

Относительные гравиметрические наблюдения. Для проведения непрерывных мониторинговых гравиметрических наблюдений на расстоянии около 6 м от репера гравиметрического пункта в этом же помещении в 2013 году был установлен высокоточный относительный гравиметр gPhone имеющего разрешение 0.1 мкГал и точность 1 мкГал. Он размещен на отдельном бетонном постаменте с размером верхней плоскости 100 на 120 см. Постамент погружен в грунт на глубину более 2-х метров под здание и не связан с конструкциями здания. Верхняя плоскость постамента, на которой установлен гравиметр,

также находится также на уровне пола. Постамент был построен в 1969 году специально для установки геофизической аппаратуры. Для получения непрерывных данных гравиметром gPhone с частотой 1 Гц в обсерватории «Арти» была разработана специальная методика наблюдений [4].

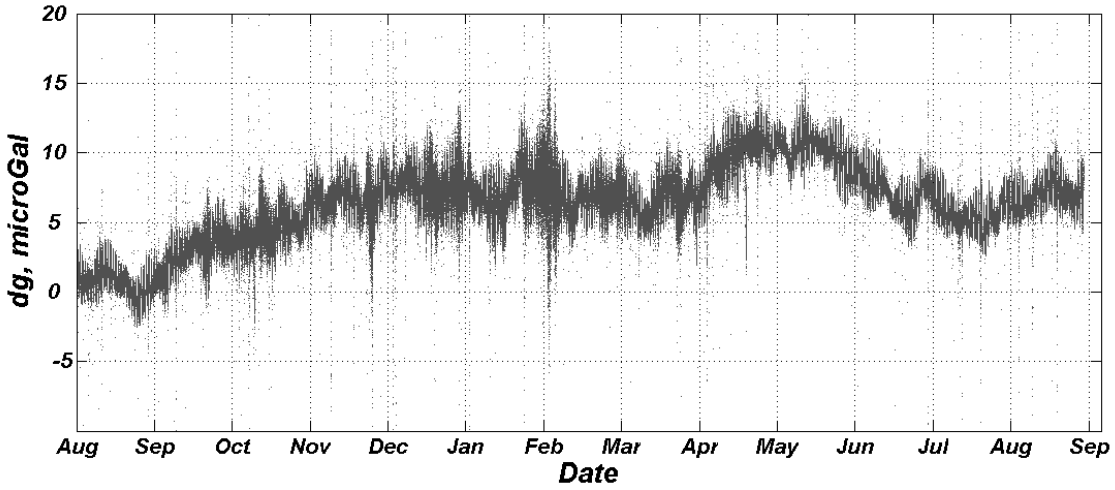


Рисунок 3. Результаты непрерывных гравиметрических мониторинговых измерений в обсерватории «Арти» с 1 августа 2023 по 28 августа 2024 года с учетом приливных возмущений и аппаратурных искажений

Файлы с секундными, минутными и пятиминутными значениями измеренных и рассчитанных параметров хранятся в базе данных на сервере обсерватории «Арти». Полученные данные минутных значений с 2017 по 2024 годы опубликованы в базе данных на сайте ИГФ УрО РАН [5].

В качестве примера гравиметрических измерений в обсерватории «Арти» приводятся данные минутных значений за период с 1 августа 2023 по 28 августа 2024 года (рисунок 3). В этот отрезок времени зарегистрированы вариации относительных значений гравитационного поля в диапазоне до 15 мкГал. Минимальные значения относительно условного нулевого уровня наблюдались в августе 2023 года минус 2 мкГал, максимальные в 13мкГал – в апреле-мае 2024 г. Отмечено общее возрастание значений поля на конец наблюдательного периода на 7-8 мкГал. Спектральный состав вариаций включает волны в диапазоне от высокочастотного «шума» с периодом колебаний в несколько секунд до волн с периодом 100-150 дней и более.

Обнаружен периодический характер изменения интенсивности гравиметрического шума в течение года. Он проявляется в увеличении фоновых значений шума в период с ноября по март и уменьшении в период с мая по сентябрь. Максимум фоновой интенсивности наблюдается в январе до 50-100 мкГал, минимум – в июле 3-12 мкГал.

Выявлена зависимость интенсивности гравиметрического шума от фундаментальных астрономических характеристик, таких как расстояние от Земли до Солнца, расстояние от Земли до барицентра Солнечной системы и орбитальной скорости Земли [6,7]. Кратковременные высокоамплитудные изменения интенсивности шума совпадают с периодами возмущенности геомагнитного поля – магнитными бурями. Наибольший вклад в природу происхождения гравиметрического и сейсмического шума вносит Солнце и солнечно-земное взаимодействие. Изменение этих характеристик во времени приводит к вариациям гравиметрического шума, которые несут в себе индивидуальные черты, характерные для разных геологических регионов и связанные с особенностями их геологии и блокового строения. Установленные закономерности в поведении гравиметрического шума необходимо учитывать при организации непрерывных мониторинговых наблюдениях на гравиметрических пунктах. Это поможет повысить точность наблюдений.

Вариации силы тяжести с периодами более суток предположительно могут быть обусловлены геодинамическими процессами земной коры в регионе. Необходимо дальнейшее изучение их природы.

Заключение. В порядке эксперимента обработаны и проанализированы данные непрерывных мониторинговых наблюдений координат геодезического репера станции GPS/ГЛОНАСС Artu и гравитационного поля (силы тяжести) вблизи абсолютного гравиметрического пункта ГУГК № 6374 в обсерватории «Арти». Данные детально характеризуют вариации абсолютных суточных значений координат в месте расположения гравиметрического пункта на поверхности геоида и относительные изменения гравитационного поля во времени за длительный период. Методика и опыт проведенных наблюдений можно использовать при создании гравиметрических пунктов непрерывного мониторинга силы тяжести и координат при разработке ГГС нового поколения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по развитию высокоточной государственной гравиметрической сети России. ГКИНП (ГНТА)-04-122-03 (издание официальное). Федеральная служба геодезии и картографии России. М.: ЦНИИГА и К, 2004. – 218 с.

2. *Ощепков И.А., Разинькова Е.П., Башкатов В.С., Забузова О.А., Сухарев-Крылов И.А., Ефименко А.К., Чистякова Е.А.* Развитие государственной гравиметрической сети России / Десятая всероссийская конференция с международным участием «Фундаментальное и прикладное координатно-временное навигационное обеспечение (КВНО-2023)», 17-21 апреля 2023 г., Санкт-Петербург. Тезисы докладов. Санкт-Петербург: Институт прикладной астрономии РАН, 2023. С. 138-139.

3. *Стеблов Г.М.* Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии. Диссертация на соискание ученой степени докт. ф.-м. наук. М., 2004.

4. *Бебнев А.С.* Методика учета аппаратурных искажений при проведении непрерывных мониторинговых гравиметрических наблюдений на обсерватории «Арти» // Уральский геофизический вестник. 2022, № 4(50). С. 9-19. – DOI 10.25698/UGV.2022.4.2.09. – EDN TLIHIA.

5. *Бебнев А.С.* База гравиметрических мониторинговых данных за 2014-2023 гг. [Электронный-ресурс]. URL:// http://igfuroran.ru/struktura/observatoriya-arti/bazy-dannykh (дата обращения 29.07.2025)

6. *Бебнев А.С.* О связи гравиметрического шума с возмущениями геомагнитного поля / Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Десятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2019. С.34-38

7. *Бебнев А.С.* О возможной причине сезонного повышения гравиметрического шума по результатам наблюдений на обсерватории «Арти» // Уральский геофизический вестник. 2020. № 3 (41). С. 44–49. DOI:10.25698/UGV.2020.3.6.44

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 551.24.312

ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР В ТЕКТОНИЧЕСКИХ УЗЛАХ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Кутинов Юрий Григорьевич[1], Чистова Зинаида Борисовна[2], Полякова Елена Викторовна[3], Минеев Александр Леонидович[4]
[1]kutinov@fciarctic.ru; [2]zchistova@yandex.ru; [3]lenpo26@yandex.ru; [4]mineew.al@gmail.com
ФГБУН Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, Россия, г. Архангельск

Аннотация. Цель работы – разработка научно-методических основ геоэкологической оценки состояния природной среды арктических и субарктических территорий РФ на основе цифрового моделирования рельефа и анализа геолого-геофизических и географических данных. Задачи – изучение внутренней структуры тектонических узлов с использованием данных математического и физического моделирования; оценка влияния тектонических узлов на окружающую среду. Показана репрезентативность Архангельской области для арктических и субарктических территорий РФ по большинству рассматриваемых при геоэкологическом анализе параметров. На локальном уровне рассмотрены тектонические структуры и узлы как геосистемы. Обычно тектонически узлы не рассматриваются как геосистемы, и их свойства определяются как сумма свойства слагающих их разломов. В узлах тектонических нарушений доминируют вертикальные (межкомпонентные) связи, а тектонических разломах их слагающих – горизонтальные (межсистемные). Была разработана методика выделения узлов и разломов, как геосистем, с выделением области их динамического влияния и выделены 18 тектонических узлов, на 6 проведены мониторинговые наземные работы.

THE PROCESSES OF INTERACTION OF GEOSPHERES IN TECTONIC NODES OF THE NORTH OF THE RUSSIAN PLATE

Yuriy Kutinov [1], Zinaida Chistova [2], Elena Polyakova[3], Alexandr Mineev[4]
[1]kutinov@fciarctic.ru; [2]zchistova@yandex.ru; [3]lenpo26@yandex.ru; [4]mineew.al@gmail.com
N.P. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch Russian Academy of Sciences, Russia, Arkhangelsk

Abstract. The purpose of the work is to develop scientific and methodological foundations for the geoecological assessment of the state of the natural environment of the Arctic and subarctic territories of the Russian Federation based on digital terrain modeling and analysis of geological, geophysical and geographical data. The objectives are to study the internal structure of tectonic nodes using mathematical and physical modeling data; to assess the impact of tectonic nodes on the environment. The representativeness of the Arkhangelsk region for the Arctic and subarctic territories of the Russian Federation in most of the parameters considered in the geoecological analysis is shown. Tectonic structures and nodes as geosystems are considered at the local level. Usually, nodes are not considered tectonically as geosystems, and their properties are defined as the sum of the properties of the faults composing them. The nodes of tectonic disturbances are dominated by vertical (inter–component) connections, and the tectonic faults of their components are dominated by horizontal (intersystem) ones. A methodology was developed for identifying nodes and faults as geosystems, highlighting the area of their dynamic influence, and 18 tectonic nodes were identified, and 6 were monitored by ground operations.

Показана репрезентативность Архангельской области для арктических и субарктических территорий РФ по большинству рассматриваемых при геоэкологическом

анализе параметров, в т. ч. и по параметрам современного геодинамического режима [1]. Регион характеризуется сложным пространственным взаимодействием геодинамических процессов различных рангов (глобального, регионального и локального), формирующим нелинейную структуру напряженно-деформированного состояния земной коры. В регионе взаимодействие блоков реализуется, и реализовалось ранее в условиях их стесненных вращательных движений [2]. На локальном уровне рассмотрены тектонические структуры и узлы как геосистемы. Обычно тектонически узлы не рассматриваются как геосистемы, и их свойства определяются как сумма свойства слагающих их разломов. В узлах тектонических нарушений доминируют вертикальные (межкомпонентные) связи, а тектонических разломах их слагающих – горизонтальные (межсистемные). Была разработана методика выделения узлов и разломов, как геосистем, с выделением области их динамического влияния (рис. 1), оценки их активности на современном этапе (рис. 2, Б).

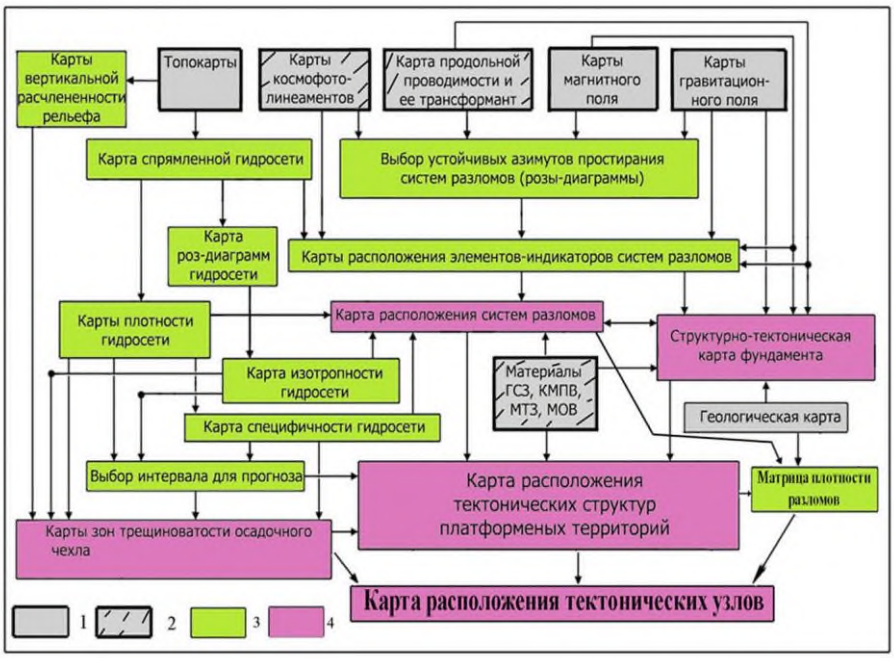


Рис. 1. Алгоритм выделения систем разломов и тектонических узлов: 1–2 – архивные материалы [5]: 1 – имеющиеся для всех территорий древних платформ, 2 – не всегда имеющиеся; 3–4 – карты и материалы, получаемые в процессе исследований: 3 – промежуточные, 4 – окончательные

В результате были выделены 18 тектонических узлов 1-го ранга (рис. 2, А), на 6 проведены мониторинговые наземные работы.

© ИГФ УрО РАН, 2025

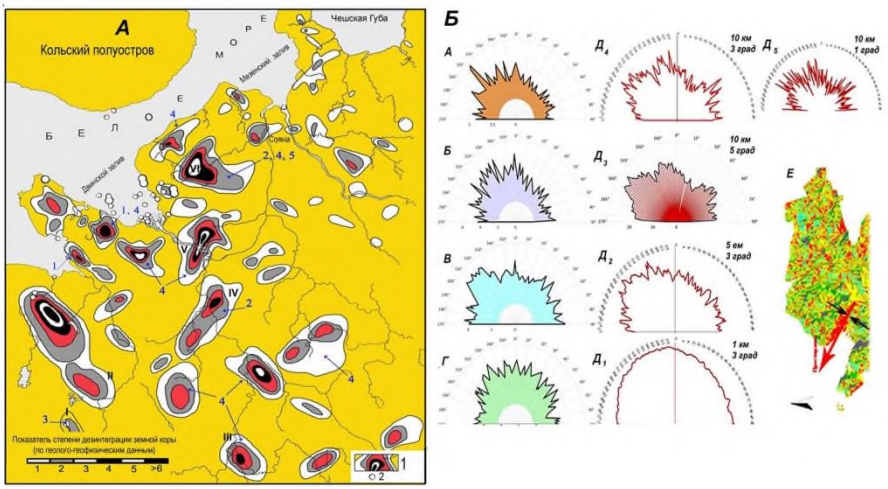


Рис. 2. Пространственное размещение тектонических узлов региона и розы-диаграммы элементов индикаторов разломов [3]: А – Схема размещения тектонических узлов Римские цифры на схеме – название узлов, на которых были проведены мониторинговые исследования (I – Лекшмозерский; II – Кенозерский (Плесецкий); III – Вельско-Устьянский; IV – Емецкий; V – Холмогорский; VI – Зимнебережный); арабские цифры на схеме: 1 – места гибели морских звезд; 2 – места повышенной дихотомии деревьев и повышенного содержания тяжёлых металлов в коре деревьев; 3 – места массовой гибели рыб; 4 – участки с повышенным содержанием тяжелых металлов в почвах; 5 – участки изменения структуры растительного покрова. 1 – изолинии плотности тектонических нарушений; 2 – очаги землетрясений. Б – Сопоставление роз-диаграмм элементов-индикаторов разломов региона (обработка данных масштаба 1:200000) с экспозицией склонов, пересчитанной в значения их простирания: А – поля силы тяжести; Б – магнитного поля; В – космофотолинеаментов; Г – гидросети: $Д_{1-5}$ – розы-диаграммы – результат пересчета с разными окнами и осреднениями экспозиции склонов в простирание склонов; Е – алгоритм пересчета экспозиции склонов в простирание

Изучение внутренней структуры тектонических узлов показало, что: глубинность тектонических узлов имеет 400 и более километров; они отражаются в пониженных значениях температуры в литосфере и астеносфере, с глубины, как минимум, 200 км и практически до дневной поверхности, значениях теплового потока, структуре потенциальных полей, строении поверхности Мохо и кристаллического фундамента, мощности слоев земной коры, современном геодинамическом режиме, в макросейсмическом поле [2]. Тектонические узлы характеризуются повышенными значениями: коэффициента дискретности земной коры; плотности разломов; функции дробления («блочности»); энергоемкости, индекса расчлененности рельефа, потенциальной энергии рельефа. Таким образом, тектонические узлы отличаются повышенной проницаемостью земной коры, и находятся в колебательном режиме с гармонически меняющимся напряженно-деформированным состоянием земной коры, как по латерали, так и по вертикали. Независимо от направления действующих сил возможно возникновение изгибов разного типа в пластичных слоях и повышенная раздробленность в хрупких слоях, а также перераспределение направления напряжений за счет поворота блоков в стесненных условиях. Т.е. происходит своеобразное «нивелирование» воздействий.

В тектонических узлах наблюдаются вертикальные (межкомпонентные) связи между внутренними оболочками (от слоя D) и внешними (гидросфера, биосфера и атмосфера до слоя F2) Земли. Т.е., особенности глубинного строение земной коры корреспондируются практически до ионосферы, создавая участки межгеосферного взаимодействия и аномальных характеристик в районах тектонических узлов.

Разработан алгоритм изучения межгеосферных процессов (рис. 3) и проведена верификация данных по результатам теоретических моделей; физических экспериментов; математического моделирования и мониторинговых исследований. Созданы модели тектонических узлов на уровнях: «мантия-литосфера»; «фундамент–осадочный чехол–современный рельеф» и «литосфера–атмосфера».



Рис. 3. Алгоритм выделения опасных природных процессов для разработки природоохранных мероприятий на равнинных территорий Арктической зоны РФ [3]

Несмотря на различия тектонических узлов для них, согласно нашим монитринговым данным, отмечаются [3, 4, 6] 1) устойчивый «дефицит» атмосферного давления (до 25 Мб) над тектоническим узлом; 2) существенное отличие частоты осадков и их количества в центре и на периферии узла; 3) более раннее выпадение снега, большая мощность снегового покрова и его более позднее таяние на периферии узла, по сравнению с территориями за узлом; 4) изменение электрической проводимости воздуха, на которую указывает своеобразная структура облаков над тектоническим узлом; 5) развитие области глубинной дегазации на периферии узла, здесь же увеличивается количество гроз и лесных пожаров; 6) большее разнообразия растительности в узле; 7) изменение урожайности черники и брусники и содержания химических элементов в плодах от центра узла к его периферии; 8) различие в толщине клеточной стенки ранней и поздней древесины в центре и на периферии узла.

Сопоставление полученных результатов с данными независимых физических экспериментов, математического моделирования, собственных мониторинговых наблюдений и расчетов геоморфометрических параметров показало их непротиворечивость друг другу, что говорит о корректности полученных выводов.

Исследования проведены в рамках государственного задания № 125022502869-4 Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук.

© ИГФ УрО РАН, 2025

This research was performed as part of the state assignment no. № 125022502869-4 for N.P. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch, Russian Academy of Sciences

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кутинов Ю. Г., Минеев А. Л., Чистова З. Б., Полякова Е. В.* Расчет плотности гидросети равнинных арктических и субарктических территорий России по цифровой модели рельефа с использованием ГИС-технологий (на примере Архангельской области) // Арктика: экономика и экология. 2024. Т. 14,. № 4. С. 511-521.
2. *Кутинов Ю.Г.* Современный геодинамический режим Арктического сегмента земной коры и нефтегазообразование. Пенза: научн.-изд. центр «Социосфера». 2021. 281 с.
3. *Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Минеев А. Л., Полякова Е. В., Неверов Н. А.* Результаты мониторинговых исследований процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах севера Русской плиты //Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 2. С. 10-24.
4. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Неверов Н.А.* Новые данные о влиянии тектонических узлов на состояние окружающей среды на севере Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 5. С. 12-24.
5. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л.* Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1(24).
6. *Старицын В.В., Кутинов Ю.Г., Полякова Е.В., Чистова З.Б., Минеев А.Л.* Влияние тектонических узлов севера Русской плиты на состояние окружающей среды на микроуровне (на примере содержания аскорбиновой кислоты в плодах черники и брусники) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокринология. 2023. № 2. С. 31–42.

УДК 551.248.2

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ УРАЛЬСКОГО ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ

Макеев Владимир Михайлович[1], Суханова Татьяна Владимировна[2],
Пикулик Елена Александровна[1], Макарова Наталия Валентиновна[2],
Коробова Ирина Валерьевна[1]
[1]vmakeev@mail.ru; [2]tanikamgu@mail.ru
[1]Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
[2]Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. Рассматриваются глобальные и региональные источники тектонических напряжений, под действием которых формируются новейшие структуры Полярного, Северного, Среднего и Южного сегментов Урала. Определены границы влияния различных источников, среди которых большое значение имеют глубинные долгоживущие разломы.

GEODYNAMIC CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE URAL MOUNTAIN-FOLDED RECENT STRUCTURE

Vladimir Makeev [1], Tatyana Sukhanova [2], Elena Pikulik [1], Natalya Makarova [2], Irina Korobova [1]
[1]vmakeev@mail.ru; [2]tanikamgu@mail.ru
[1]E.M. Sergeev Institute of Geoecology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. Global and regional sources of tectonic stresses are considered, under the influence of which the recent structures of the Polar, Northern, Middle and Southern segments of the Urals are formed. The boundaries of the influence of various sources have been determined, among which deep long-lived faults are of great importance.

В новейшей структуре Урала и прилежащих к нему территорий Восточно-Европейской платформы (далее ВЕП) и Западно-Сибирской плиты (далее ЗСП) отражено влияние различных источников напряжений – глобальных, региональных и локальных (М.Л. Копп, В.И. Макаров, В.Н. Пучков, Л.А. Сим, Ф.Д. Левин, Ар.В. Тевелев, В.М. Макеев и др.), взаимодействие которых усиливает или ослабляет действие каждого из них. При этом могут образовываться зоны интерференции деформаций и структурных несогласий.

Проведенные нами структурно-геодинамические исследования с выделением и характеристикой основных новейших структур в сегментах Урала – от Пай-Хоя и Полярного до Южного включительно и прилежащих ВЕП и ЗСП в комплексе с имеющимися геологическими, геофизическими [6] и тектонофизическими данными позволили подтвердить имеющиеся представления, установить влияющие на формирование структур новые источники тектонических напряжений и провести на площади границы их влияния. Последние представлены глубинными разломами, прогибами, валами. Все они являются зонами структурного несогласия разного ранга и возраста [3. 4, 9].

К глобальным источникам напряжений, определяющим общую новейшую структуру Урала, относятся на северо-западе процессы рифтогенеза в Атлантическом океане, на юге и юго-востоке – коллизия Евразиатской и Индостанской плит, на севере – рифтогенез в хр. Гаккеля. Самостоятельным источником напряжений является глубинная Прикаспийская впадина-синеклиза, устойчиво развивающаяся на протяжении всей геологической истории. Новейшая структура Урала, морфология поднятий и опусканий, тип разрывных нарушений – отражают влияние указанных источников напряжений.

© ИГФ УрО РАН, 2025

Влияние глобальных источников напряжений выражается в латеральном давлении на Урал со стороны ВЕП и ЗСП. Разнонаправленное движение этих блоков литосферы – ВЕП к юго-востоку, а ЗСП к северу - вызывает косую коллизию между ними, ведущую к сжатию Уральского орогена, его поднятию и растяжению в сводовой части. В результате в новейшей структуре Урала преобладают продольные, большей частью субмеридиональные, протяженные зоны поднятий и прогибов при широком развитии сдвиговых деформаций и незначительном количестве поперечных структур растяжения.

Региональными источниками напряжений являются крупные структуры соседних с Уралом платформ - выступы и понижения поверхности Мохо и погребенного фундамента, которым в рельефе соответствуют развивающиеся своды или впадины. В результате на фоне общих закономерностей на отдельных участках Урала меняются его ориентировка, строение, типы и морфология новейших структур, активность разрывных нарушений, сейсмичность. При многих источниках напряжений результат их воздействия на структуру Урала сводится к преобладанию регионального всестороннего сжатия при локальных процессах растяжения, определенных по измерению напряжений в подземных горных выработках [1] и полевыми исследованиями. Отчетливое влияние источников напряжения отражено в деформациях Зауралья, сложенного мезозойско-кайнозойскими «мягкими» осадочными отложениями.

Большое значение для новейшей структуры Урала имеют долгоживущие продольные глубинные разломы, протягивающиеся вдоль Урала, ограничивающие его и входящие в него структурные мегазоны. На западе это Суксунский разлом, затем Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН), Главный Уральский разлом (ГУР) и Серовско-Маукская система разломов. Восточнее последней на Среднем и Южном Урале – это Алапаевско-Челябинский разлом и продолжающий его к югу Карталинский. В течение геологической истории эти разломы, неоднократно менявшие знак движений, продолжали оставаться барьерами, блокирующими давление, исходящее с запада со стороны ВЕП и с востока со стороны ЗСП, не давая орогену расширяться на отдельных участках. Возможно, вследствие этого Северный и Полярный сегменты Урала имеют сравнительно не большую ширину. На восточном склоне Урала четвертичные структуры, образованные при давлении с востока со стороны ЗСП и юга со стороны коллизионных границ, при «подходе» к разломам-барьерам дробятся на целый ряд менее крупных структур различной ориентировки.

Наличие глобальных и региональных источников напряжений предполагает развитие тектонической расслоенности литосферы на разных ее уровнях. Это выражается в формировании приповерхностных (верхнекоровых) и глубинных разнотипных напряжений и деформаций, различающихся по происхождению и направленности развития. Суперпозиция разнородных напряжений вызывает образование разных по морфологии и возрасту зон интерференций и геодинамически активных зон (Г*д*АЗ), которые не учитываются до сих пор. Такие зоны опасны на землетрясения [4]. Геодинамические условия формирования новейшей структуры сегментов Урала под воздействием разноглубинных источников тектонических напряжений характеризуются ниже (рисунок).

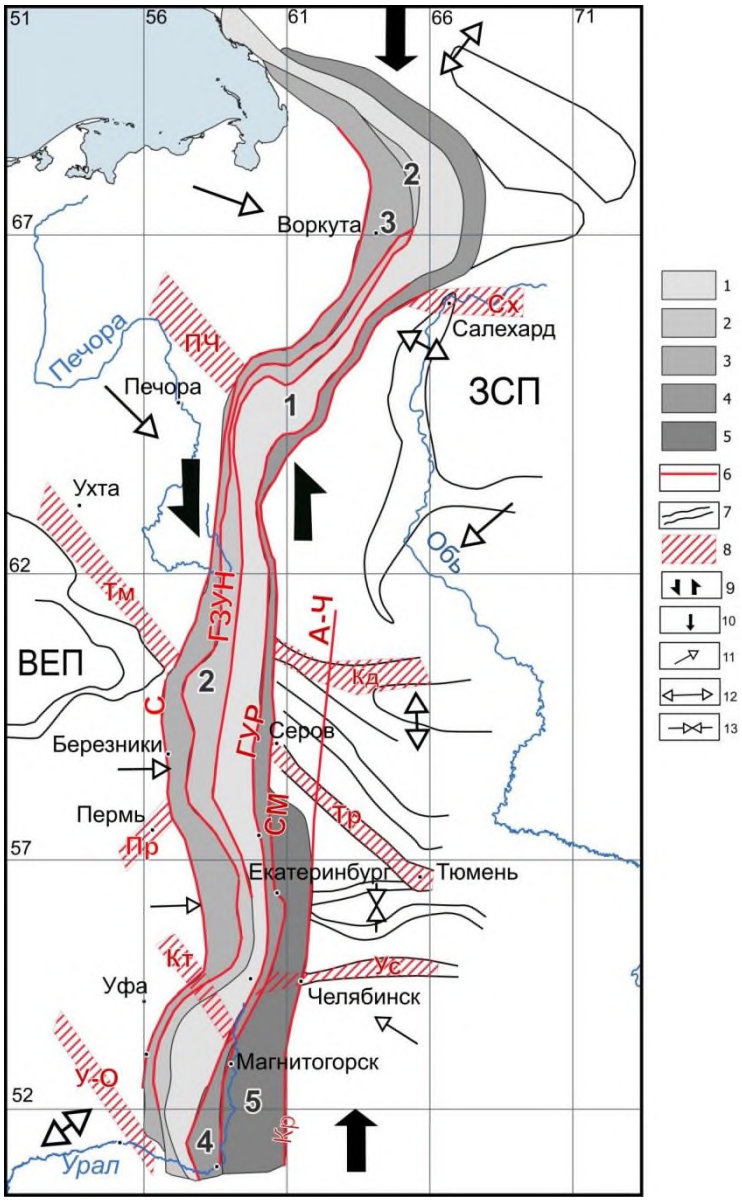


Рис. 1. Структурно-геодинамическая схема Урала.

1 – Центральное поднятие; 2-5 – структурные ступени: 2 – Западно-Уральская, 3 – Предуральская, 4 – Восточно-Уральская, 5 – Магнитогорско-Челябинское поднятие; 6 – разломы и их названия: С – Суксунский, ГЗУН – Главный Западно-Уральский, ГУР – Главный Уральский, СМ – Серовско-Маукский, К – Карталинский, АЧ – Алапаевско-Челябинский;7 – эрозионно-тектонические понижения; 8 – зоны структурных несогласий: Сх – Салехардская, Пч – Печорская, Тм – Тиманская, Кд – Кондинская, Тр – Туринская, Ус – Уйская, Пр – Пермская, Кт – Каратауская, У-О – Уржум-Оренбургская; 9 – сдвиги вдоль Урала; 10 - направления глубинного сжатия с хр. Гаккеля и коллизионных границ; 11 – со стороны платформенных структур; приповерхностные деформации: 12 – растяжения, 13 – сжатия; ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская плита.

Новейшая структура Пай-Хоя, состоящая из продольных поднятий и прогибов СЗ простирания, в основном унаследована от палеозойско-мезозойского времени. Морфология этих структур свидетельствует об участии в их формировании напряжений сжатия, наведенных с северо-востока, возможно, со стороны Карской плиты и с севера со стороны хр. Гаккеля, где происходят процессы рифтогенеза [8]. Процессы растяжения с образованием субмеридиональных прогибов (Байдарацкая и Обская губы, Енисейский залив и др.) распространяются на ЗСП вплоть до Сибирских увалов одновременно воздействуя на восточные склоны Полярного и отчасти Северного Урала.

Новейшая структура Полярного Урала представлена кулисно сочлененными поднятиями СВ простирания, формирующимися под действием нескольких источников напряжения. На западе влияние Печорской плиты вызывает резкий дугообразный изгиб к востоку сочленяющихся с Полярным Уралом структур Пай-Хоя, образование на востоке дуги выступа протерозойского фундамента, смещение структур Полярного Урала также к востоку. На востоке вовлечение большей части склона герцинского Урала в прогибание ЗСП ведет к формированию в пограничной между ними зоне в условиях растяжения молодых прогибов и поднятий. Дугообразное сочленение Пайхойского и Полярноуральского сегментов унаследовано еще с палеозоя и мезозоя (ороклин, [5]).

На Субполярном Урале на западном его склоне, по данным Л.А. Сим и др., действует субмеридиональное сжатие при субширотном растяжении. В центральной части при

широком развитием магматических структур многие поднятия и прогибы имеют кольцевую форму. Сжатие с вертикальной осью здесь сопровождается субширотным растяжением [8], и, возможно, процессами выжимания интрузивных массивов.

На Северном Урале поднятия и разделяющие их прогибы сжатые, кулисно сочленяющиеся, указывающие на активность сдвиговых напряжений сжатия. На западном пологом склоне развиты структуры Предуральской и Западно-Уральской структурных ступеней, морфология которых позволяет связывать их развитие с глубинным сжатием, действующим с северо-запада со стороны Печорской плиты (раскрывающегося Евразийского океанического бассейна). Восточный склон крутой. Вдоль него отделенная разломом (Серовско-Маукским?) развита гряда Лозьвинских дислокаций, происхождение которой объясняется субширотным сжатием и поддвигом ЗСП под Урал [2]. Четвертичные структуры Зауралья СЗ простирания формируются под влиянием приповерхностного растяжения со снижением абс. отм. рельефа, наведенного с севера со стороны Карского моря.

На Среднем Урале на *западном* его склоне одновременно с действием глобальных источников проявлено влияние активных структур фундамента ВЕП. На севере развитие Камского свода вызывает формирование структур в районе Соликамской впадины. Южнее давление со стороны Уфимского выступа привело к аномалии в строении области сочленения Среднего и Южного Урала – широтному сжатию и субмеридиональному растяжению (появление грабенов, горстов) в полосе между Екатеринбургом и Миассом, пережиму и изгибу структур на восток, установленному предшествующими исследованиями. На *восточном* склоне Среднего Урала от верховьев Пелыма на севере до долины р. Туры крупные структуры, подходящие к Уралу, имеют северо-западное простирание, подчиняясь глубинному давлению, исходящему с северо-востока со стороны Ханты-Мансийского выступа Мохо и фундамента ЗСП [9]. Серовско-Маукская система разломов в новейшее время как и в палеозое, является шовной сдвиго-поддвиговой зоной и причиной дробления подходящих к ней новейших структур.

На Южном Урале на *западном* и *восточном* его склонах новейшие структуры, в т.ч. Каратауский выступ, отражают влияние процессов сжатия, исходящих с юго-востока со стороны Казахстана в результате коллизии Центрально-Казахстанского блока, подталкиваемого Индостанским индентором, с ВЕП [2]. Об этом свидетельствуют изгиб структур к северо-западу, тесное кулисное сочленение поднятий и впадин при широком развитии сдвиговых деформаций, отсутствие широтных структур растяжения, миграция осей новейших поднятий к северу, сейсмогеологические, структурно-кинематические и др. данные. Общее расширение Ю. Урала, не вяжущееся с направлением давления, по мнению М.Л. Коппа [2], вызвано нагнетанием и движением масс с севера из области Среднеуральской аномалии.

На *юго-западе* Южного Урала структуры имеют СЗ простирание, формируясь в условиях растяжения под влиянием устойчиво и длительно прогибающейся Прикаспийской синеклизы. Она является внутриплатформенным источником глубинных напряжений сжатия и приповерхностных (верхнекоровых) напряжений растяжения.

К зонам структурных несогласий (Г*д*АЗ) на севере Урала относятся Салехардская, Печорская, Тимано-Печорская и Кондинская, отражающие взаимодействие напряжений и деформаций, наведенных со стороны Печорской плиты, хребта Гаккеля и Ханты-Мансийского выступа. На Среднем и Южном Урале выделены Пермская, Туринская, Уйская, Каратауская и Уржум-Оренбургская зоны, разграничивающие новейшие структуры, формирующиеся под воздействием Камского и Уфимского выступов, а также коллизионных напряжений, действующих с юга. Эти зоны являются концентраторами напряжений и дислокаций, способными вызвать интенсивные эндогенные и экзогенные процессы.

Сейсмичность, характерная в основном для Среднего Урала, возможно, связана с активностью разнородных глубинных структур – верхнемантийного трога и Уфимского выступа. Над трогом отмечается аномальное увеличение мощности нижней коры, выклинивание среднекорового слоя и увеличение мощности верхнекорового [7], что ведет к

интенсивной расслоенности литосферы в условиях современных полей напряжений. Глубинная расслоенность усиливается в связи с долговременным (от палеозоя до современности включительно) боковым давлением с запада со стороны Уфимского выступа, заставившего отклониться все структуры Среднего Урала к востоку. Суперпозиция разнотипных по происхождению напряжений и деформаций с образованием разноранговых (разноглубинных) и разновозрастных Г*д*АЗ может являться одним из основных факторов сейсмичности в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зубков А.В*. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. N. 3. С. 3-18.
2. *Копп М.Л*. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
3. *Макарова Н.В., Суханова Т.В., Стафеев А.Н.* Отражение влияния различных источников тектонических напряжений на формирование новейшей структуры Среднего Зауралья // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы LIII Тектонич. совещ. М., ГЕОС. 2022. Т.1. С. 312-315.
4. *Макеев В.М., Пикулик Е.А., Никитин С.Н., Коробова И.В.* Современные геодинамические системы Урала в связи с сейсмичностью // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 3. С. 83–98.
5. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектоника. 2020. № 1. С. 41–61.
6. *Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С.* Геологическое строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала // Литосфера. 2013. № 1. С. 3.16.
7. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 123 с.
8. *Сим Л.А., Маринин А.В., Гордеев Н.А., Брянцева Г.В., Бондарь И.В.* Особенности неотектонических напряжений Северной Евразии и их взаимосвязь с глобальным тектогенезом. // Российская тектонофизика. К 100-летнему юбилею М.В. Гзовского. РИО КНЦ РАН Апатиты: 2019. С. 125-149.
9. *Суханова Т.В., Макарова Н.В., Пикулик Е.А., Макеев В.М.* Новейший Уральский ороген – тектоника и геодинамика / Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Мат-лы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. с. 551-554.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.361

КОНВЕКТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА ОСТЫВАЮЩЕГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Миндубаев Мансур Габдрахимович[1], Антипин Александр Николаевич[2]
[1]mansur_mg@mail.ru, [2]anantipin@rambler.ru
[1,2]ФГБУН Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Рассматриваются механизмы теплопереноса в четырехслойной среде. Нижний слой имеет фиксированную толщину с высокой теплопроводностью и низкой вязкостью. В верхних слоях имеющие различные коэффициенты вязкости и теплопроводности реализуется тепловая конвекция. Если вязкость постоянная во всех верхних слоях, то в результате имеем единую, охватывающую все три слоя структуру конвекции. При различных значениях вязкости в этих слоях, получается слоистая структура конвекции. Это позволяет рассматривать механизм тепломассопереноса без задания границ в каждом слое отдельно. Такой подход может быть полезен при моделировании тепловой эволюции Земли в период остывании магматического океана и формировании силикатной мантии.

CONVECTIVE MECHANISM OF HEAT AND MASS TRANSFER OF A COOLING MAGMATIC OCEAN

Mansur G. Mindubaev[1], Aleksandr N. Antipin[2]
[1]mansur_mg@mail.ru, [2]anantipin@rambler.ru
Institute of geophysics Ural Branch of Russian Academy of sciences, Ekaterinburg, Russia

Abstract. The mechanisms of heat transfer in a four-layer medium are considered. The bottom layer has a fixed thickness with high thermal conductivity and low viscosity. Thermal convection is realized in the upper layers having different coefficients of viscosity and thermal conductivity. If the viscosity is constant in all the upper layers, then as a result we have a single convection structure covering all three layers. At different viscosity values in these layers, a layered convection structure is obtained. This allows us to consider the mechanism of heat and mass transfer without defining boundaries in each layer separately. This approach can be useful in modeling the thermal evolution of the Earth during the cooling of the magmatic ocean and the formation of the silicate mantle.

Введение. На ранних этапах тепловой эволюции Земли в результате столкновения протопланеты с крупными объектами, размерами порядка Луны и Марса, высвобождаемая кинетическая энергия может приводить к формированию в её внешних областях, так называемого «океана магмы» [1]. В дальнейшем в процессе остывании Земли, в зависимости от наклона кривой ликвидуса и адиабаты возможны три различных сценария кристаллизации магматического океана: твердая мантия появляется на границе ядро-мантия и растет вверх; появляется на верхней поверхности и растет вниз; либо появляется на глубине средней мантии и растет в обоих направлениях. В настоящей работе качественно рассмотрен третий вариант. Средний конвективный слой соответствует формирующейся силикатной мантии, а крайние конвективные слои – магматическим океанам: ТМО (Top magmatic ocean) и ВМО (Basal magmatic ocean). Как правило, на этапах остывания магматического океана и формировании силикатной мантии рассматривается твердотельная мантийная конвекция, а в магматических океанах принят кондуктивный перенос тепла. Физические свойства магматических океанов в такой постановке, выступают как дополнительные граничные условия для твердотельной конвекции [2]. В настоящей работе рассматривается конвективный механизм тепломассопереноса, охватывающий всю формирующуюся мантию и в зависимости от различных значений вязкости возможно расслоение конвекции.

Качественно такой подход для двухслойной конвекции при бесконечном числе Прандтля описан в работе [3].

Математическая модель. Систему уравнений в области, где реализуется конвекция с различными значениями вязкости и теплопроводности можно представить в следующем виде [3]:

$$\frac{\partial \boldsymbol{v}}{\partial t} + (\boldsymbol{v}\cdot\nabla)\boldsymbol{v} = -\frac{1}{\rho_0}\nabla p + \frac{1}{\rho_0}\nabla\cdot[\eta\{(\nabla\boldsymbol{v}) + (\nabla\boldsymbol{v})^T\}] - \alpha_0 g_0 T'\boldsymbol{e}_z, \quad (1)$$

$$\frac{dT}{dt} + (\boldsymbol{v}\cdot\nabla)T = \frac{1}{\rho_0 c_p}\nabla\cdot(\lambda\nabla T), \quad (2)$$

$$\nabla\cdot\boldsymbol{v} = 0, \quad (3)$$

$$\rho = \rho_0(1-\alpha_0 T'), \quad (4)$$

где: $\boldsymbol{v}$ – скорость, t – время, ρ_0– плотность, p' – отклонение давления от отчетного $\bar{p}$, $\eta(z)$ – коэффициент динамической вязкости, зависящий только от глубины z, α_0– коэффициент теплового расширения, $\boldsymbol{g}$ – ускорение свободного падения, T' – отклонение температуры от отчётной $\bar{T}$, λ – коэффициент теплопроводности.

Приводя систему уравнений (1-4) к безразмерному виду принято: для длины – высота горизонтальных слоёв, где реализуется конвекция – h; времени – h^2/a; скорости – a/h, где $a = {}^{\lambda_0}/_{\rho_0 c_p}$ – коэффициент температуропроводности.

Все физические параметры с нижним индексом 0, соответствуют значениям в твердой силикатной мантии. Они приняты постоянными во всей конвективной области. Переменными являются значения коэффициента теплопроводности λ, связанной с ним коэффициенты температуропроводности a и динамической вязкости η.

Вертикальную и горизонтальную компоненты скорости представляем через функцию тока ψ:

$$v_z = \frac{\partial\psi}{\partial x}, \qquad v_x = -\frac{\partial\psi}{\partial z}$$

Система уравнений конвекции (1-4) приводится к безразмерному виду с безразмерными числами Прандтля Pr и Рэлея Ra:

$$Pr = \frac{\eta_0}{\rho_0 a} \qquad Ra = \frac{\rho_0\alpha_0 g_0 \Delta T h^3}{a\eta_0}.$$

Полагая число Прандтля бесконечным, уравнения (1) и (2) в переменных (ψ, T) можно привести к следующему виду [4]:

$$0 = \frac{\partial^4\psi}{\partial x^4} + \frac{2\partial^4\psi}{\partial x^2\partial z^2} + \frac{\partial^4\psi}{\partial z^4} - Ra\frac{\partial T}{\partial x} - 2\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}\frac{\partial^2\xi}{\partial z^2}, \quad (5)$$

$$\frac{dT}{dt} + J(\psi, T) = \nabla\cdot(b\nabla T) \quad (6)$$

где: J – якобиан, $\xi = {}^{\eta}/_{\eta_0}$ и $b = {}^{a}/_{a_0}$ – соответственно безразмерные значения вязкости и температуропроводности. Распределение слоёв в нашей модели и граничные условия для температуры T представлены на рисунке 1.

© ИГФ УрО РАН, 2025

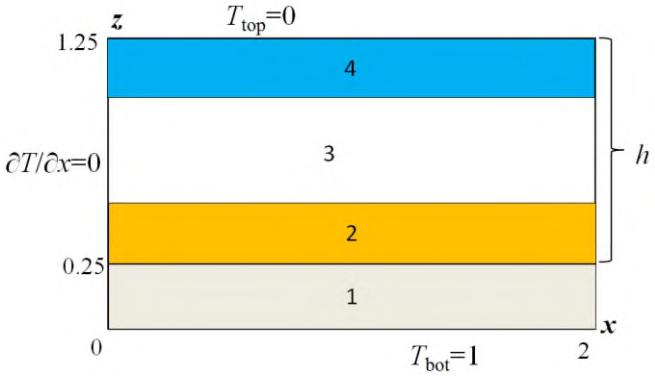


Рис.1. Схема распределения слоев с различными значениями вязкости и температуропроводности.

Нижний слой 1 в нашей модели качественно соответствует устойчиво стратифицированному ядру с низкой вязкостью и высокой теплопроводностью. В нем отсутствует конвекция и решается только уравнение теплопроводности (без конвективного члена). Для других слоев соответственно: 2 – ВМО; 4 – ТМО; 3 – силикатная мантия.

На горизонтальных границах расчетной области для температуры T заданы следующие условия: T_{bot}=1 на z=0; T_{top}=0 на z=1,25. На вертикальных границах принимается отсутствие теплового потока $\partial T/\partial x$=0. Значения функции тока ψна всех границах приняты равными нулю ψ=0.

Вязкость ξ и температуропроводность a задаются постоянными значениями в каждом слое за исключением граничных областей аппроксимирующимися функцией Хевисайда [5]. Система уравнений (3-6) решалась методом конечных разностей на равномерной пространственной сетке с шагом 1/200. Для численного решения уравнения (5) использовался итерационный метод Зейделя с последовательной верхней релаксацией.

Результаты и обсуждение. Система уравнений конвекции решалась при различных значениях числа Рэлея Ra, коэффициентов вязкости ξ и температуропроводности b. Основные расчеты проводились при следующих параметрах высоты слоев: два нижних и верхний имеют равные значения h_1= h_2= h_4=0,25 h, а для слоя с конвекцией в мантии принято h_3=0,5h.

Для примера на рисунке 2 представлены результаты расчетов поставленной задачи для числа Рэлея Ra=5·10^4. Если $\xi_2 = \xi_3 = \xi_4$, имеем однослойную конвекцию (*а*). Если $\xi_2 \neq \xi_3 = \xi_4$ (б) $\xi_2 = \xi_3 \neq \xi_4$ (*в*) – двухслойная конвекция; $\xi_2 \neq \xi_3$, $\xi_3 \neq \xi_4$ – трехслойная конвекция (*г*).

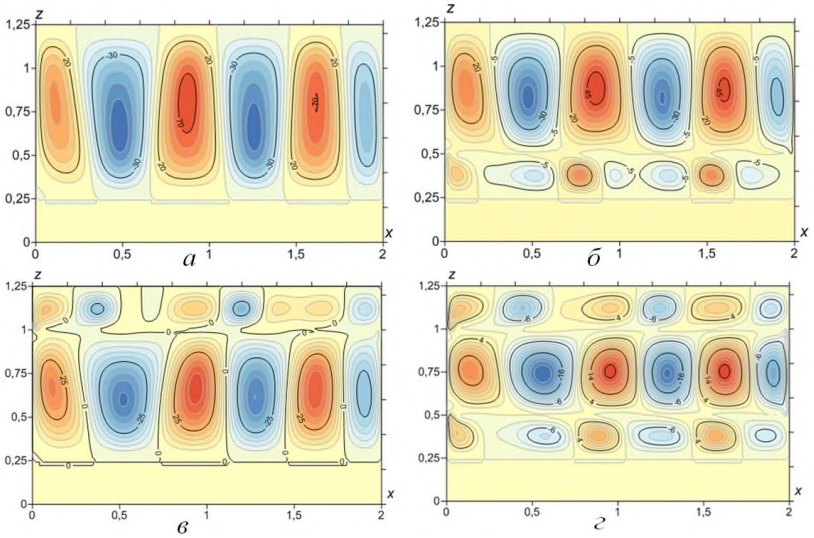


Рис.2. Распределение вертикальной компоненты скорости v_z. Для вязкости приняты (г) следующие значения: $\xi_3 = \xi_0 = 1, \xi_2 = \xi_4 = 0.1\xi_3, \xi_1 = 0.01\xi_3$. Для температуропроводности принято: $a_3 = a_0 = 1, a_2 = a_4 = 2a_3, \xi_1 = 50\xi a_3$.

Более сложный характер течений получен при более высоких значениях числа Рэлея *Ra*. Если при *Ra*=5·10^4 и $\xi_2 = \xi_4 = 0.1\xi_3$ (рисунок 2*в*) восходящие (нисходящие) потоки в мантии качественно соответствуют и восходящим (нисходящим) потокам и в магматических океанах, то для *Ra*=10^5 при тех же соотношениях для вязкости картина качественно меняется (рисунок 3*а*). Также стоит отметить, что наиболее интенсивные течения при выбранных параметрах осуществляются в мантии. Подобный характер течений (рисунок 2*в*) сохраняется при *Ra*=10^5, но при меньших контрастах вязкости $\xi_2 = \xi_4 = 0.25\xi_3$ (рисунок 3*б*). Иная картина течений получена для *Ra*=2·10^5 (рисунок 3*в*). Более интенсивные течения уже реализуются преимущественно в магматических океанах. Для примера на рисунке 3*г* получены течения при *Ra*=2·10^5, но в отсутствии конвекции в магматических океанах. В этом случае также получен упорядоченный характер течений в мантии, но менее интенсивный.

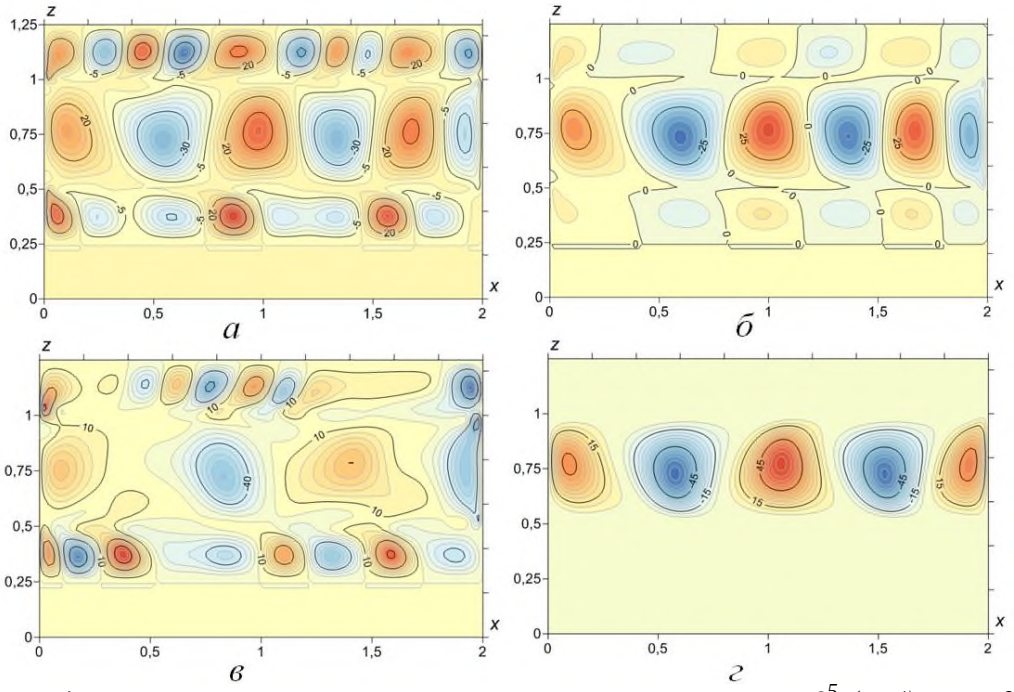


Рис. 3. Распределение вертикальной компоненты скорости v_z. Ra=10^5 (а, б); Ra=2·10^5 (в, г). $\xi_2 = \xi_4 = 0.1\xi_3$ (а, в, г), $\xi_2 = \xi_4 = 0.25\xi_3$ (б)

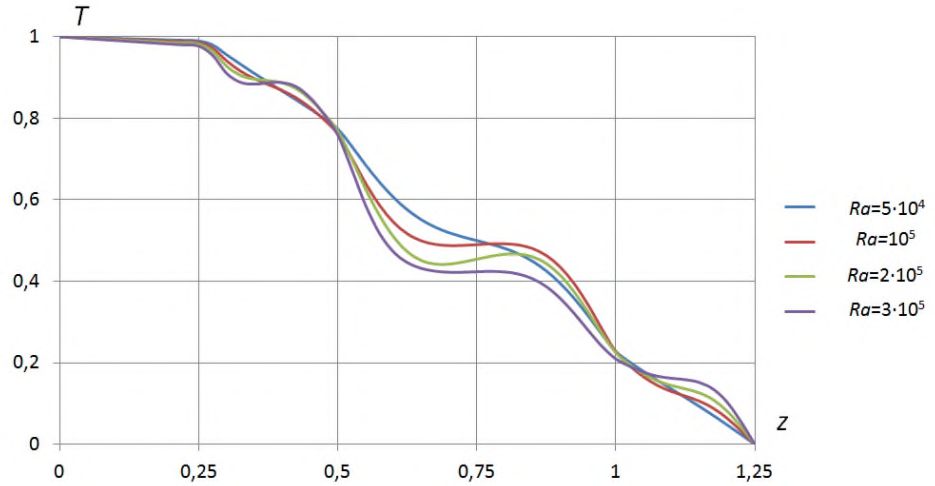


Рис. 4. Усреднённое распределение температуры T(z) при различных числах Рэлея Ra.

В нижнем слое (рисунок 4) из-за высокой теплопроводности температура изменяется линейно и незначительно. С увеличением числа Рэлея *Ra* и меняется и характер распределения температуры. Она становится более интенсивной в граничных слоях. Это подтверждается и результатами оценки числа *Nu* (таблица 1).

Таблица 1. Число Нуссельта на верхней границе z=1,25 Nu(4) и на z=1 Nu(3-4).

Ra	ξ_2, ξ_4	Nu(4)	Nu(3-4)
$5 \cdot 10^4$	0,1	1,205	2,1
10^5	0,25	1,395	2,4
10^5	0,1	1,6667	3,0
$2 \cdot 10^5$	0,1	2,155	2,36
$3 \cdot 10^5$	0,1	2,78	1,55

Выводы. Получены численные результаты тепловой конвекции для четырёхслойной среды в декартовых координатах с различными значениями вязкости и температуропроводности. Скачкообразное изменение вязкости приводит к расслоению конвекции. Это позволяет рассматривать конвекцию в каждом слое не отдельно (с заданием граничных условий), а как единый механизм. Подобный характер тепломассопереноса может быть реализован на ранних этапах эволюции Земли, при интенсивном остывании магматического океана и формировании силикатной мантии. В настоящей работе сделан ряд допущений. Например, в уравнении теплопроводности (2) не были учтены дополнительные источники тепла, такие как энергия распада от долгоживущих радиоактивных элементов и выделение скрытого тепла при кристаллизации мантии. Кроме этого ряд физических параметров принят не зависящим от давления и температуры. В будущем предполагается решение подобной задачи для более реалистичных значений числа Рэлея и в сферической геометрии. Необходимо также учитывать и эволюционное изменение параметров слоев при их остывании. Некоторые результаты подобной задачи представлены нами в работе [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Solomatov V. S.* Fluid dynamics of a terrestrial magma ocean // Origin of the Earth and Moon. 2000. Vol. 1. P. 323-338.
2. *Labrosse S, Morison A, Tackley PJ.* Solid-state mantle convection coupled with a crystallising basal magma ocean // Comptes Rendus. Géoscience. 2024; 356(S1), P.5-21.
3. *Yoshida M, Hamano Y.* Numerical studies on the dynamics of two-layer Rayleigh-Bénard convection with an infinite Prandtl number and large viscosity contrasts // Physics of Fluids. 2016. Nov 1; 28(11).
4. *Steinbach, V. and Yuen, D.A.* Effects of depth-dependent properties on the thermal anomalies produced in flush instabilities from phase transitions // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1994, 86(1-3), P.165-183.
5. *Любимов Д.В., Любимова Т.П., Иванцов А.О., Черепанова А.А.* Использование метода сквозного счёта для моделирования динамики систем с поверхностями раздела // Вычислительная механика сплошных сред. 2008. Т.1. № 2. С. 53-62.
6. *Миндубаев М.*Г., Антипин А.Н. Процессы остывания термически стратифицированного ядра Земли в период её формирования // Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Двенадцатые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича: Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. 18–22 сентября 2023 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2023. С. 95–99.

УДК 510.311

НОВЫЙ МЕТОД ВЕРОЯТНОСТНОЙ ЛОКАЦИИ РАННЕИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА ИХ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

[1]Морозов Алексей Николаевич, [2]Асминг Владимир Эрнестович
[1]morozovalexey@yandex.ru; [2]asmingve@mail.ru
[1]ИФЗ РАН, г. Москва, Россия
[2]КоФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Апатиты, Россия

Аннотация. Авторами в данной статье предложена методика вероятностной оценки локации раннеинструментальных землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных. Методика реализована в программе ProLom (Probabilicstic Locator by Macroseismics).

NEW METHOD OF PROBABILISTIC LOCATION OF EARLY INSTRUMENTAL EARTHQUAKES BASED ON JOINT ANALYSIS OF THEIR MACROSEISMIC AND INSTRUMENTAL DATA

[1]Alexey Morozov, [2]Vladimir Asming
[1]morozovalexey@yandex.ru; [2]asmingve@mail.ru
[1] Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Kola Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

Abstract. The authors of this article propose a method for probabilistic assessment of the location of such earthquakes based on a joint analysis of their macroseismic and instrumental data. The technique was implemented in the ProLom program (Probabilics Locator by Macroseismics).

Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой – не обладали долгое время плотной сетью сейсмических станций из-за малонаселённости, труднодоступности и невысокого уровня их экономического развития. Для таких территорий характерны землетрясения, по которым имеются небольшое количество макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения. Авторами предложен метод вероятностной оценки локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных [1].

Для решения задачи локации землетрясений совместно по макросейсмическим и инструментальным данным был использован подход, основанный на применении так называемого наивного Байесовского классификатора. Напомним вкратце идею классификатора. Теорема Байеса выражается следующим соотношением:

$$P(C|F_1, \dots F_n) = \frac{P(C)P(F_1,\dots F_n|C)}{P(F_1,\dots,F_n)} \quad (1)$$

В нашем случае C – событие, заключающееся в том, что землетрясение произошло в некоторой области (F_1, …, F_n) проявления этого события, как макросейсмические (наблюдались сотрясения некоторой интенсивности в тех или иных пунктах), так и инструментальные (приходы сейсмических волн на станции). Предположение наивности – это предположения о том, что (F_1, …, F_n) – независимы. Априорные вероятности вариантов события C заранее неизвестны, положим их одинаковыми. С учетом этого (1) можно переписать в виде:

$$P(C|F_1, \dots F_n) \sim \prod_i P(F_i|C) \quad (2)$$

© ИГФ УрО РАН, 2025

Здесь $P(F_i|C)$ имеет смысл вероятности проявления F_i при условии, что произошло событие C, т.е., что землетрясение произошло в тестируемой области. Далее мы предполагаем, что гипоцентр события магнитуды M (магнитуду и глубину фиксируем) с вероятностью 1 располагался в некоторой области на поверхности Земли. Разобьем эту область на маленькие элементы c_j и будем с помощью (2) оценивать вероятности $P(c_j|F_1,\ldots,F_n)$, т.е. вероятности того, что событие произошло в данной ячейке при условии, что имели место его проявления F_i. Для нормировки воспользуемся тем, что вероятность того, что землетрясение произошло в большой области, равна 1, т.е.

$$\sum_j P\left(c_j \middle| F_1, \ldots, F_n\right) = 1 \quad (3)$$

Чтобы воспользоваться (2) нужно оценивать $P(F_i|c_j)$. Рассмотрим эти оценки для макросейсмических и инструментальных данных.

Макросейсмические данные

Проявление F_i – информация о том, что в некоторой точке с координатами (φ_i, λ_i) событие ощущалось в диапазоне интенсивностей (по шкале МСК-64) от I_{i0} до I_{i1}. Существуют известные формулы, связывающие магнитуду землетрясения и расстояние от эпицентра до точки наблюдения с интенсивностью, например, формула Блэйка – Шебалина (в программе ProLom может использоваться любая зависимость). В общем виде ее можно записать как:

$$I_{\text{истинная}} = I(M, R)$$

где R – расстояние до гипоцентра землетрясения в *км*, определяемое через расстояние до эпицентра r и глубину очага h, как $\sqrt{r^2 + h^2}$.

Назовем интенсивность, рассчитанную по этой формуле «истинной» (разумеется, она истинна только в том случае, если в данной точке действительно произошло событие данной магнитуды). Таким образом, оценка $P(F_i|c_j)$ сводится к оценке вероятности $P([I_{i0}, I_{i1}]|I_{\text{истинная,j}})$, т.е., оценке вероятности того, что свидетель, находившийся в точке i, зафиксировал интенсивности из диапазона $[I_{i0}, I_{i1}]$ при условии, что в реальности имела место интенсивность $I_{\text{истинная,j}}$.

Для этого введем эмпирическую функцию плотности вероятности того, что наблюдатель зафиксировал интенсивность $I_{\text{набл}}$ при условии того, что на самом деле имела место интенсивность $I_{\text{истинная}}$ - $\rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$. Эта функция вводится интерпретатором из некоторых рациональных соображений и задается в табличном виде (Табл. 1). Таким образом, с точностью до нормировки, мы имеем следующее выражение:

$$P\left(F_i \middle| c_j\right) = P\left([I_{i0}, I_{i1}] \middle| I_{\text{истинная},j}\right) \sim \max_{I_{\text{набл}} \in [I_{i0}, I_{i1}]} \rho\left(I_{\text{набл}} \middle| I_{\text{истинная},j}\right) \quad (4)$$

Таблица 1

Пример задания эмпирической функции $\rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$.

Истинный балл МСК-64 ($I_{\text{истинная}}$)	Наблюденные баллы МСК-64 ($I_{\text{набл}}$)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0.5	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0.5	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0

6	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0
7	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5	0.25
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	1

Примечание: в таблице для значений истинной интенсивности приведены значения, пропорциональные вероятностям того, что наблюдатель оповестит о событии с данной наблюденной интенсивностью. При использовании в программе ProLom данные значения нормируются.

Инструментальные данные

Инструментальные данные, которые предполагается использовать в данном подходе, это замеры времён приходов сейсмических волн на станции, сделанные по аналоговым сейсмограммам, полученным в конце XIX и в начале XX века. У таких сейсмограмм есть специфические особенности: а) неточная привязка ко времени; б) невозможность достоверно определить тип пришедшей волны. Это определило то, что в данном подходе совместно используются только времена приходов, взятые для одной и той же станции, и то, что вместо однозначного задания типа фазы используются вероятностные оценки, задаваемые пользователем.

Пусть для некоторой сейсмостанции задано N фаз с временами t_i и вероятностями типов фаз P_{ik}, где i – индекс фазы, а k – индекс типа фазы от 1 до 4 (P-волна, S-волна, Lg-волна, ложное вступление). Назовем совместимой парой две фазы i_1 и i_2, которым приписаны типы волны k_1 и k_2, такую, что:

$$T_{0,k2} - T_{1,k1} < t_{i_1} - t_{i_2} < T_{1,k2} - T_{0,k1} \quad (5)$$

где $T_{0,k}$ – минимальное, а $T_{1,k}$ - максимальное время пробега волны типа k от источника до станции с учетом возможных ошибок взятия вступлений и скоростной модели. Также совместимыми будут считаться те пары, у которых одной из фаз приписан тип «ложное вступление». Окончательной оценкой реализации варианта с данными замерами для данной точки и для данной станции, которая и используется в качестве сомножителя в (2), будет:

$$\sum_{\text{по совместимым парам}} P_{i_1,k_1} \cdot P_{i_2,k_2} \quad (6)$$

Описанный метод был реализован в программе ProLom (Probabilicstic Locator by Macroseismics) [2]. Программа позволяет пользователю задавать макросейсмическую информацию (ощущавшиеся интенсивности по шкале МСК-64 в определенных пунктах), добавлять к ней инструментальную информацию (замеры времен приходов сейсмических волн на станции) и получать вероятностную оценку локации сейсмических событий (рис. 1).

© ИГФ УрО РАН, 2025

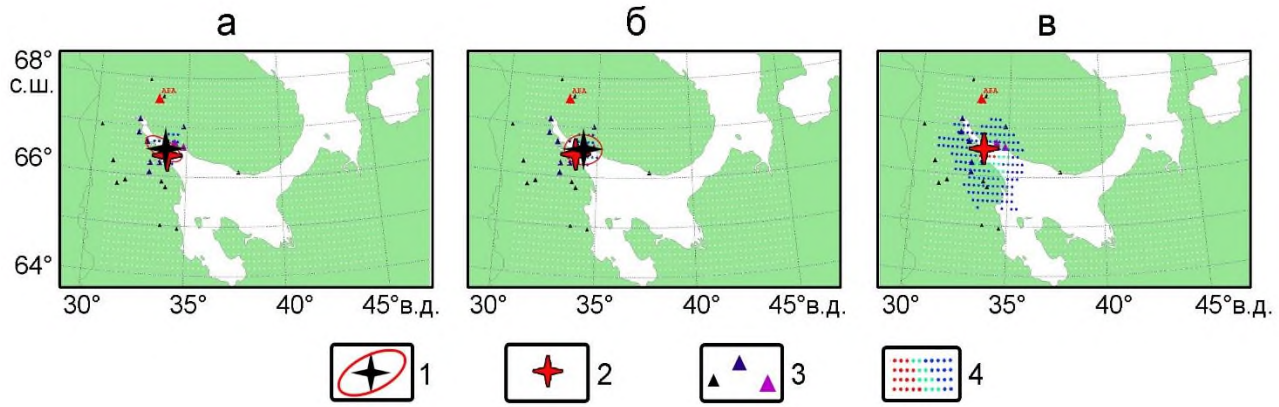


Рис. 1. Результат расчета программы ProLom на основе бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных для землетрясения 20.05.1967 г. в Белом море: а – решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; б – решение только на основе макросейсмических данных; в – область, вычисленная на основе инструментальных данных, в которой должен располагаться эпицентр; 1 – вычисленный эпицентр землетрясения с эллипсом ошибок; 2 – эпицентр землетрясения по данным ISC (табл. 2); 3 – географические пункты, для которых имеются значения интенсивности I; 4 – ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного)

Таким образом, предложен дополнительный инструмент вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений, который позволяет использовать все доступные, и порой скудные для удалённых и малоразвитых территорий, данные по макросейсмическим проявлениям и временам вступлений на сейсмических станциях. Данный инструмент в дальнейшем будет применяться при анализе землетрясений на севере Восточно-Европейской платформы и при необходимости совершенствоваться.

Исследование выполнено в рамках государственного задания *ИФЗ РАН и ФИЦ ЕГС РАН (№ 075-00604-25) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Морозов А.Н., Асминг В.Э., Ваганова Н.В., Евтюгина З.А.* Вероятностная локация раннеинструментальных землетрясений на основе макросейсмических и инструментальных данных // Физика Земли. – 2024. – № 1. – С. 175-185.
2. *Асминг В.Э., Морозов А.Н., Федоров А.В., Ваганова Н.В.* Программа ProLom для вероятностной локации землетрясений по макросейсмическим и инст-рументальным данным // Сейсмические приборы. 2024. Т. 60, № 2. С.5–22. https://doi.org/ 10.21455/si2024.2-1

УДК 550.361

ТЕРМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ (ЗОНА БАМ)

Никитин Дмитрий Сергеевич[1], Прикащикова Елена Львовна[2], Хуторской Михаил Давыдович[3]
[1]ndsnomination@mail.ru; [2]sv110-5@yandex.ru; [3]mdkh1@yandex.ru
Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация Проведены исследования геотермического поля в зоне строительства Второго Северо-Муйского тоннеля (СМТ-2) (трасса Байкало-Амурской магистрали) с целью изучения геотермических характеристик (температура, теплопроводность, радиогенная теплогенерация) горных пород СМТ-2 в условиях структурно-теплофизических и гидродинамических неоднородностей в надтоннельном пространстве, а также расчет глубинных температур с помощью численного моделирования. Примененные методы исследования - это повторные измерения температуры в скважинах надтоннельного пространства, определение теплопроводности керна скважин методом оптического сканирования, измерения концентрации долгоживущих радиоизотопов в горных породах, расчет радиогенной теплогенерации и редуцированного теплового потока, двухмерное численное моделирование теплопроводности. В результате работ обнаружена область аномально высокого теплового потока на восточном фланге тоннеля, обусловленная гидродинамикой термальных вод ниже забоя скважин. Установлена глубина и направление фильтрации подземных вод во многих скважинах. Рассчитанный редуцированный тепловой поток выше верхнекорового радиогенного, что может свидетельствовать о современной тектонической активности региона. Предложена температурная модель Муйского хребта и отмечена зона многолетнемерзлых пород на абсолютных высотах более 1100 м. Полученные результаты моделирования позволили доказать, что слои с отрицательной температурой встречаются только выше 1100 м абсолютных высот рельефа. Вдоль всей проектной линии строительства тоннеля отрицательные значения температуры не наблюдаются.

THERMAL MONITORING OF THE NORTH-MUISKI TUNNEL (BAM zone)

Nikitin D.S.[1], Prikachshikova E.L.[2], Khutorskoy M.D.[3]
[1]ndsnomination@mail.ru; [2]sv110-5@yandex.ru; [3]mdkh1@yandex.ru
RAS Geological Institute, Moscow, Russia

Abstract. The geothermal field in the construction zone of the Second North-Muiski Tunnel (SMT-2) (Baikal-Amur Mainline route) was studied to examine the geothermal characteristics (temperature, thermal conductivity, radiogenic heat generation) of SMT-2 rocks under conditions of structural, thermophysical and hydrodynamic heterogeneities in the above-tunnel space, as well as to calculate deep temperatures using numerical modeling. The applied research methods are repeated temperature measurements in boreholes in the above-tunnel space, determination of the thermal conductivity of borehole cores using optical scanning, measurements of the concentration of long-lived radioisotopes in rocks, calculation of radiogenic heat generation and reduced heat flow, and two-dimensional numerical modeling of thermal conductivity. As a result of the work, an area of abnormally high heat flow was discovered on the eastern flank of the tunnel, caused by the hydrodynamics of thermal waters below the bottom of the boreholes. The depth and direction of groundwater filtration in many wells have been established. The calculated reduced heat flow is higher than the upper crustal radiogenic heat flow, which may indicate modern tectonic activity in the region. A temperature model of the Muiski Ridge has been proposed and a zone of permafrost rocks at absolute heights of more than 1,100 m has been noted. The obtained modeling results have made it possible to prove that layers with negative temperatures are found only above 1,100 m of

absolute relief heights. Negative temperature values are not observed along the entire projected line of tunnel construction.

Измерения температуры и других геотермических параметров (коэффициента теплопроводности пород, плотности теплового потока, радиогенной теплогенерации) проводились в зоне строительства Второго Северо-Муйского тоннеля (СМТ-2) в комплексе инженерно-геологических изысканий для предупреждения возможных негативных влияний горно-геологических проявлений, которые повсеместно наблюдались при сооружении Первого Северо-Муйского тоннеля (СМТ-1), что, как известно, привело к неоправданной затяжке самого строительства и значительному удорожанию его стоимости.

Учитывая негативные моменты при тоннельном строительстве на БАМе, было принято решение об увеличении объема геолого-геофизических работ, предваряющих начало активной проходки горного массива СМТ-2. Геотермические исследования являются неотъемлемой частью этого комплекса, так как дают основную информацию о температуре и динамике подземной гидросферы, а также о состоянии и возможной деградации многолетнемерзлой зоны в тоннельном массиве пород.

Нами проведен комплекс геотермических исследований в зоне проектирования СМТ-2, включавших температурное зондирование 67 скважин глубиной до 770 м, измерения теплопроводности 13 тыс. образцов керна, измерения радиогенной теплогенерации 95 проб из кернового материала, а также расчет глубинных температур и теплового потока с помощью численного моделирования.

Высокоточные измерения температуры в скважинах осуществлялись с помощью прецизионного скважинного термометра ПТС-1 (НТП «ПАЛС» (г. Самара)). Эта аппаратура предназначена для работы в совокупности с каротажным подъемником. Абсолютная погрешность измерения − ±0,02°С. Еще одним средством измерения являлась термометрическая коса серии ТКхх, которая представляет собой цепочку или связку датчиков температуры, соединенных общим кабелем в гирлянду, оснащенную разъемом для подсоединения портативного контроллера. Абсолютная погрешность измерения − ±0,05°С.

Коэффициенты теплопроводности определены по образцам керна, извлеченного из скважин, методом оптического сканирования на сертифицированной установке ТС-20. Установка ТС-20, разработанная и сконструированная в лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН, способна обнаруживать неоднородности теплопроводности и температуропроводности с разрешением 0,5 мм при скорости сканирования образца 1 мм/с [3].

На рис. 1 представлены результаты измерения теплопроводности кернов из отдельных скважин. Все измеренные образцы относились к группе гранитов и различались только размерами зерен кварца – от мелко- до крупнозернистых включений. Ими были обусловлены различия в значениях теплопроводности. Однако можно констатировать, что наблюдается относительно узкий диапазон изменений полученных значений теплопроводности. Максимальное количество измерений приходится на интервал значений 2,8–3,0 Вт/(м·К). Единичные образцы имели теплопроводность более 4,0 и менее 2,0 Вт/(м·К). В первом случае это объясняется присутствием в гранитах зерен рудных минералов, а во втором – щебенчатой дресвяной структурой основного матрикса.

Измерения температуры проводились в невыстоявшихся скважинах, в которых температура менялась в процессе постепенного ослабления влияния техногенного фактора, связанного с воздействием бурового оборудования. Интервал зондирования на первом этапе работ располагался в пределах гелиотермозоны, т.е. в поверхностных слоях земной коры, на которые воздействует солнечная инсоляция. Поэтому наблюдались заметные вариации температуры в скважинах, обусловленные экзогенными факторами. Учитывая эти особенности геотермических измерений, мы проводили повторные регистрации температуры в стволе скважин, которые показывают эволюцию температурного режима и тенденцию его приближения к равновесному (стационарному) состоянию.

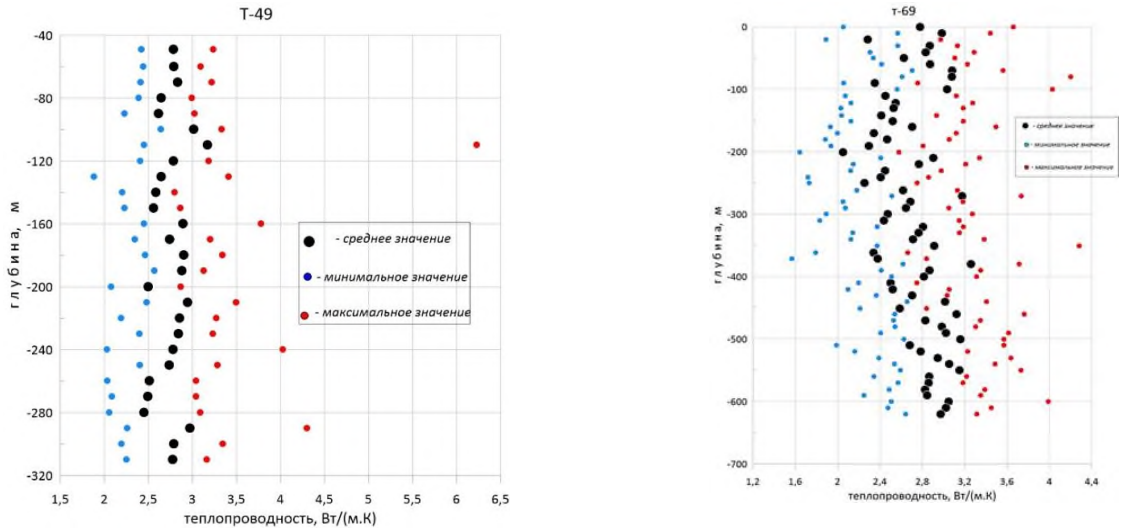


Рис. 1. Измерения теплопроводности в скважинах Т-49 и Т-69

Тестовый расчет времени выстойки по методике Г.А. Череменского [6] был проведен для скважины СТ3-1, заложенной на высоте хребта 954 м. Она бурилась три дня – с 20 по 22 августа 2024 г (172800 с.), радиус ствола – 48 мм, $a = 5 \cdot 10^{-7}$ *м*^{2}*/с,* $\Delta T_0 = 0{,}3$*°С.* При этих параметрах выяснилось, что равновесное состояние данной скважины с точностью ±0,05°С наступит через 537062 с, или через 6,2 суток. Таким образом, в данном случае время выстойки температурного режима примерно в два раза больше, чем продолжительность бурения.

Аномально высокие температуры отмечены в скв. Т-115 (рис.2), находящейся на восточном фланге СМТ-2 (абс. высота устья – 807 м). Здесь на глубине 102 м зарегистрирована температура +27,2°С. Это самое высокое значение, обнаруженное в скважинах на трассе тоннеля. Расчет геотермического градиента дает значение G=197 мК/м. Средняя величина теплопроводности гранитов из этой скважины равна 2,85 Вт/(м·К). Таким образом, плотность ТП составит 561 мВт/м^2, что на порядок больше ранее измеренных значений ТП в Муйском хребте [4].

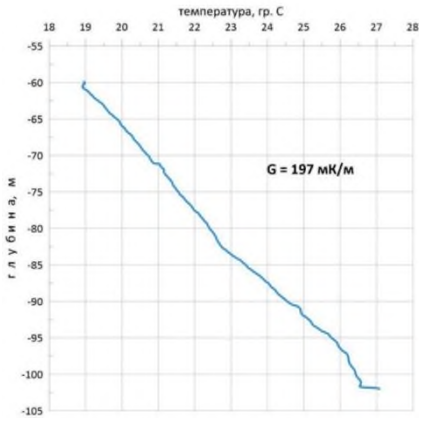


Рис. 2. Термограмма скв. Т-115.

Аномально высокие геотермические градиенты отмечаются также в других скважинах восточного фланга СМТ-2. В скв. Т-111 (абс. высота 886 м) отмечен градиент 334, а в скв. Т-121 (абс. высота 800 м) – 600 мК/м.

Анализ структуры теплового потока проведен для района СМТ-2 на основе определения содержания долгоживущих изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K в кернах скважин. Величина радиогенной теплогенерации определена для группы скважин на западном фланге СМТ-2, где абсолютные высоты устьев составляют 940 – 950 м, а также в вершинной части Муйского хребта (скв. Т-69, высота устья – 1240 м).

При построении модели радиотеплогенерации для каждого геотермического объекта, т.е. скважины, в которой определяли тепловой поток, рассчитывалась величина радиогенной (коровой) теплогенерации A_0 по формуле:

$$A_0(\text{мкВт/м}^3) = 0{,}132\cdot\rho\cdot(0{,}718U + 0{,}193Th + 0{,}262K),$$

где U, Th – концентрации урана и тория в г/т (ppm); K – вес.%, ρ – плотность породы, г/см^3. Эти данные были получены по отобранным в кернохранилище образцам керна.

Для древних платформ наиболее обоснована экспоненциальная модель уменьшения поверхностной теплогенерации с глубиной [7, 9]. Мы применили ее для аппроксимации результатов определения A_0 в скважинах западного фланга СМТ-2 (пунктир на рис. 3). Среднеарифметическое значение теплогенерации на минимальной глубине отбора проб (40 м) определено как A_0 = 2,2 мкВт/м^3(см. рис.3). Экстраполируя экспоненту в глубину методом «скользящего среднего» [1], определим, что на уровне «D» (мощность зоны активной коровой теплогенерации) теплогенерация должна быть 0,84 мкВт/м^3 (2,3 : 2,71). Это достигается на глубине 7 км.

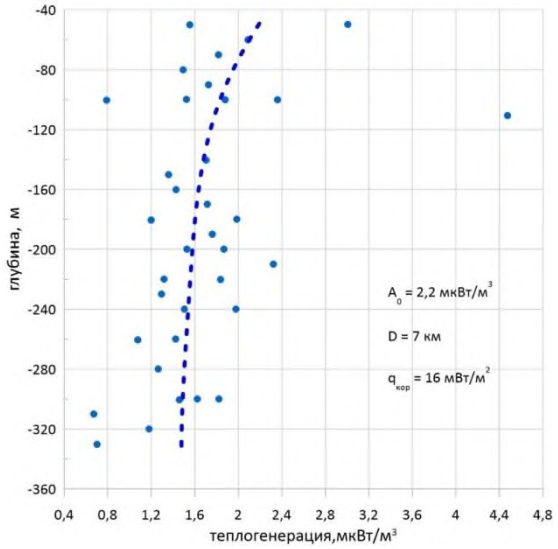


Рис. 3. Радиогенная теплогенерация в скважинах западного фланга СМТ-2

В скважине Т-69 A_0 = 2,4 мкВт/м^3, т.е. выше, чем в скважинах на меньших абсолютных отметках. Именно фактором рельефа объясняется это различие. Тем не менее, параметр D для этой скважины тот же – 7 км.

Коровый радиогенный тепловой поток $q_{кор}$ для экспоненциальной модели теплогенерации определяется интегралом [8]:

$$q_{кор.} = \int_{z_1}^{z_2} A_0 \cdot \exp(-z/D)dz$$

где z_1 и z_2 – пределы интегрирования. Применяя эту формулу для всей земной коры, принимаем $z_1 = 0$, $z_2 = M$ – мощность земной коры (40 км); ось z направлена вниз. Интеграл легко вычисляется, в результате чего получается формула:

$$q_{кор} = D\cdot A_0 \cdot[1-\exp(-M/D)].$$

Величина фонового теплового потока для Забайкальского блока Сибирской платформы по данным 69 определений оценивается величиной 52 мВт/м^2 [2]. Структура теплового потока после подстановки всех параметров определяется как, соответственно, 16 и 17 мВт/м^2 – коровый и 52-16=36 и 52-17 = 35 мВт/м^2 – редуцированный тепловой поток.

Превышение редуцированного теплового потока над коровым косвенно свидетельствует о тектонической активизации ниже слоя АРТГ, которая проявляется в районе строительства СМТ-2. С этим, по-видимому, связано появление гидродинамических аномалий на флангах хребта.

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе TERMGRAF, созданной нами [5], предусматривается сетка 41x41 узел (т.е. решается двумерная задача).

На рис. 4 приведена расчетная 2D-модель температур вдоль простирания тоннеля. Мы констатируем, что вдоль линии тоннеля, находящегося на абсолютной высоте 650 м, не встречены отрицательные температуры. Они появляются при абсолютных высотах более 1100 м и достигают экстремальных значений до -1°С.

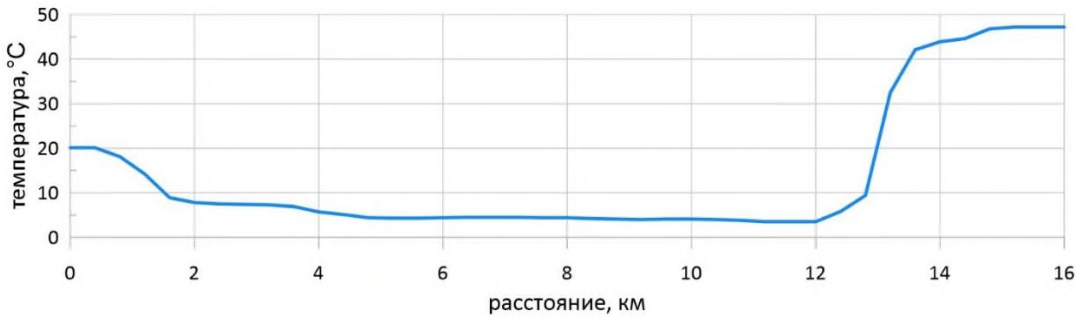


Рис. 4. Распределение температуры вдоль линии тоннеля

Работа проделана при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 23-17-00019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Грешилов А.А., Стакун В.А., Стакун А.А.* Математические методы построения прогнозов. М.: Радио и связь, 2007. 112 с.
2. *Дучков А.Д., Соколова Л.С., Балобаев В.Т., Девяткин В.Н., Кононов В.И., Лысак С.В.* Тепловой поток и геотермпературное поле Сибири //Геология и геофизика. 1997. Вып. 11. Т.38. С. 1716-1729.
3. *Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Никитин А.С.* Бесконтактные измерения теплофизических свойств горных пород на установке ТС14 //Процессы в геосредах. №3 (7). 2016. С. 246–-254.
4. Тепловое поле Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
5. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса.: Изд-во РУДН. 1996. 238 с.
6. *Черемeнский Г.А.* Геотермия. Л.: Недра, 1972. 248 с.
7. *Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G.* Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol.52. P. 328–-344.
8. *Khutorskoi M.D., Polyak B.G.* Role of radiogenic heat generation in surface heat flow formation // Geotectonics, 2016, Vol. 50, No. 2, pp. 179–195.
9. *Morgan P., Sass J.H.* Thermal regime of the continental lithosphere // J. Geodynamics. 1984. Vol. 1. P. 143–166.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.34

ПОСТРОЕНИЕ И ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМАЛИЗОВАННЫХ МОДЕЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПО МИРОВЫМ КАТАЛОГАМ

Овчаренко Аркадий Васильевич
Ark-Ovcharenko@yandex.ru
Институт Геофизики Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Описан способ моделирования сейсмического каталога на основе множественных аппроксимаций пятимерными гиперплоскостями. При этом дискретным точкам сейсмических событий соответствуют точки пересечения пятерок гиперплоскостей. Дается алгоритм построения множества таких гиперплоскостей. Модель является прогнозирующей.

CONSTRUCTION AND STUDY OF FORMALIZED MODELS OF SEISMIC PROCESS ACCORDING TO WORLD CATALOGS

Arkadiy Ovcharenko
Ark-Ovcharenko@yandex.ru
Institute of geophysics Ural Branch of Russian Academy of sciences, Ekaterinburg, Russia

Abstract. Described is a method of modelling a seismic catalogue based on multiple approximations with five-dimensional hyperplanes. Points of intersection of five hyperplanes correspond to discrete points of seismic events. An algorithm for constructing a set of such hyperplanes is given. The model is predictive.

Сейсмический процесс, понимаемый как последовательность сейсмических событий, является дискретным. Поэтому модель сейсмического процесса должна обладать набором специфических особенностей. Основными характеристиками сейсмического процесса являются пространственные координаты очагов событий, время событий, магнитуда, а также параметры механизмов очагов. Последний параметр определяется специальными методиками, поэтому включается только в специализированные каталоги и нами в данной работе не используется. Сейсмические события представляют особые дискретные точки непрерывного в пространстве и времени деформационного поля, протекающего в земной среде. Выявление полного множества таких особых точек является одним из способов описания сейсмического процесса. Такой принцип используется в работах [5-7]. Энергетическая характеристика сейсмических событий при этом может быть оценена по эмпирическим связям инвариант деформационного динамического тензора с магнитудами событий. Было выяснено, что относительно устойчивые такие связи можно построить лишь для наиболее сильных событий M>7. Другим подходом к описанию сейсмического процесса является построение эвристических статистических алгоритмов [13,18], основанных на различных принципах, в том числе на моделях упорядочения и разрушения сложно построенной блоковой среды [1-2,8,16-17,24,26], а также по анализу комплексных предвестников [1-4,8-12,14,20-23,26]. Можно построить некоторые формальные модели с множественными линейными аппроксимациями сейсмического процесса, которые в совокупности обладают свойствами порождать дискретные точки, совпадающие как с точками деформационного процесса, так и сейсмическими событиями. Возможность множественных линейных аппроксимаций вытекает [5] из связи магнитуд сейсмических событий с инвариантами деформационного тензора. Если такое уравнение разложить в окрестности j-го сейсмического события в ряд Тейлора по степеням многочлена $p = a \cdot x_j + b \cdot y_j + c \cdot z_j + d \cdot t_j + e$ и далее ограничиться только первыми степенями, то в итоге можно получить уравнение типа

$$M_j = a \cdot x_j + b \cdot y_j + c \cdot z_j + d \cdot t_j + e \quad , \qquad (1)$$

Где {a,b,c,d,e}- являются некоторыми локальными параметрами сейсмического процесса. Если сейсмический процесс подчиняется некоторым, пока скрытым от нас закономерностям, то даже простейшие уравнения типа (1) позволят найти множество локальных параметров {a,b,c,d,e}, приближенно описывающих его. Общий взгляд на такую формальную постановку проблемы состоит в следующем. Отыскивается множество пятимерных гиперплоскостей (1), которые пересекаются в дискретных точках, совпадающих с сейсмическими событиями. Такая аппроксимация сейсмического каталога на основе (1) строится следующим алгоритмом.

1)Для пяти произвольных сейсмических событий находится пробная гиперплоскость решением линейной алгебраической системы уравнений

$$\left.\begin{aligned} M_1 &= a \cdot x_1 + b \cdot y_1 + c \cdot z_1 + d \cdot t_1 + e \\ M_2 &= a \cdot x_2 + b \cdot y_2 + c \cdot z_2 + d \cdot t_2 + e \\ M_3 &= a \cdot x_3 + b \cdot y_3 + c \cdot z_3 + d \cdot t_3 + e \\ M_4 &= a \cdot x_4 + b \cdot y_4 + c \cdot z_4 + d \cdot t_4 + e \\ M_5 &= a \cdot x_5 + b \cdot y_5 + c \cdot z_5 + d \cdot t_5 + e \end{aligned}\right\} \quad ; \qquad (2)$$

2)Все события сейсмического каталога анализируются на близость (принадлежность) к этой пробной гиперплоскости по критерию

$$\left|M_j - (a \cdot x_j + b \cdot y_j + c \cdot z_j + d \cdot t_j + e)\right| \le \varepsilon \quad , \qquad (3)$$

Где $\varepsilon -$ априорно заданная точность описания сейсмического каталога;

3)Подсчитывается число событий, удовлетворяющее уравнению гиперплоскости (3);

4)Строится статистически значимое число пробных гиперплоскостей и из них выбирается та, которая удовлетворяет максимальному числу событий каталога;

5)События каталога, которые удовлетворяют критерию принадлежности лучшей гиперплоскости, далее индексируются и каталог за этот счет сокращается;

6)Пункты (1-5) выполняются до полного исчерпания исходного каталога не менее 5 раз;

7)После нахождения всех гиперплоскостей выполняется оценка точности аппроксимации исходного каталога, а затем прогнозирование.

Таким образом, выполняется поиск всех гиперплоскостей в очагах землетрясений в момент событий. Если число найденных гиперплоскостей больше пяти, то из них отбирается пять лучших по невязке (3). После этого составляется и решается система уравнений, которая даёт параметры «теоретического» землетрясения (x,y,z,t,M).

$$\left.\begin{aligned} M &= x \cdot a_1 + y \cdot b_1 + z \cdot c_1 + t \cdot d_1 + e_1 \\ M &= x \cdot a_2 + y \cdot b_2 + z \cdot c_2 + t \cdot d_2 + e_2 \\ M &= x \cdot a_3 + y \cdot b_3 + z \cdot c_3 + t \cdot d_3 + e_3 \\ M &= x \cdot a_4 + y \cdot b_4 + z \cdot c_4 + t \cdot d_4 + e_4 \\ M &= x \cdot a_5 + y \cdot b_5 + z \cdot c_5 + t \cdot d_5 + e_5 \end{aligned}\right\} \quad . \qquad (4)$$

Далее обычным образом подсчитывается невязка между модельными и фактическими событиями. На рисунках (1-5) приведены гистограммы такого сравнения. Как видим, точности приближения и прогноза параметров каталога по описанной линейной «машине катастроф» не плохие, они составили для x,y,z при прогнозе на тестовом примере– 198, 176, 155 км, времени 1.2 года, магнитуд 0.013 единиц магнитуд. При моделировании использовались мировые сейсмологические каталоги [25].Так выглядит, в общих чертах, идея моделирования сейсмического процесса на основе локальных линейных приближений. Из многих деталей реализации идеи нужно указать наиболее важные: А) Поскольку переменные сейсмического процесса (x,y,z,t,m) имеют различный масштаб или диапазон изменений, разный физический смысл и единицы измерения, то на предварительном этапе они все центрируются и нормируются. После нахождения решений они возвращаются к естественному виду; Б) Важное значение имеет стратегия отбора пятёрок событий для определения гиперплоскостей по (1-3). При больших входных каталогах для ускорения

алгоритмов используется рандомизация, а при приближении к исчерпанию каталога прямой принудительный выбор событий, которые до этого или не использовались, или использовались меньше других (<5 раз). Скорость сходимости алгоритмического процесса поисков гиперплоскостей (исчерпания исходного каталога) показана на рисунке 3. Поскольку мы построили время зависимую модель, то она является прогнозирующей, как на будущее время, так и ретроспективно. Как показывают первые опыты прогнозирования, наиболее надежный прогноз можно построить на основе преобразованных каталогов на входе. Сущность преобразования состоит в наращивании каталога за пределами окна прогнозирования с сохранением его статистических свойств. Это достигается использованием некоторого интервала каталога с измененным временем событий этого интервала (рис.4).. Манипуляции с каталогом на входе для построения модели призваны заменить исходную прогнозную задачу «экстраполяционного типа» на задачу с «интерполяционными» свойствами. Преобразование стандартных сейсмологических каталогов к форматам моделирования подробно описано в [5].

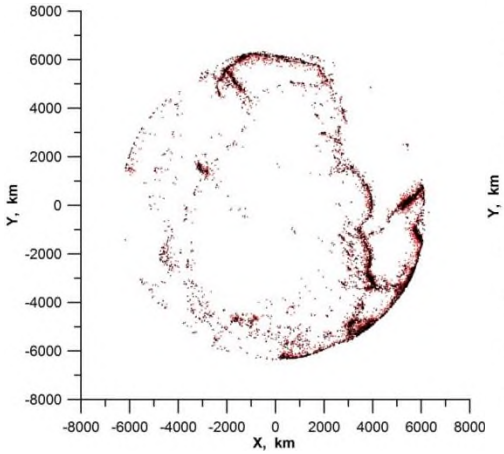


Рис. 1 К точности приближения исходного Сейсмологического каталога (черные точки фактические события, красные по модели)

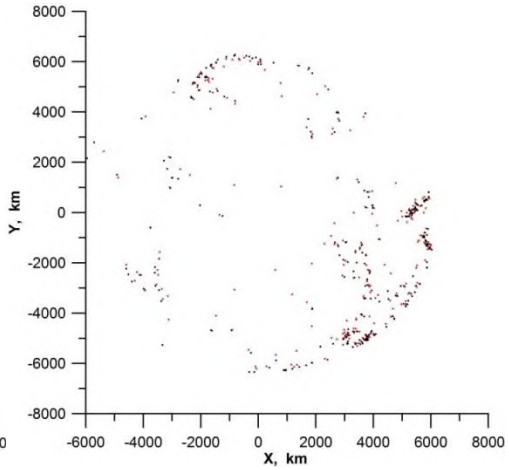


Рис.2 . К точности вычисления пргнозных событий 2025-2035 гг (черные точки фактические события, красные по модели)

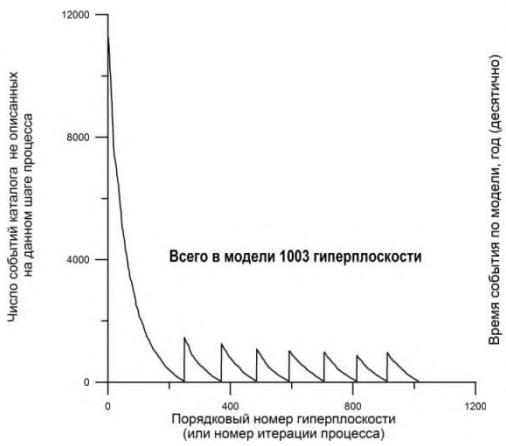


Рис. 3 Скорость сходимости процесса приближения сейсмологического каталога

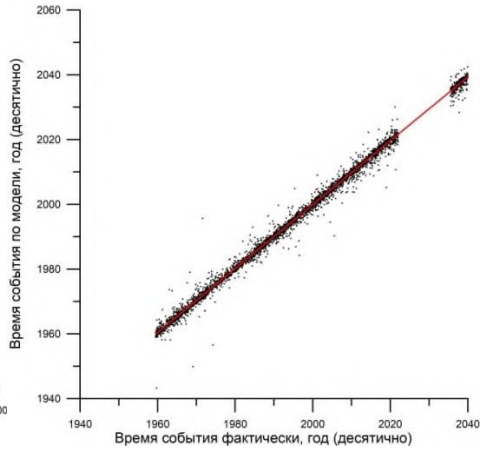


Рис.4 . К точности вычисления времени прогнозных событий 2025-2035 гг

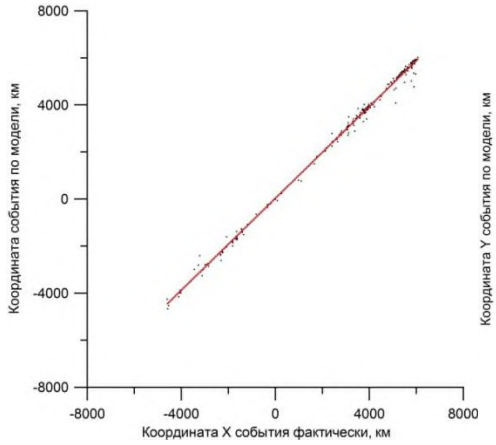


Рис. 5. К точности приближения координат (X) событий сейсмологического каталога

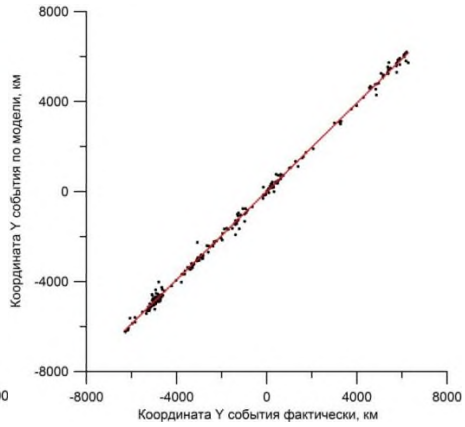


Рис.6 . К точности приближения координат (Y) событий сейсмологического каталога

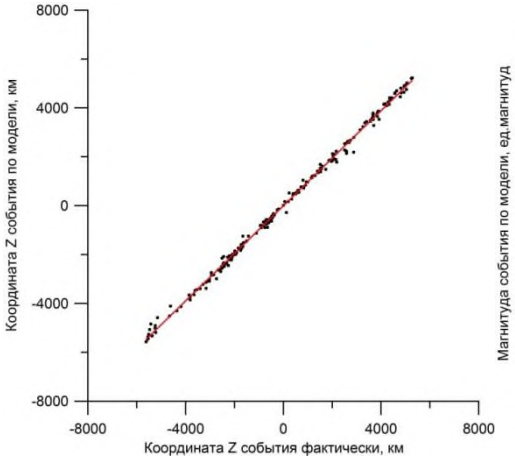


Рис. 7. К точности приближения координат (Z) событий сейсмологического каталога

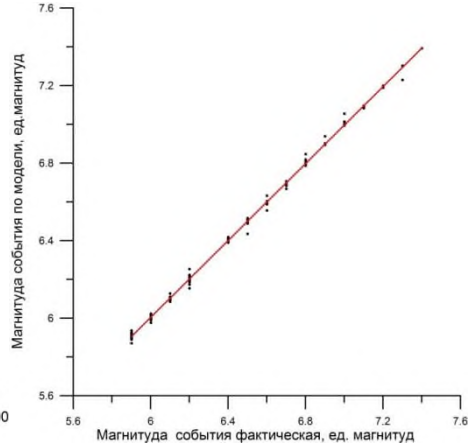


Рис.8 . К точности вычисления магнитуд событий прогнозного каталога

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л.* и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. 1. Памир и Тянь-Шань// В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. Вып. 6, М., Наука, 1973, с.107-133.

2. *Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И.* и др. Условия возникновения сильных землетрясений. 1.Памир и Тянь-Шань// В кн.: Исследование сейсмичности и модели Земли. Вычислительная сейсмология. Вып. 9, М., Наука, 1976, с.3-91.

3. *Курскеев А.К.* Проблемы прогнозирования землетрясений. Алма-Ата, Наука, 1990, 264 с.

4. *Мячкин В.И.* Процессы подготовки землетрясения. М., Наука, 1978, 232 с.

5. *Нусипов Е., Овчаренко А.В.* (2007). Аппроксимационные динамические модели современного деформирования и сейсмичности земной коры Казахстана. Алматы, «Ғылым», 220 с.

6. *Овчаренко А.В.* (1998). Динамические модели деформационных моделей в земной коре и сейсмологический прогноз. ДАН, том 359, №2, МАИК-НАУКА, М., сс. 251-254.

7. *Овчаренко А.В.* Создание и исследование аппроксимационной динамической модели деформирования земной коры Урала. Ж. Эко-потенциал. 2018. №4(24). С. 110-118.
8. *Пономарев А.В., Соболев Г.А., Гитис В.Г., Чжан Чжаочэн, Ван Гусюан, Чин Синси* Комплексный анализ геофизических полей для обнаружения пространственно-временных предвестников землетрясений. Вестник ОГГГГН РАН, № 4(10)'99.
9. *Федотов С.А., Соболев Г.А., Болдырев С.А. и др.* Долгосрочный прогноз и прогноз Камчатских землетрясений.// В кн. Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, ФАН, 1976, с.17-31.
10. *Aki, K. and P. G. Richards,* 1980. *Quantitative seismology – Theory and methods, vol. I,* W. H. Freeman and co., San Francisco.
11. *Aki, K., 1985*. Theory of earthquake prediction with special references to monitoring of the quality factor of lithosphere by coda method, *Earthquake Pred. Res.*, ***3***, 219-230,.
12. *Dobrovolsky I.P.* The Preparation of a Strong Tectonic Earthquake. Journal of Earthquake Prediction Research. China-Russia, Vol.2, 1993, No1, p. 17-34.
13. *Ebel, J. E. and A. L. Kafka* (1999). A Monte Carlo approach to seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 854-866.
14. *Guomin Z., Zhaocheng Z.* The Study of Multidisciplinary Earthquake Prediction in China. // Journal of Earthquake Prediction Research. China-Russia, Vol. 1, 1992, N 1, p. 71-85.
15. Knopoff, L., 1999. Earthquake prediction is difficult but not impossible [Электронный ресурс]. http://www.nature.com/nature/debates/earthquake/equake_frameset.htm (Дата обращения 10.05.2025).
16. *Kosobokov, (1990), V. G., Keilis-Borok, V. I.(1990),* Localization of intermediate-term earthquake prediction, *J. Geophys. Res*., **95** (12), 763-772, 1990.
17. Main I.G. (1995). Earthquake as Critical Phenomena: Implication for probabilistic seismic hazard analysis. *Bull. of the Seismological Sosiety of America*, **5**, 1299-1308, october 1995.
18. *Musson, R. M. W.* (1999). Determination of design earthquakes on seismic hazard analysis through Monte Carlo simulation, *J. of Earthquake Engineering*, **3**(4), 463-474.
19. *Shirong M.* Progress in Earthquake Prediction in China during the 80's. // Journal of Earthquake Prediction Research. China-Russia, Vol. 1, 1992, N 1, p. 43-57.
20. *Sobolev (1991), G. A., Chelidze, T. L., Zavyalov, A. D., Slavina, L. B. and Nikoladze, V. E.,* The maps of expected earthquakes based on a combination of parameters, Tectonophysics, 193, 255-265, 1991.
21. *Sobolev G. A.* (2000), A. D. Zavyalov, and Yu. S. Tyupkin. Map of expected earthquakes algorithm and RTL prognostic parameter: joint application. *Russian Journal of Earth Sciences,*vol 1, No. 4, June 1999, Vol. 1, **4,** 1999,
22. *Sobolev G.A.* Earthquake Prediction in the USSR: Fundamental Principles. // Journal of Earthquake Prediction Research. China-Russia, Vol. 1, 1992, N 1, p. 21-42.
23. *Sobolev, G. A. and Tyupkin, Yu. S.*(1997), Low-seismicity precursors of large earthquakes in Kamchatka, Volcanology and seismology, 18, 433-446, 1997.
24. *Sornette D.* (1996) and C. Vanneste Faults self-organized by repeated earthquakes in a quasi-static antiplane crack model. *Nonlinear Processes in Geophysics*.Volume 3, Number 1, 1996, pp 1-12
25. URL$_3$=https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/- Архивы сейсмологических каталогов NEIS геологической службы США. [Электронный ресурс]. (Дата обращения 1.06.2025).
26. *Wyss, M. and Habermann, R. E.* (1998), Precursory seismic quiescence, *Pure and Appl, Geophys.*, 126, (2/4), 319-332, 1988.

УДК 550.343.4

УТОЧНЕНИЕ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА ЕКАТЕРИНБУРГА НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ СОТРЯСАЕМОСТИ

Осипова Анастасия Юрьевна, Осипов Вячеслав Юрьевич, Бызов Денис Дмитриевич
seismolab@mail.ru, usc_slava@mail.ru, ivanov389@gmail.com
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук (ИГФ УрО РАН), г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Строительство объектов повышенного уровня ответственности и особо ответственных объектов на территории г. Екатеринбурга необходимо выполнять с учетом результатов работ по уточнению исходной сейсмичности. Для этого были определены параметры сейсмического режима территории г. Екатеринбурга – построен график повторяемости землетрясений, оценен уровень сейсмической активности исследуемого региона, установлена глубина залегания сейсмоактивного слоя, а также построены матрицы сейсмической активности $A_{3.3}$ и расчетных возможных максимальных магнитуд землетрясений M_{max}. На их основе выполнена оценка сейсмической сотрясаемости, рассчитаны и построены карты уточненной исходной сейсмичности в баллах шкалы MSK-64 с вероятностями возможного превышения интенсивности землетрясений 10%, 5% и 1% в течение 50 лет.

CLARIFICATION OF THE INITIAL SEISMICITY OF THE TERRITORY OF THE CITY OF EKATERINBURG BASED ON THE CALCULATION OF SEISMIC SHAKING

Osipova Anastasia Yuryevna, Osipov Vyacheslav Yuryevich, Byzov Denis Dmitrievich
seismolab@mail.ru, usc_slava@mail.ru, ivanov389@gmail.com
Institute of Geophysics Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGF UB RAS), Yekaterinburg, Russia

Abstract. Construction of heighted responsibility and especially important objects in the Yekaterinburg city must be carried out taking into account the results of work to clarification the initial seismicity. The article provides a definition of the parameters of the seismic regime of the territory of Yekaterinburg – a repeatability graph of earthquakes is constructed, the level of seismic activity of the studied region is estimated, the depth of the seismically active layer is determined, and matrices of seismic activity $A_{3.3}$ and estimated possible maximum magnitudes of earthquakes M_{max} are constructed, an assessment of seismic shaking is performed, maps of the clarification of initial seismicity in points of the MSK-64 scale are calculated and constructed with probabilities of possible excess of earthquake intensity of 10%, 5% and 1% over 50 years.

Согласно картам Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2015 сейсмичность территории г. Екатеринбурга оценивается в 5 баллов по карте ОСР-2015-А, в 6 баллов по карте ОСР-2015-В и в 8 баллов по карте ОСР-2015-С. В сейсмических районах с исходной сейсмичностью 6 и более баллов по карте ОСР-2015 предусмотрено проведение работ по уточнению исходной сейсмичности (УИС) для объектов повышенной ответственности и особо ответственных объектов [13, 16]. Одним из способов оценки сейсмических воздействий в баллах макросейсмической шкалы является метод расчета сейсмической сотрясаемости [15].

Первичными материалами для оценки сейсмической сотрясаемости, т.е. исходной интенсивности и ее повторяемости, служат [10, 11, 15]: наклон графика повторяемости *b*, определяющий вместе с сейсмической активностью повторяемость землетрясений

различных магнитуд; данные о средних глубинах очагов землетрясений; матрица сейсмической активности $A_{3.3}$, которая позволяет для каждой зоны возникновения очагов землетрясений (зоны ВОЗ) определить присущую ей повторяемость землетрясений различных магнитуд $M \leq M_{max}$; матрица M_{max}, являющаяся формализованным цифровым аналогом схемы зон ВОЗ; уравнение макросейсмического поля, дающее эмпирическую корреляционную связь между наблюдаемой макросейсмической интенсивностью, магнитудой землетрясения, эпицентральным расстоянием и глубиной очага.

Для анализа сейсмического режима территории г. Екатеринбурга был составлен сводный унифицированный каталог тектонических землетрясений с эпицентрами на рассматриваемой территории в радиусе 400 км от центра города. Источниками для его составления послужили [1–3, 5–7, 12, 17]. Каталог содержит 148 тектонических событий магнитудой $M_S \leq 5.3$ и охватывает период времени с 1788 г. по май 2025 г. Из него были исключены афтершоки сильных и умеренных ($M_S \geq 3.8$) тектонических землетрясений, поскольку их учет искажает параметры графика повторяемости и значения сейсмической активности [11].

Методом линейной ортогональной регрессии был построен ненормированный график повторяемости, дающий представление о средних периодах повторения землетрясений соответствующих магнитуд на всей рассматриваемой территории по каталогам за рассматриваемый период времени (рис. 1).

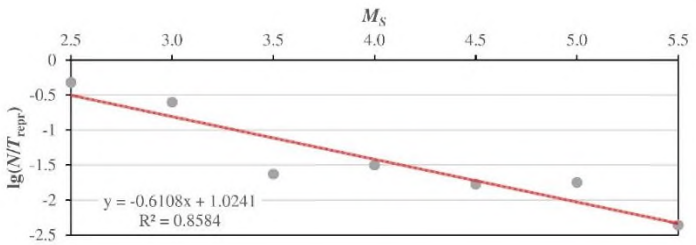


Рис. 1. Региональный график повторяемости землетрясений в интервале магнитуд $2.5 \leq M_S \leq 5.5$ по материалам за период 1788–2025 гг.

В аналитической форме график повторяемости имеет вид:

$$\lg(N/T_{repr}) = -(0.6108 \pm 0.1110) \cdot M_s + (1.0241 \pm 0.4575), R_c = 0.9265 \qquad (1)$$

Весьма высокий коэффициент линейной корреляции $R_c = 0.9265$ свидетельствует о достаточно высокой надежности полученного результата. Параметр *b-value* (наклон графика повторяемости) получился равным 0.6108.

Распределение гипоцентров землетрясений по глубине является важным элементом изучения сейсмического режима и позволяет судить о глубинах залегания сейсмоактивного слоя и его мощности на исследуемой территории. Эти сведения также необходимы для расчета сейсмической сотрясаемости [15]. В целом, очаги большей части ощутимых землетрясений территории исследования локализованы в интервале глубин 10–15 км, что соответствует глубинам развития пород дорифейского кристаллического фундамента [4, 8].

Для детального знания повторяемости землетрясений различных магнитуд на рассматриваемой территории строилась матрица сейсмической активности $A_{3.3}$, являющаяся аналогом сейсмической активности A_{10} [10, 15], которую вместе с матрицей M_{max} используют для расчета сейсмической сотрясаемости, значения сейсмической активности в которой отнесены к центрам узлов координатной сетки. В матрице сейсмической активности $A_{3.3}$ (магнитуда M_S=3.3 соответствует землетрясениям с энергетическим классом K=10, тем самым сохраняется преемственность в оценках величины сейсмической активности к исследованиям прошлых лет и обеспечивается сопоставимость полученных результатов).

Расчеты велись по исследуемой территории по регулярной сетке с шагом 5х5 км. Сейсмическая активность рассчитывалась по формуле [10, 15]:

$$A_0 = (1 - 10^{-b})/\ 10^{-b(M\min - Mo)} \cdot (T_0 S_0)/(TS) \cdot N_S \qquad (2)$$

где b – наклон графика повторяемости (в данном случае b = 0.6108, в соответствии с формулой (1)); $M_{\min} = 2.5$ – наименьшая представительная магнитуда (уровень представительности); $M_0 = 3.3$ – магнитуда землетрясений, которой соответствует рассчитываемая активность A_0; S_0 – принятая в соответствии с A_0 единица нормирования по площади (в данном случае S_0 = 31415.93 км^2, соответствующая радиусу осреднения R=100 км), T_0 – единица времени (один год); S – площадь площадки осреднения; T – период представительного наблюдения землетрясений (лет); N_s – общее число землетрясений различных магнитуд $M \geq M_{\min}$, наблюденных за время T на площади S.

Территория г. Екатеринбурга является слабо дифференцированной по величине сейсмической активности ($A_{3.3}$), которая варьирует в диапазоне значений $0.002 \leq A_{3.3} \leq 0.004$. Увеличение значений $A_{3.3}$ наблюдается в северо-западном направлении. Расчет сейсмической активности выполнялся по программе «seismicActivity», написанной на языке программирования *C++* (автор: Д.Д. Бызов).

На основе взаимосвязи между сейсмической активностью (A) и произошедшими максимальными землетрясениями по методу Ю.В. Ризниченко [11] был выполнен расчет возможных максимальных магнитуд землетрясений (матрицы $M_{\max}$) с использованием программы «calcMmax», написанной на языке программирования *C++* (автор Д.Д. Бызов). Восточная часть территории г. Екатеринбурга располагается в зоне с $M_{\max}$=5. Увеличение значений $M_{\max}$ наблюдается в западном направлении.

Для оценки сейсмических воздействий в баллах макросейсмической шкалы выполнен расчет сейсмической сотрясаемости B_i, являющейся средней частотой повторения сейсмических воздействий балльности I в данной точке [10, 15]. Любая точка земной поверхности испытывает сотрясения не только от очагов, возникающих непосредственно вблизи этой точки, но и от удаленных землетрясений. Средний период T_i повторения сейсмического эффекта с балльностью I есть величина, обратная сейсмической сотрясаемости, т.е. $T_i = 1/B_i$.

Вероятность P_t превышения расчетной балльности за t лет рассчитывается из предположения, что поток землетрясений удовлетворяет распределению Пуассона, откуда следует, что превышение расчетной балльности за t лет (в нашем случае t = 50) может быть определено по формуле:

$$P_{it} = 1 - e^{-t/T}, \quad (3)$$

где T – средний период повторения события сейсмической интенсивности I.

Расчет сейсмической сотрясаемости в какой-либо точке (ячейке матрицы сотрясаемости) позволяет получать вероятностные оценки исходной балльности в этой точке.

В настоящей работе было использовано уравнение макросейсмического поля в форме Блейка – Шебалина, которое имеет вид:

$$I = aM_S - v\lg R + c, \qquad (4)$$

где a, v, c – коэффициенты уравнения макросейсмического поля (согласно [14, Приложение Б, табл. Б.1], региональные коэффициенты уравнения макросейсмического поля для Урала и Западной Сибири составляют: a = 1.5, v = 3.5, c = 3.0; в работе [9] эти коэффициенты для исследуемого региона были уточнены, их значения составляют для очагов землетрясений с глубиной h > 1 км: a = 1.5, v = 2.9, c = 2.13); R – расстояние между гипоцентром землетрясения и точкой наблюдения:

$$R = \sqrt{\Delta^2 + h^2}; \qquad (5)$$

здесь Δ и h – эпицентральное расстояние и глубина очага соответственно, км.

Расчет сейсмической сотрясаемости в данной точке (ячейке матрицы сотрясаемости) осуществляют путем численного интегрирования сейсмических воздействий в этой точке от всех сейсмических источников (с ограничениями из матрицы M_{max}) на рассматриваемой территории с учетом средней частоты повторения в них землетрясений различных магнитуд (соответствующих ячейкам матрицы сейсмической активности) – от низшей представительной магнитуды вплоть до M_{max}. При этом средняя частота повторения землетрясений с магнитудами $M \leq M_{max}$ определяется для каждой ячейки по значению сейсмической активности $A_{3.3}$ в этой ячейке и наклону графика повторяемости.

Формула для расчета сейсмической сотрясаемости имеет общий вид [11]:

$$B_i = \frac{1}{10^{0.5b} - 10^{-0.5b}} \iint_S A\,(10^{-b(K_i - K_0)} - 10^{-b(K_{max} - K_0)})dS, \qquad (6)$$

где $dS = dxdy$ – элементарные площадки, на которые разбита область S, окружающая точку, где определяется сотрясаемость B_i; $K_0 = 10$ – энергетический класс землетрясения, соответствующий активности $A = A_{3.3}$; K_i – энергетический класс землетрясения, обусловливающий получение в точке, где определяется B_i, сотрясения заданной интенсивности I (эпицентр этого очага расположен на площадке dS); K_{max} – энергетический класс максимально возможного землетрясения на той же площадке; b – наклон графика повторяемости.

Для расчета сотрясаемости B_i была использована программа seismicShaiking_Minp, написанная на языке программирования *C++* (автор Д.Д. Бызов).

Методика уточнения исходной сейсмичности (УИС) заключается в составлении для конкретного географического пункта уравнения сейсмического режима [18]:

$$I_{ут} = \alpha + \beta \lg T, \qquad (7)$$

где α, β – коэффициенты уравнения сейсмического режима; T – средний промежуток времени, измеряемый в годах, между землетрясениями силой $I_{ут}$ в месте строительства.

Коэффициенты этого уравнения находят на основании детальных сейсмологических исследований.

По зависимости (7) были определены уточненные значения исходной сейсмичности $I_{ут}$ для территории г. Екатеринбурга для заданных периодов времени в интервале от 500 до 5000 лет. Полученные оценки уточненной сейсмичности относятся к средней (второй, II) категории грунтов по сейсмическим свойствам по классификации СП 14.13330.2018 [13].

По результатам выполненной работы были построены карты уточненной исходной сейсмичности (сейсмического районирования) территории г. Екатеринбурга с использованием уточненных коэффициентов макросейсмического поля, взятых из работы [9] (рис. 2). Изосейсты на рис. 2 представлены с интервалом 0.5 балла.

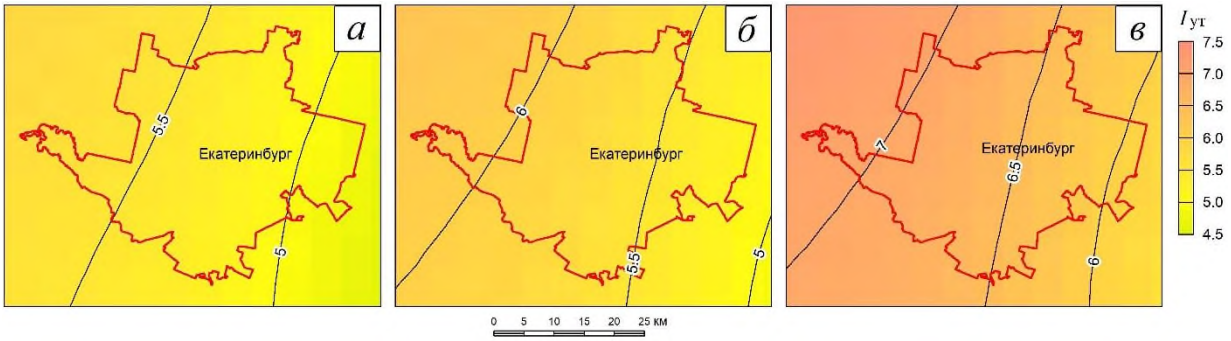


Рис. 2. Карты уточненной исходной сейсмичности территории г. Екатеринбурга: а – вероятность возможного превышения интенсивности землетрясений в течение 50 лет равна 10%; б – та же вероятность составляет 5%; в – вероятность составляет 1%

Величина расчетной интенсивности ($I_{ут}$) для территории г. Екатеринбурга, полученная авторами на основе актуализированного каталога тектонических землетрясений за период с

1788 г. по май 2025 г. и с использованием уточненных коэффициентов уравнения макросейсмического поля для Уральского региона, в среднем на 0.5 балла по шкале MSK-64 меньше для карт *A* (*T*=500 лет) и *B* (*T*=1000 лет), на 0.5–1.0 балла по шкале MSK-64 меньше для карты *C* (*T*=5000 лет).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьин И.В.* Сейсмологические данные по регионам: XIV. Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). М.: Наука, 1977. С. 465–470.
2. База данных «Землетрясения России». [Электронный ресурс]. URL: http://eqru.gsras.ru (дата обращения 17.06.2025).
3. *Годзиковская А.А.* Каталог сейсмических событий Уральского региона с древнейших времен по 2002 г. (Сопутствующие первичные материалы). М.: ИФЗ РАН, 2016. 258 с.
4. *Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.
5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 2007. 381 с.
6. Информация Службы срочных донесений // ФИЦ ЕГС РАН. [Электронный ресурс]. URL: http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd.htm (дата обращения: 05.06.2025).
7. *Кусонский О.А.* Геофизические обсерваторские исследования на Урале. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 280 с.
8. *Осипов В.Ю., Муравьев Л.А., Бызов Д.Д., Осипова А.Ю.* Неоднородности верхов верхней мантии и кристаллической коры Урала и прилегающих территорий // Уральский геофизический вестник. 2022. № 2(48). С. 41–55. https://doi.org/10.25698/UGV.2022.2.5.41
9. *Петрова Н.В., Дягилев Р.А., Габсатарова И.П.* Особенности затухания сейсмического эффекта землетрясений Русской платформы и Урала // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 4. С. 5–25. https://doi.org/10.21455/VIS2020.4-1
10. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. / Отв. ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1979. 190 с.
11. Сейсмическое районирование территории СССР / Отв. ред. В.И. Бунэ, Г.П. Горшков. М.: Наука, 1980. 308 с.
12. Сейсмологический мониторинг Западного Урала [Электронный ресурс]. URL: http://pts.mi-perm.ru/mlp/?page_id=727&php=tcat (дата обращения: 05.06.2025).
13. СП 14.13330.2018 Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81* (с Изменением № 2). М.: Стандартинформ, 2018. 122 с.
14. СП 269.1325800.2016 Транспортные сооружения в сейсмических районах. Правила уточнения исходной сейсмичности и сейсмического микрорайонирования. М.: Минстрой России, 2016. 72 с.
15. СП 286.1325800.2016 Объекты строительные повышенной ответственности. Правила детального сейсмического районирования. М.: Минстрой России, 2016. 29 с.
16. СП 47.13330.2016 Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. М.: Минстрой России. Дата введения 2017-07-01. 2017. 90 с.
17. *Степанов В.В., Годзиковская А.А., Ломакин В.С., Прибылова Н.Е., Мокрушина Н.Г., Силина И.К., Кусонский О.А., Митенкова Н.В.* Землетрясения Урала и сильнейшие землетрясения прилегающих территорий Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы / ЦСГНЭО. М., 2002. 135 с.
18. Уточнение исходной сейсмичности и сейсмическое микрорайонирование: Методическое пособие. М.: Минстрой России, 2018. 216 с.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.361.4+551.244

ЭРОЗИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ПОДНЯТИЙ - ВЛИЯНИЕ НА СТРУКТУРУ НАДВИГОВЫХ ЗОН И ПРОЦЕСС ЭКСГУМАЦИИ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Парфенюк Ольга Ивановна
oparfenuk@mail.ru
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН), Россия, г. Москва

Аннотация. Исследования различных аспектов формирования и эволюции коллизионных структур проводятся на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции зон коллизии для реологически расслоенной литосферы, включающей жесткую верхнюю кору, разбитую на блоки, и пластичные нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию. Эволюционное двумерное численное моделирование позволяет определить условия образования орогенов в ходе коллизии и после ее завершения, а также эксгумацию глубинных пород при различных параметрах эрозии коллизионного поднятия.

DENUDATION OF COLLISIONAL UPLIFTS – INFLUENCE ON THE OVERTHRUSTING STRUCTURE AND THE PROCESS OF DEEP CRUSTAL ROCKS EXHUMATION

Parphenuk Olga
oparfenuk@mail.ru
Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The study of different aspects of formation and evolution of intracratonic collisional structures is performed at the base of the complex thermal and mechanical evolution model of overthrusting process for rheologically layered lithosphere: rigid upper crust composed from blocks, and high viscous lower crust and lithospheric upper mantle (the lower crust is a weak layer). Finite element 2D numerical modeling is used to study the structural and thermal evolution of the Precambrian overthrusted orogenic belts as well as the exhumation of deep crustal rocks with different erosion parameters of collisional uplift.

Глубоко эродированные области коры разного возраста, характеризующиеся выходами на поверхность пород различной степени метаморфизма вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли. Модель формирования и эволюции коллизионных орогенов рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться, не деформируясь, вдоль основного разлома. Возникающее при этом утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии [3,7]. Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима, т.к. в результате надвига “холодный” слой оказывается под “горячим” слоем.

Изучение коллизионных структур проводится на основе комплексной модели тепловой и динамической эволюции области надвига для реологически расслоенной литосферы и включает разбитую на блоки жесткую верхнюю кору; нижнюю кору и литосферную верхнюю мантию, которые различаются значениями эффективной вязкости. Задача решается методом конечных элементов с использованием сетки, деформируемой во времени (метод Лагранжа). Горизонтальное сокращение коры сопровождается надвигом вдоль разлома блоков верхней коры вдоль наклонной зоны нарушений, появлением

дополнительной нагрузки на слои, лежащие под этой зоной, и денудацией образующихся покровов. Эти процессы компенсируются вязкими течениями на глубинах нижней коры и верхней мантии. Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области включают верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами. Постановка задачи и граничные условия детально описаны в [2,7,8].

Предполагается упрощенный механизм эрозии – диффузионный, при котором наиболее высоко поднятый материал подвергается денудации и затем перераспределяется в виде осадков в наиболее низко лежащих областях коры. Эрозия начинается после того, как дополнительный фрагмент коры значительной мощности был выведен на поверхность. Большинство исследователей склоняются в пользу подъема при выведении пород к поверхности в докембрийских поясах со скоростью 0.5 – 3 мм/год и продолжительностью порядка 10 –50 млн лет [6, 9].

Численное моделирование эволюции коллизионных орогенов в результате горизонтального сокращения литосферы и надвигания верхней коры показало, что такая модель с вязкими течениями в области нижней коры и литосферной верхней мантии представляет приемлемый механизм, позволяющий объяснить многие особенности докембрийских коллизионных орогенов, в частности, горячую и «слабую» литосферу [2, 6]. Для предположений и аппроксимаций, принятых в модели, вычисления показали, что для геологически обоснованных величин деформаций 10^{-15} - 10^{-14} $с^{-1}$ комбинация 70-100 км горизонтального сокращения, приводящего к надвигу, дополнительной нагрузки, эрозии и отложения осадков приводит к формированию глубоких корней коры (примерно 10-20 км в области шириной 100 - 200 км), поднятию поверхности и появлению на поверхности последовательности глубинных метаморфизованных пород, характерных для областей надвига. После завершения эпизода сокращения коры и надвига продолжается постколлизионная эволюция в процессе перераспределения поверхностной нагрузки в ходе денудации и соответствующего осадконакопления. Смена тектонического режима моделируется изменением граничных условий и приводит к изостатической компенсации, управляемой контрастом вязкости и скоростью денудации [1,7,8]. Продолжающаяся эрозия уменьшает величину поднятия, мощность корней коры (глубину Мохо) при очень медленном расширении сжатой области (рис. 1).

© ИГФ УрО РАН, 2025

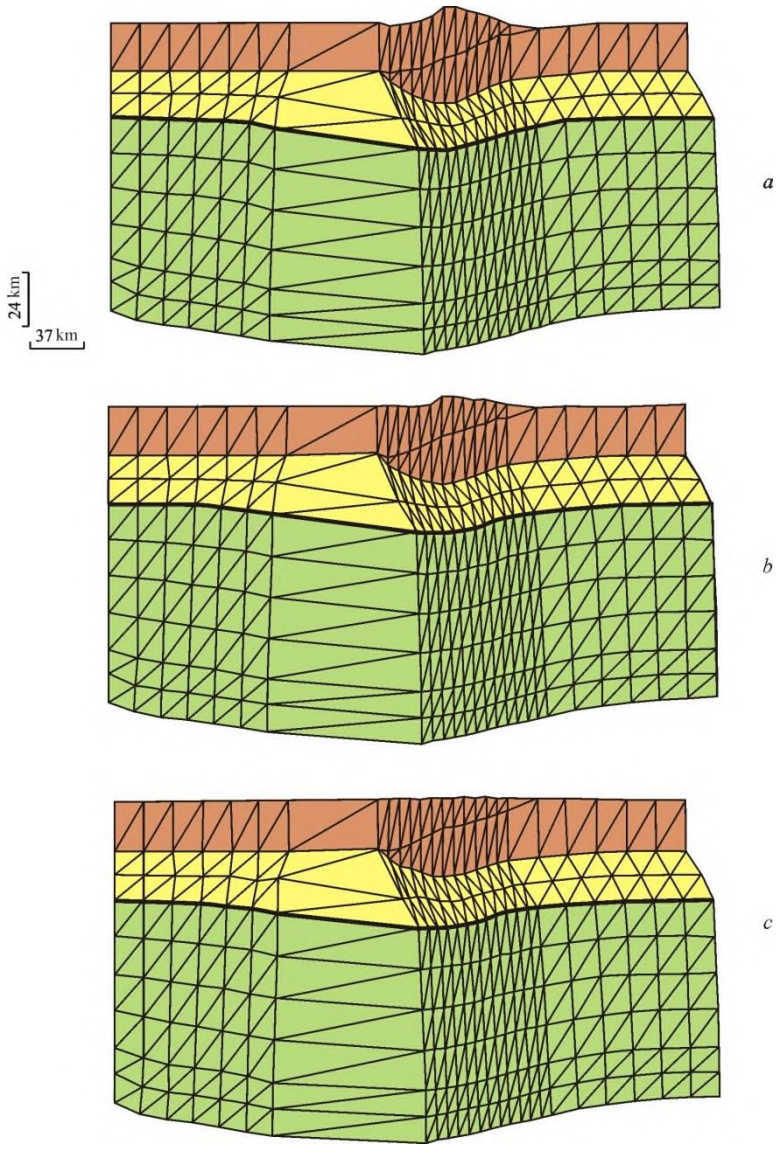


Рис. 1. Геометрия деформируемой области (конечно-разностная сетка) в конце события надвига (t = 7 млн лет) со скоростью 1 см/год: (a) в отсутствие эрозии; (b) эрозия со скоростью 1 мм/год начинается после t = 1.82 млн лет; (c) геометрия деформируемой области 4 млн лет после окончания горизонтального сокращения коры. Яркая черная линия показывает положение границы Мохо

Для определения влияния процесса эрозии на формирование поднятия рельефа, углубления Мохо и постколлизионное восстановление границ рассмотрим два сценария: 1- эрозия отсутствует, 2 - процесс денудации начинается в ходе надвига, но не с самого начала, а в момент выхода на поверхность достаточно большого фрагмента верхней коры: эрозия со скоростью 1 мм/год начинает размывать рельеф с момента времени 1.82 млн. лет. При этом эродированный материал откладывается в виде осадков в наиболее низких частях поверхности. На рис. 2 показаны для поднадвиговой области рис. 1 рельеф поверхности над зоной надвига (IV), положение разлома (I – слева от точки начала надвига), топография углубления верхней коры (II) и топография Мохо (III) в случае отсутствия эрозии (синие линии) и для сценария с денудацией в процессе надвига (красные штриховые линии). Все кривые показывают положение соответствующих границ спустя примерно 4 млн лет после завершения коллизии. Значения уровня эрозии (в км) отмечены цифрами под соответствующими точками поверхности. В результате денудации и отложения осадков поверхность выполаживается и над плоскостью надвига появляются породы, выведенные с глубин средней коры (P-T условия приведены в работе [8]).

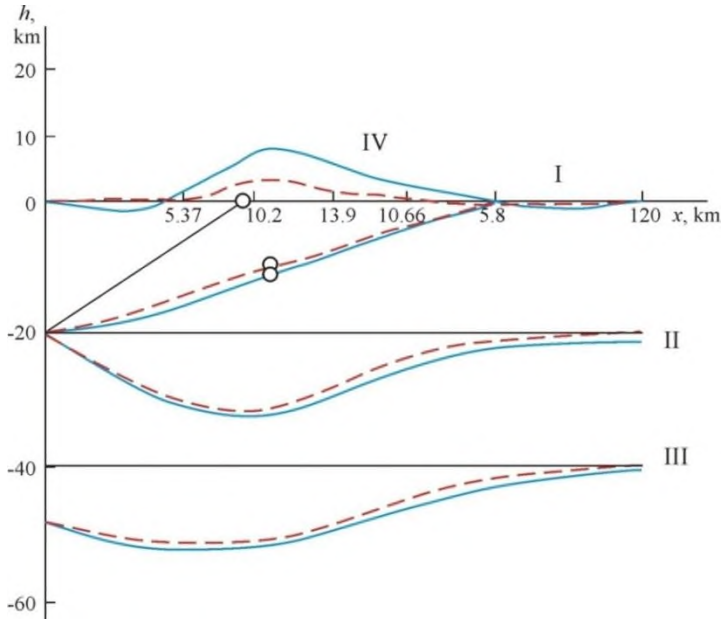


Рисунок 2. Положение разлома (слева от точки, отмеченной кружком) и погруженной поверхности (I), границы верхней и нижней коры (II), границы Мохо (III) и рельеф поверхности (IV) после окончания надвига при горизонтальном сокращении коры на 70 км (10.5 млн. лет). Цифрами показан уровень эрозии. Пояснения см. в тексте

По мере развития коллизии на краях коллизионного поднятия при заполнении осадками прогибов формируются осадочные бассейны, горизонтальные размеры и глубина которых увеличиваются с течением времени. В представленном выше варианте в момент времени 16 млн лет при полном выполаживании поверхности глубина осадочного слоя достигает 4 км во фронтальной области по отношению к надвигу. Влияние процесса перераспределения нагрузки, вызванного денудацией и осадконакоплением, на формирование утолщения коры в основном проявляется в том, что происходит перетекание материала в виде конвективных течений с очень малыми скоростями (порядка десятых и сотых долей мм/год) из-за изменения распределения поверхностной нагрузки. Эти скорости определяются сложившейся в результате надвига и вязких течений топографией границ, т.е. соотношением скорости сокращения, эрозии, значений вязкости и угла падения разлома. То есть процесс перераспределения нагрузки в процессе денудации играет очень важную роль в постколлизионную стадию, до некоторой степени регулируя процесс размывания сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры: с одной стороны, он уменьшает вертикальную нагрузку, с другой – увеличивает длину волны топографии глубинных границ.

В процессе эрозии поднятых покровов на поверхность выводятся породы с прогрессивно возрастающей степенью метаморфизма вдоль разлома. Следует отметить особую роль скорости эрозии поднятых покровов и их отложения в виде осадков, что приводит к выравниванию поверхностного рельефа и появлению на поверхности пород с различных глубин (эрозионный срез в максимальном варианте расчетов спустя 40 млн лет после окончания надвига достигает 16 км). При этом формирование осадочных бассейнов по краям поднятия приводит к перераспределению нагрузки и увеличению продолжительности существования углубления границы Мохо (корней коры). Эрозия является определяющим процессом в ходе эксгумации глубинных пород, обеспечивающим наблюдаемое разнообразие P – T условий на небольших расстояниях в метаморфических поясах [4-6,9].

Следует отметить особую роль эрозии поднятых покровов на постколлизионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа путем отложения эродированного материала во фронтальном и тыловом осадочных бассейнах. Процесс перераспределения нагрузки препятствует размыванию сформировавшихся корней коры и

углубления верхней коры, так как увеличивает длину волны границы углубления Мохо [2].

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИФЗ РАН № FMWU-2025-0031.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Парфенюк О.И.* Термомеханическая модель эволюции коллизионных орогенов раннего протерозоя (пример Лапландского гранулитового пояса) // Мониторинг. Наука и технологии. 2023. № 1(55). С. 31–42. DOI: https://doi.org/10.25714/MNT.2023.55.003

2. *Парфенюк О.И.* Эволюция внутриконтинентальных коллизионных структур раннего протерозоя с точки зрения их современного строения // Мониторинг. Наука и технологии. 2024. № 3(61). С. 24-35. DOI: https://doi.org/10.25714/MNT.2024.61.004

3. *Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К.* Численное моделирование термомеханической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22–32.

4. *Chamberlain C.P., Karabinos P.* Influence of deformation on pressure – temperature paths of metamorphism // Geology. 1987. V. 15. P. 42–44.

5. *Gaal G., Berthelsen A., Gorbatschev, R., Kesola, R., Lehtonen, M.I., Marker, M., Raase, P.* Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 1–25.

6. *Gapais D., Cagnard F., Gueydan F., Barbey P., Ballevre M.* Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models // Terra Nova. 2009. V. 21/ P. 188–194. Doi: 10.1111/j/1365-3121/2009/00873.x

7. *Parphenuk O. I.* Uplifts formation features in continental collision structures (evolution modeling) // Russian Journal of Earth Sciences. 2015. V. 15, No. 4. ES4002.

8. *Parphenuk O. I.* Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. V. 16. ES6006.

9. Tectonophysics: The European geotraverse. Part 5: The Polar Profile (special issue). 1989. V. 162, № 1/2.

УДК 550.837.311

РЕГУЛЯРИЗАЦИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО РЕШЕНИЯ

Петросян Рубен Нверович[1], *Рыжов Никита Вальеревич*[2]
[1] petrosyanrn@psu.ru; [2]ryzhov@antikarst.ru
[1]*ПГНИУ, Пермь, Россия*
[2]*ООО «ПКиБЗ», Пермь, Россия*

Аннотация. Представлена технология решения обратной задачи вертикального электрического зондирования с применением регуляризации. Регуляризация выполнена на основе результатов нейросетевой аппроксимации во время работы генетического алгоритма. Апробация представленной технологии решения обратной задачи выполнена в ходе имитационного моделирования. Сделаны выводы о возможностях и перспективах применения алгоритма.

REGULARIZATION OF THE INVERSE PROBLEM OF VERTICAL ELECTRIC SOUNDING BASED ON A NEURAL NETWORK SOLUTION

Ruben Petrosyan[1], *Nikita Ryzhov*[2]
[1] petrosyanrn@psu.ru; [2]ryzhov@antikarst.ru
[1]Perm State University, Perm, Russia
[2]LLC «Antikarst and coastal protection», Perm, Russia

Abstract. The technology of solving the inverse problem of vertical electrical sounding using regularization is presented. Regularization is performed based on the results of neural network approximation during the work of the genetic algorithm. The presented technology of solving the inverse problem is tested during simulation modeling. A conclusion is made about the capabilities and prospects of the algorithm.

Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) – геофизический метод исследования земной коры, базирующийся на измерении кажущегося сопротивления на различных глубинах посредством увеличения расстояния между питающими электродами. На основе полученных значений кажущегося сопротивления и имеющейся априорной информации (в частности - материалов бурения скважин) восстанавливается геоэлектрический разрез. Восстановление геоэлектрического разреза по измеренным данным называется обратной задачей. Современные подходы к решению обратных задач базируются на автоматизированных технологиях подбора параметров геоэлектрического разреза с многократным решением прямой задачи и вычислением функционала невязки σ.

Обратные задачи геофизики являются некорректно поставленными, для их решения А. Н. Тихоновым разработан метод регуляризации. Регуляризация позволяет алгоритму автоматизированного подбора сузить множество возможных решений, выбирая такие варианты, которые удовлетворяют дополнительным критериям. Для учета данных критериев вводят стабилизирующий функционал (стабилизатор) [1, 3], который можно представить в различных формах. Одной из наиболее часто используемых является следующая форма:

$$\Omega = \lambda \cdot f(\boldsymbol{x^a}, \boldsymbol{x^c}),$$

где f – функция потерь, например, в метрике MSE, $\mathbf{x}^a$, $\mathbf{x}^c$ – соответственно вектор параметров геоэлектрического разреза, построенного по априорным данным и вектор параметров геоэлектрического разреза, полученного в процессе решения обратной задачи, λ – параметр регуляризации, который выбирается экспериментально.

Физический смысл представленного выше функционала заключается в приближении решения к априорно заданной модели. Данный алгоритм, несмотря на свою простоту и эффективность, имеет существенный недостаток: построение достоверной априорной модели требует привлечения большого объема геологической информации, которую можно получить только в ходе дорогостоящих буровых работ.

В настоящем исследовании представлен усовершенствованный метод регуляризации, основанный на вышеописанном стабилизирующем функционале. Ключевое отличие заключается в использовании в качестве априорно заданного геоэлектрического разреза решения, полученного по результатам нейросетевой аппроксимации [6]. Для этого на языке программирования «Python» написан алгоритм, включающий 2 основных этапа:

1. Формирование обучающей выборки, обучение нейронной сети и прогноз модели геоэлектрического разреза;
2. Решение обратной задачи на основе генетического алгоритма с использованием регуляризации.

Искусственная нейронная сеть (НС) представляет собой математическую модель (рис. 1), имитирующую мыслительную активность человека посредством воссоздания структуры головного мозга. Нейронная сеть, по аналогии с человеческим мозгом, состоит из нейронов, связанных между собой синаптической связью. НС способна обрабатывать полученную информацию, аппроксимируя зависимости между входными и выходными данными и прогнозировать решение на основе заданного значения.

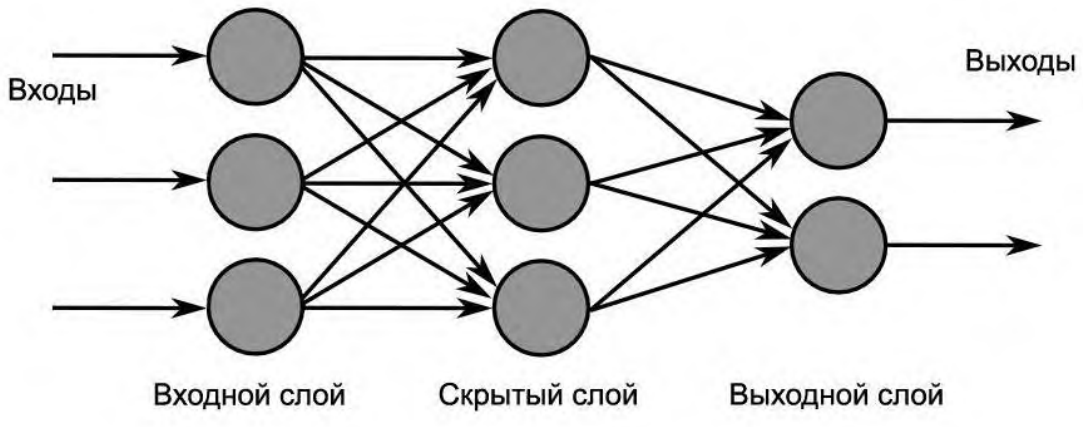


Рис. 1. Схема трехслойной нейронной сети

Для того чтобы нейронная сеть научилась прогнозировать целевые значения, её нужно обучить на примере множества входных и выходных данных – обучающей выборке. При решении обратной задачи ВЭЗ с помощью нейросетевой аппроксимации обучающая выборка должна включать совокупность параметров геоэлектрического разреза (выход) и соответствующие им кажущиеся сопротивления (вход). Текущий уровень развития компьютерных технологий и алгоритмов решения прямой задачи ВЭЗ позволяет достаточно быстро синтезировать обучающую выборку на основе априорной информации, имеющейся у геофизика. Возможности использования нейронных сетей отражены в множестве работ различных авторов [4, 6, 9, 11].

Для каждой точки ВЭЗ посредством нейросетевой аппроксимации восстанавливаются параметры геоэлектрического разреза, которые используются для расчета стабилизирующего функционала при дальнейшем применении методов глобальной оптимизации. В качестве такого метода авторами использован генетический алгоритм.

Генетический алгоритм (рис. 2) реализует итерационный процесс оптимизации параметров через эволюционные операторы (селекцию, кроссовер и мутацию). На каждом шаге алгоритма выполняется расчет теоретических значений кажущихся сопротивлений путем решения прямой задачи, производится сравнение рассчитанных кривых ВЭЗ с

полевыми данными через функционал невязки σ и стабилизирующий функционал Ω, решения с минимальными невязками отбираются как наиболее «приспособленные», на основе наиболее «приспособленных» решений генерируется следующее поколение решений.

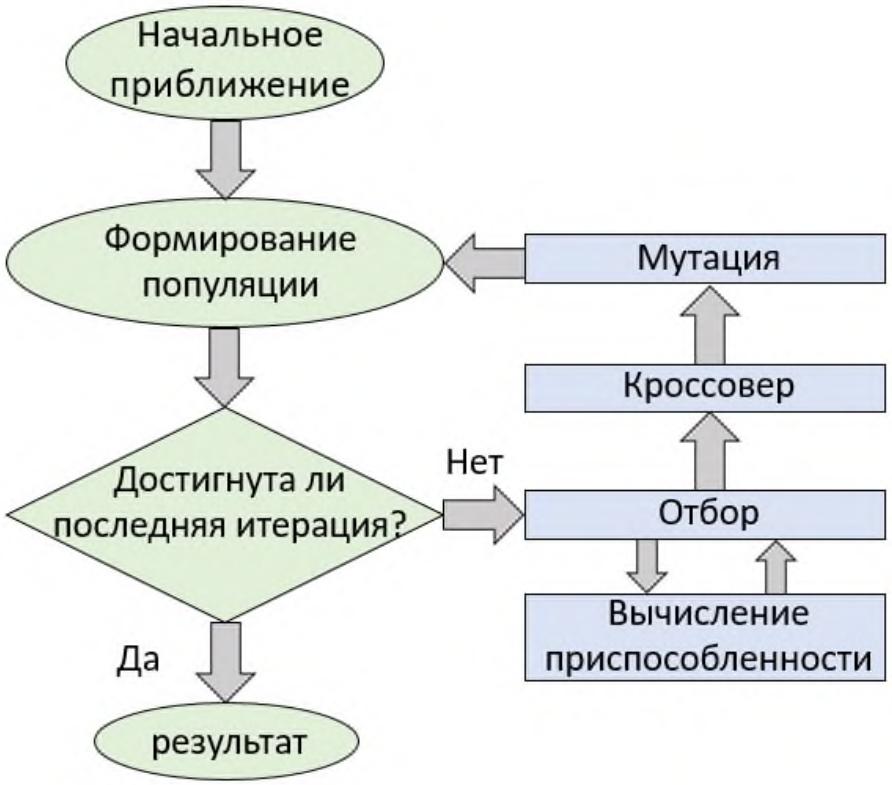


Рис.2. Схема работы генетического алгоритма

Для апробации метода «нейросетевой» регуляризации было проведено имитационное моделирование геоэлектрического разреза (рис. 3). Для модели с помощью НС решена обратная задача – невязка составила 14,9 % (рис. 4). Затем генетическим алгоритмом повторно решена обратная задача с использованием «нейросетевой» регуляризации (рис. 5). Применению эволюционных алгоритмов посвящены исследования геофизиков [2, 5, 7, 8, 10].

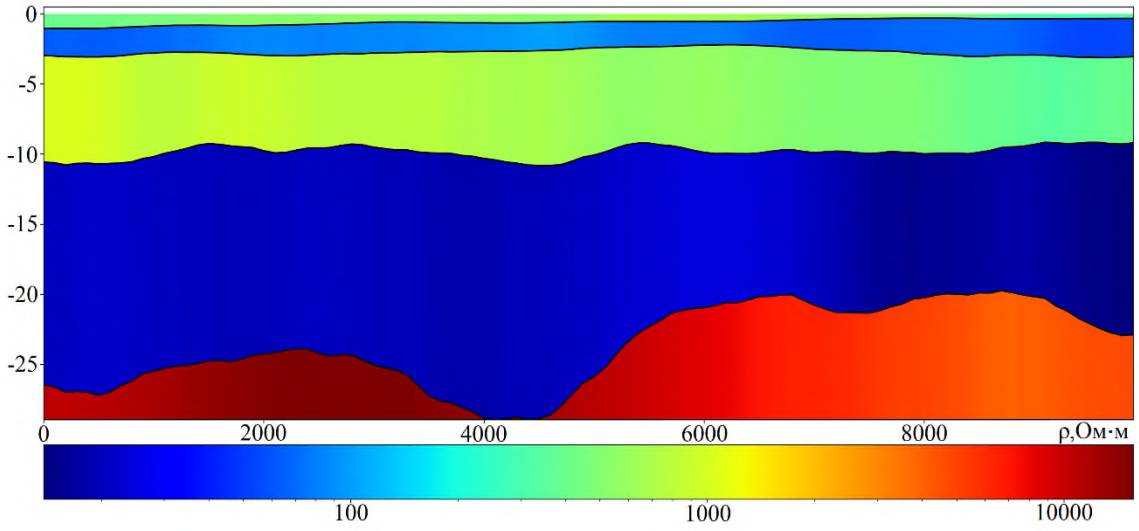


Рис.3. Синтезированный разрез

© ИГФ УрО РАН, 2025

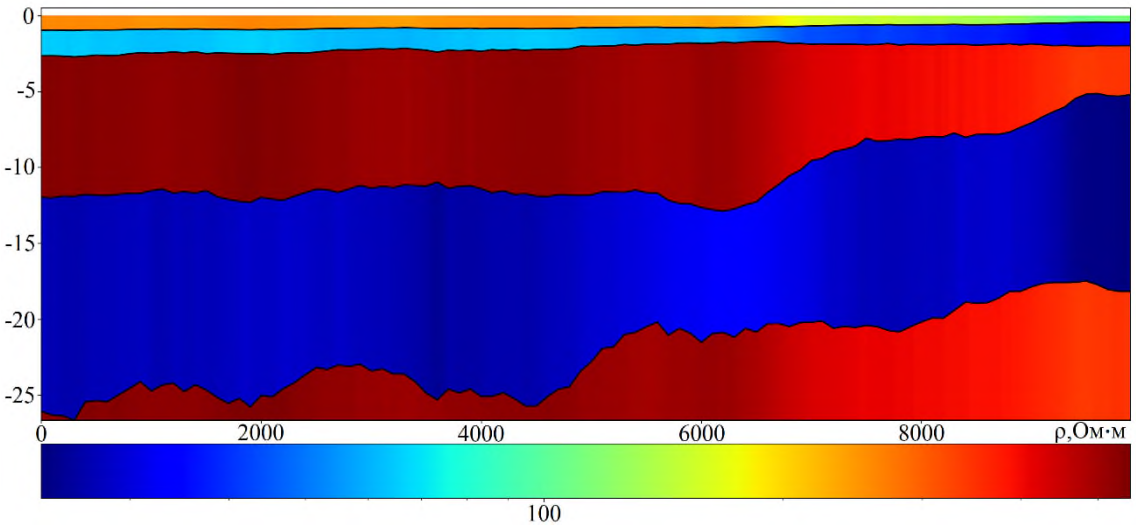


Рис. 4. Разрез, построенный по результатам нейросетевой аппроксимации

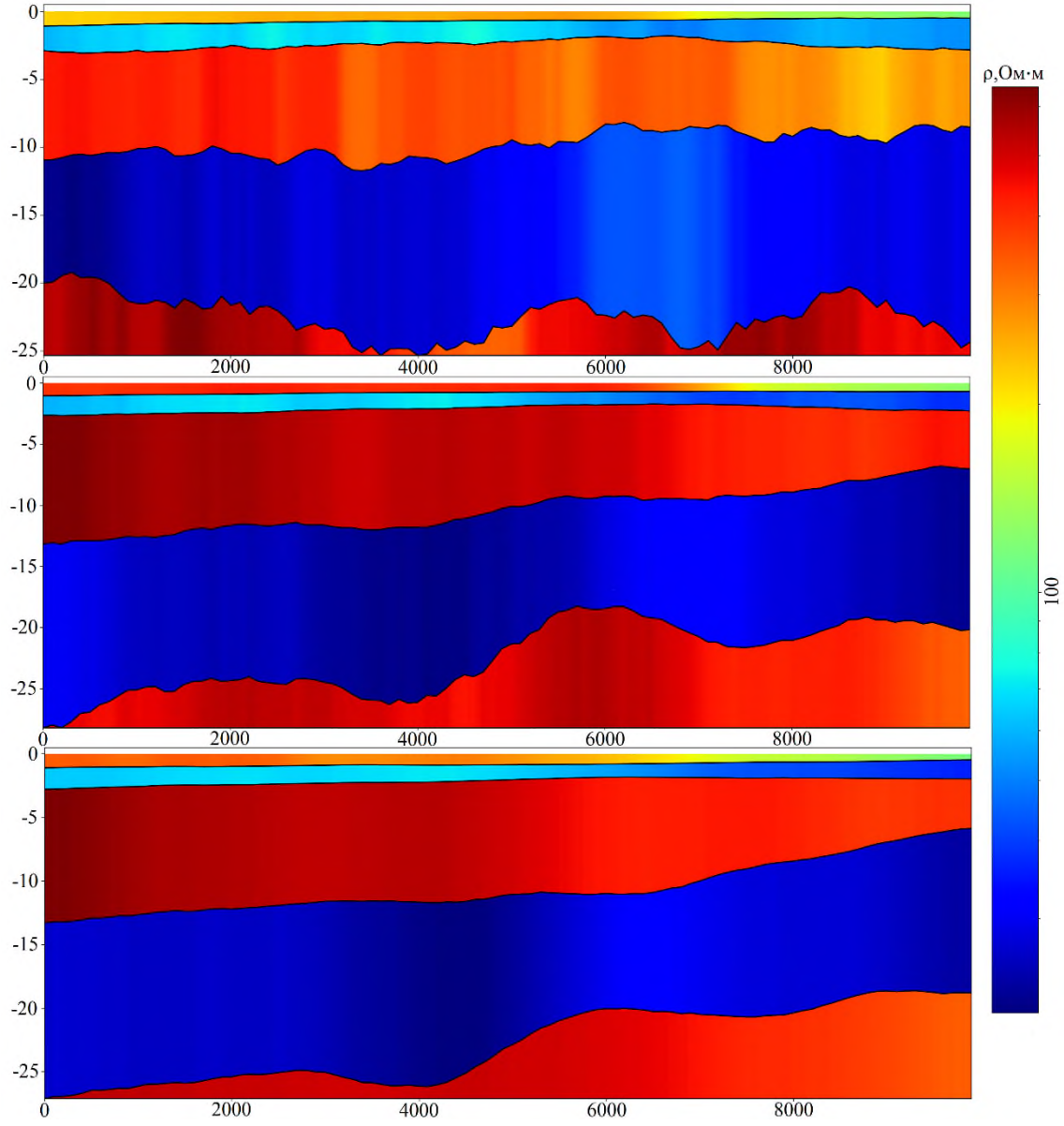


Рис. 5. Разрезы, построенные по результатам работы генетического алгоритма с заданными параметрами регуляризации λ: 0,01; 0,1; 1 (сверху вниз)

Сравнивая результирующие разрезы с исходной синтетической моделью, можно установить их сходство, особенно в геометрии границ слоев. В данном случае наблюдается существенное различие в удельных электрических сопротивлениях – более чем на порядок максимальное значение сопротивления на модели превышает аналогичное значение на итоговых геоэлектрических разрезах. Однако при этом сохраняется закономерность изменения сопротивлений как по глубине, так и по латерали.

Анализируя результаты обратной задачи данных ВЭЗ, можно сделать следующие заключения: во-первых, с ростом параметра регуляризации λ полученный геоэлектрический разрез становится более похожим на нейросетевой, отсюда следует, что с помощью параметра регуляризации можно эффективно контролировать процесс поиска параметров модели; во-вторых, с увеличением параметра регуляризации λ геоэлектрический разрез становится более гладким, что говорит об относительно высокой устойчивости «нейросетевой» регуляризации.

Таким образом, представленная компьютерная технология является эффективным инструментом решения обратной задачи ВЭЗ при выборе оптимального значения параметра регуляризации λ. Данный подход является перспективным ввиду быстрого развития технологий искусственного интеллекта и может быть использован при решении обратных задач для других геофизических методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дмитриев В.И.* Обратные задачи геофизики: Монография. М.: МАКС Пресс., 2012. 340 с.
2. *Долгаль А.С., Петросян Р.Н., Рыжов Н.В.* Оценка параметров источника гравитационной аномалии методом роя частиц // Вестник Пермского университета. Геология. 2024 Т. 23. № 1. С. 85-92.
3. *Жданов М.С.* Электроразведка. Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.
4. *Московский И.Г., Балабан О.М., Федорова О.С*. и др. Применение нейронных сетей при интерпретации данных электромагнитных зондирований вертикально-трещиноватых сред // Науковедение. 2015. Т. 7. №1. С. 1–12.
5. *Натальчишин Т. А*. Генетические алгоритмы и их применение для оценки параметров аномалиеобразующих объектов по данным гравиразведки и магниторазведки: Автореф. дисс. канд. техн. наук. М. 2012. 22 с.
6. *Оборнев Е.А., Оборнев. И.Е., Родионов Е.А*. и др. Применение нейронных сетей в нелинейных обратных задачах геофизики // Журнал вычислительной математики и математической физики. 2020. Т. 60. № 6. С. 1053–1065.
7. *Пересветов В.В*. Генетические алгоритмы решения обратных задач электромагнитного зондирования // Параллельные вычислительные технологии: труды международной научной конференции (электронное издание). 2008. 433 с.
8. *Петросян Р.Н. Рыжов Н.В*. Генетический алгоритм решения обратной задачи электроразведки методом вертикального электрического зондирования // Геофизика. 2024 № 5. С. 48–54.
9. *Петросян Р.Н. Рыжов Н.В.* Возможности искусственных нейронных сетей при решении обратных задач электроразведки методом вертикального электрического зондирования // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2024. Т. 62. № 2. С. 109-119.
10. *Тайницкий А.А*. Решение обратной задачи ВЭЗ методом дифференциальной эволюции // Горное эхо. 2021. № 3. С. 55–59.
11. *Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Оборнев И.Е.* и др. Алгоритм решения обратной задачи геоэлектрики на основе нейросетевой аппроксимации // Сибирский журнал вычислительной математики. 2018. Т. 21. № 4. С. 451–468.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.837.211

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ТРЁХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ МТЗ МЕТОДАМИ КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЕЙ И ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ ДЛЯ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ С ТРЕМЯ СТРУКТУРНЫМИ ЭТАЖАМИ

Попов Данила Денисович, Пушкарев Павел Юрьевич
crossbrian97@mail.ru; pavel_pushkarev@list.ru
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

Аннотация. Выполнено сопоставление результатов решения прямой 3D-задачи метода магнитотеллурического зондирования с помощью двух программ — MT3DFwd и GEMMIE для довольно сложной модели, содержащей 3D-неоднородности на трёх структурных этажах: в осадочном чехле, в консолидированной коре и в верхней мантии. Расчеты с помощью программы GEMMIE проводились для двух разных сеток по вертикали, из 79 ячеек, как и в программе MT3DFwd, и из 37 ячеек. Также использовались разные степени полиномов Лежандра, используемых в GEMMIE для аппроксимации поля внутри ячейки. Результаты продемонстрировали, что с увеличением степеней полиномов растёт время вычислений, но повышается точность, что позволяет успешно использовать более грубую сетку по вертикали. Сопоставление результатов расчетов по программам MT3DFwd и GEMMIE показало, что наибольшие различия наблюдаются вблизи границ приповерхностных структур — поднятия и впадины высокоомного фундамента. Чтобы сделать выводы, какая из программ даёт для данной модели результат, более близкий к истине, желательно провести расчёты по другим программам.

COMPARATIVE ANALYSIS OF SOLUTION OF A FORWARD THREE-DIMENSIONAL MT PROBLEM BY FINITE DIFFERENCE AND INTEGRAL EQUATION METHODS FOR A MODEL OF THE TECTONOSPHERE WITH THREE STRUCTURAL FLOORS

Popov Danila Denisovich, Pushkarev Pavel Yuryevich
crossbrian97@mail.ru; pavel_pushkarev@list.ru
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

Abstract. The results of solution of a forward 3D problem of the magnetotelluric sounding method were compared using two programs — MT3DFwd and GEMMIE for a complex model containing 3D heterogeneities at three structural levels: the sedimentary cover, the consolidated crust and the upper mantle. Calculations using the GEMMIE program were carried out for two different vertical grids, one of 79 cells, as in the MT3DFwd program, and one of 37 cells. Different degrees of Legendre polynomials used in GEMMIE for approximating the field inside the cell were also used. The results demonstrated that with an increase in the degrees of polynomials, the computation time increases, but the accuracy increases, which allows successfully using a coarser vertical grid. Comparison of the calculation results using the MT3DFwd and GEMMIE programs showed that the greatest differences are observed near the boundaries of the near-surface structures — the uplift and depression of the high-resistance foundation. In order to draw conclusions about which of the programs gives a result closer to the truth for a given model, it is advisable to carry out calculations using other programs.

Введение

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на использовании естественного квазистационарного электромагнитного (ЭМ) поля в широком диапазоне частот (10^{-4}–10^{4} Гц). Глубинность зондирования для такого диапазона частот находится в пределах от десятков метров до сотен километров и без использования мощных

контролируемых источников данный метод позволяет изучать большие глубины (вплоть до верхней мантии и астеносферы). Таким образом, МТЗ позволяет решать задачи как поисково-разведочного, так и фундаментального (глубинного) характера. На сегодняшний день при реконструкции геоэлектрической среды с использованием МТ данных всё чаще необходим поиск решения в классе трёхмерных (3D) моделей. Это требует быстрого и точного решения 3D-прямых и обратных задач.

В данной работе мы используем достаточно сложную модель тектоносферы с неоднородностями в осадочном чехле, земной коре и верхней мантии (Попов, Пушкарев, 2023) для сравнения результатов решения прямых задач с помощью двух программ. Первая, MT3DFwd (Mackie et al., 1993), предназначена для решения прямых задач и основана на методе конечных разностей, она давно и широко применяется во всём мире. Вторая, GEMMIE (Kruglyakov, Kuvshinov, 2018), позволяет решать обратные задачи, при этом прямая задача решается методом интегральных уравнений, программа активно развивается и всё шире применяется в последние годы.

Сравнение результатов решения прямых 2D- и 3D-задач МТЗ выполняется давно, следует упомянуть Международный проект по сравнению методов моделирования в задачах электромагнитной индукции COMMEMI (Жданов и др., 1990). Однако, с тех пор геоэлектрические модели продолжают усложняться, развиваются методы моделирования, появляются новые программы, поэтому задача продолжает оставаться актуальной.

Геоэлектрическая модель

Рассматриваемая 3D-геоэлектрическая модель тектоносферы является результатом обобщения мирового опыта применения метода МТЗ. Она включает в себя фоновый слоистый разрез и содержит горизонтальные неоднородности разного азимутального простирания на трёх структурных уровнях: осадочный чехол, консолидированная земная кора и верхняя мантия. На верхнем уровне в модель включены поднятие и прогиб в кровле фундамента, на среднем — типичные вытянутые коровые аномалии низкого удельного электрического сопротивления (УЭС), на нижнем — поднятие кровли мантийного проводника (астеносферы). Подробнее модель описана в работе (Попов, Пушкарев, 2023).

Программы численного моделирования магнитотеллурических полей

Первой программой, в которой проводились вычисления, является MT3DFwd (Mackie и др., 1993). При моделировании МТ поля используется «частотный» аналог метода разнесенной сетки (Yee, 1966), являющийся разновидностью конечно-разностного подхода. Область моделирования покрывается сеткой, в ячейках которой задаются значения УЭС. Система линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) решается не через явное вычисление всей обратной матрицы коэффициентов (прямое обращение), а с помощью «импедансного пропагатора» (Eckhardt, 1963). Это позволяет снизить вычислительную сложность за счёт работы с матрицами меньшего размера, а также избежать численной неустойчивости, связанной с экспоненциальным ростом ошибки вычисления МТ поля, при пошаговом переходе от глубинных слоёв к приповерхностным.

Второй программой, в которой проводились вычисления, является GEMMIE (Kruglyakov, Kuvshinov, 2018). В ней используется разновидность метода интегральных уравнений. В ходе решения используется метод Галёркина. Аппроксимация поля в области моделирования выполняется с помощью векторных базисных функций, построенных на основе полиномов Лежандра. Такая аппроксимация позволяет задействовать меньшее число ячеек при сохранении той же точности вычислений.

Особенности проведения вычислений в программах MT3DFwd и GEMMIE

В результате решения прямой 3D-задачи с помощью обеих программ определяются компоненты МТ поля в центрах ячеек на земной поверхности для двух поляризаций на заданных периодах (в нашем случае T = 0.1–5000 с). Для вычислений в программе MT3DFwd нами использовалась сетка с размерами (количество ячеек): $N^D_X = 100$, $N^D_Y = 100$ и $N^D_Z = 79$. По горизонтали размеры ячеек составили 4×4 км в центральной области размером 90×90

ячеек, по бокам были добавлены по 5 дополнительных ячеек с каждой стороны для выполнения граничных условий. В случае применения программы GEMMIE были задействованы два варианта модельных сеток: $N^D_X = 90$, $N^D_Y = 90$ и $N^D_Z = 79$ или 37. В случае $N^D_Z = 37$ исключались промежуточные «слои», не содержащие ячеек с аномальной электропроводностью. Также были использованы три варианта порядка полиномов: (1) $N^P_X = 0$, $N^P_Y = 0$, $N^P_Z = 0$; (2) $N^P_X = 1$, $N^P_Y = 1$, $N^P_Z = 2$; (3) $N^P_X = 2$, $N^P_Y = 2$, $N^P_Z = 3$. Всего было проведено 5 расчётов: три с $N^D_Z = 37$ при всех трех вариантах степеней полиномов, а также два $N^D_Z = 79$ с минимальными и промежуточными значениями степеней.

Основной МТ передаточной функцией, используемой в наших исследованиях, является тензор импеданса [**Z**], из которого можно вывести кажущееся сопротивление $\rho_к$ и фазу импеданса φ_Z. Кроме того, в качестве магнитовариационного (МВ) параметра была использована матрица Визе-Паркинсона или типпер [**W**], определяемая по данным всех трех составляющих магнитного поля.

Сравнение результатов моделирования по программам MT3DFwd и GEMMIE

В первую очередь для сравнения результатов расчетов по двум программам были построены кривые отклонений. Эти кривые строились по данным амплитуды ρ_{eff} и фазы φ_{Zeff} эффективного импеданса, а также нормы типпера ||W||. По данным ρ_{eff} отклонения результатов расчетов в программе GEMMIE от результата, полученного программой MT3DFwd, рассчитывались по формуле:

$$\Delta\rho_{eff} = \frac{(\rho_{G_eff} - \rho_{M_eff})}{\rho_{M_eff}} * 100\ \%\ (1),$$

а по данным φ_{Zeff} и ||W|| — по формулам:

$$\Delta\varphi_{eff} = \varphi_{G_eff} - \varphi_{M_eff}\ (2),$$

$$\Delta\left|\left|W\right|\right| = \left|\left|W\right|\right|_G - \left|\left|W\right|\right|_M\ (3),$$

где: ρ_{G_eff}, φ_{G_eff}, $\left|\left|W\right|\right|_G$ — значения по GEMMIE, ρ_{M_eff}, φ_{M_eff}, $\left|\left|W\right|\right|_M$ — по MT3DFwd.

Рассмотрим пять точек зондирования на центральном меридиональном профиле. Данные эффективного кажущегося сопротивления приведены на рисунке 1. По $\Delta\rho_{eff}$ видно, что максимальные расхождения наблюдаются на коротких периодах. При этом максимальные расхождения, превышающие 20 %, связаны с двумя точками, одна из которых (x = 80 км, y = 0 км) находится над поднятием фундамента, а другая (x = 140 км, y = 0 км) расположена чуть севернее. Видно, что программа GEMMIE в целом дает более низкие значения ρ_{eff}, чем MT3DFwd. Однако есть исключение, связанное с точкой зондирования (x = -80 км, y = 0 км) над проводящим прогибом. В данном случае видна обратная ситуация, когда расхождения имеют другой знак и достигают максимальных значений в 7–10 % при двух вариантах расчетов с нулевыми степенями полиномов.

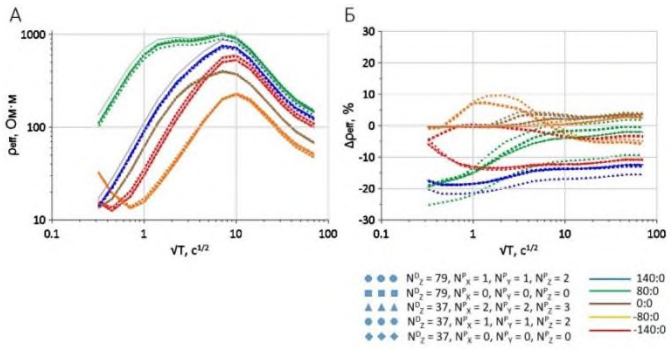


Рис. 1. Центральный меридиональный профиль. А. Кривые ρ_{eff}. Б. Кривые $\Delta\rho_{eff}$.

По $\Delta\varphi_{eff}$ максимальные расхождения не превышают типичных погрешностей наблюдений — двух градусов. На периодах больше 100 с практически при всех вариантах модельных сеток и степеней полиномов отклонения в расчетах стремятся к нулю. Кривые в точках над поднятием (x = 80 км, y = 0 км) и прогибом (x = -80 км, y = 0 км) при двух вариантах расчетов с нулевыми степенями полиномов демонстрируют максимальные расхождения. По $\Delta\left|\left|W\right|\right|$ максимальные

расхождения также не превышают типичных погрешностей наблюдений — 0.02. Отметим, что кривые в точках над прогибом (x = -80 км, y = 0 км) и чуть южнее него (точка x = -140 км, y = 0 км) при двух вариантах расчетов с минимальными степенями полиномов демонстрируют максимальные расхождения. Рисунки с кривыми $\Delta\varphi_{eff}$ и $\Delta||W||$ не приводятся здесь из-за ограниченного объёма статьи.

Отклонения результатов расчетов по GEMMIE от результата расчета по MT3DFwd также продемонстрированы в таблицах 1 и 2. Для оценок были использованы 225 равномерно распределенных по исследуемой площади точек МТЗ. Для каждого периода рассматривались среднеквадратичные по всей площади отклонения (σ) и максимальные отклонения.

Таблица 1. Среднеквадратичное отклонение $\sigma(\rho_{eff})$ результатов расчетов в программе GEMMIE от результата расчета в программе MT3DFwd.

	Варианты расчетов в программе GEMMIE				
T, с	37_0_0_0	37_1_1_2	37_2_2_3	79_0_0_0	79_1_1_2
0.1	8.62	8.95	9.94	8.60	8.95
1	13.74	9.55	10.60	13.72	9.55
20	13.10	8.36	8.88	12.79	8.36
500	11.43	8.31	8.51	11.30	8.31
5000	11.54	8.21	8.20	11.39	8.21

Таблица 2. Максимальное расхождение $\Delta^{отн.}_{макс.}(\rho_{eff})$ между результатами расчетов в программе GEMMIE и результатом расчета в программе MT3DFwd.

	Варианты расчетов в программе GEMMIE				
T, с	37_0_0_0	37_1_1_2	37_2_2_3	79_0_0_0	79_1_1_2
0.1	33.38	33.86	40.98	33.40	33.86
1	47.50	30.30	34.89	46.69	30.31
20	49.12	21.14	26.03	48.87	21.15
500	42.84	19.57	24.44	43.04	19.58
5000	43.70	20.59	23.65	43.95	20.56

Анализируя эти таблицы, можно отметить, что среднеквадратичное отклонение и максимальное расхождение падают по мере увеличения периода (за исключением периода 0.1 с). Кроме того, значения уменьшаются при росте степеней полиномов. Получается, что степени полиномов играют бóльшую роль, чем количество задействованных ячеек в модельной сетке вдоль оси z. Однако принципиальных изменений переход степеней полиномов $N^P_X = 1\rightarrow2$, $N^P_Y = 1\rightarrow2$, $N^P_Z = 2\rightarrow3$ не дал. Все описанные факты аналогичным образом наблюдаются в таблицах, построенных по данным φ_{eff} и $||W||$.

Нами также были построены карты отклонений на ряде периодов, которые не приводятся здесь из-за ограниченного объёма статьи. Они позволяют сделать вывод, что максимальные отклонения результатов расчётов по двум программам приурочены к приповерхностным структурам (поднятию и прогибу кровли фундамента), причём чаще всего — к их границам.

Заключение

Нами была составлена 3D-геоэлектрическая модель тектоносферы. Проведя расчеты МТ поля в двух программах — GEMMIE и MT3DFwd, мы определили МТ и МВ передаточные функции. На основании этих функций были составлены кривые, карты и таблицы расхождений в результатах решения прямой трёхмерной задачи между программами MT3DFwd и GEMMIE. Анализ результатов показал, что наибольшие расхождения наблюдаются на периодах 1–20 с и, скорее всего, обусловлены влиянием структур осадочного чехла. При этом более важную роль при улучшении сходимости в получаемых результатах оказывают степени полиномов.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-00147.

Технологическая поддержка

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова (Voevodin et al., 2019).

Благодарности: Отдельную благодарность хотелось бы выразить М.С. Круглякову за предоставление возможности пользоваться программой GEMMIE, А.В. Кувшинову и А.С. Кочневу — за помощь в освоении данной программы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю.* Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере. Вестник Московского университета, Серия 4 Геология, 2023, № 6, с. 134–143.

2. *Eckhardt D.H.* Geomagnetic induction in a concentrically stratified Earth. J. Geophys. Res., 1963, 68, p. 6273–6278.

3. *Farquharson C.G., Oldenburg D.W.* An integral equation solution to the geophysical electromagnetic forward-modelling problem. In “Three-Dimensional Electromagnetics. Methods in Geochemistry and Geophysics. Vol. 35”, 2002, p. 3–19.

4. *Kruglyakov M., Kuvshinov A.* Using high-order polynomial basis in 3-D EM forward modeling based on volume integral equation method. Geophys. J. Int., 2018, 213, p. 1387–1401.

5. *Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E.* Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - theory and comparison to integral equation solutions. Geophysics, 1993, 58, p. 215–226.

6. *Voevodin Vl., Antonov A., Nikitenko D., Shvets P., Sobolev S., Sidorov I., Stefanov K., Voevodin Vad., Zhumatiy S.*, Supercomputer Lomonosov-2: Large Scale, Deep Monitoring and Fine Analytics for the User Community. Supercomputing Frontiers and Innovations, 2019, Vol. 6, No.2, p. 4–11.

7. *Yee K.S.* Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell’s equations in isotropic media. IEEE Trans. Ant. Prop., 1966, AP-14, p. 302–307.

8. *Zhdanov M.S.* Integral representations in electromagnetic forward modeling. In “Geophysical Inverse Theory and Regularization Problems. Methods in Geochemistry and Geophysics. Vol. 36”, 2002, p. 231–286.

УДК 550.837

ЭЛЛИПТИЧЕСКАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ИНДУКЦИОННЫХ ЗОНДИРОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД

Ратушняк Александр Николаевич[1], *Коноплин Алексей Дмитриевич*[2]
[1]geo_info@mail.ru; [2]pbs002@mail.ru
Институт геофизики им. Ю,П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, РФ

Аннотация. Рассмотрены вопросы эллиптической поляризации электрического и магнитного поля, создаваемого индуктивным источником с гармоническим режимом тока. Влияние проводящих свойств на электромагнитное поле исследовано в низкочастотной ближней зоне, представляющей основной интерес для целей изучения геоэлектрического строения геологической среды.

ELLIPTIC POLARIZATION OF ELECTRIC AND MAGNETIC FIELD IN INDUCTIVE SOUNDING OF GEOLOGICAL MEDIA

Ratushnyak Alexander Nikolaevich[1], *Konoplin Alexey Dmitrievich*[2]
[1]geo_info@mail.ru; [2]pbs002@mail.ru
Institute of Geophysics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

Abstract. The paper considers the issues of elliptical polarization of the electric and magnetic fields generated by an inductive source with a harmonic current mode. The influence of conductive properties on the electromagnetic field is investigated in the low-frequency near zone, which is of primary interest for the purposes of studying the geoelectric structure of the geological environment.

В методах электроразведки, изучающих геоэлектрическое строение верхней части Земной коры и применяемых для поисков месторождений проводящих руд, особое место занимают индуктивные методы исследований, основанные на исследовании переменного электромагнитного поля. Бесконтактные индуктивные способы возбуждения и измерения магнитного поля позволяют выполнять как дискретные измерения при неподвижных положениях измерительного и генераторного устройств, так и измерять поле в движении, что используется в воздушных (аэроэлектроразведка) и в скважинных методах исследований (индукционный каротаж) [6-8].

В применяемых методах электроразведки с индуктивным источником в виде незаземленного контура с током или вертикального магнитного диполя есть несколько способов определения удельного электрического сопротивления среды по результатам измерений электромагнитного поля. Общим недостатком способов с измерениями пространственных составляющих магнитного поля является необходимость в точной пространственной ориентации датчиков составляющих магнитного поля относительно источника.

Известен способ, позволяющий избежать этого существенного недостатка: измерения пространственно-временных инвариантов магнитного поля, а именно - полуосей эллипса поляризации H_a и H_b, измеряемых в плоскости генераторное устройство – измерительный датчик [5, 6]. Однако в условиях неоднородных сред плоскость поляризации может существенно отклоняться от вертикальной плоскости «источник – точка измерений». Для точного определения полуосей полного эллипса поляризации в пространстве необходимы измерения трех пространственных составляющих магнитного поля, предложенные в способе измерения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля и реализованные в

разработанной аппаратуре [3, 4].

Достоинства этого способа заключаются в том, что не требуется пространственная ориентация системы датчиков составляющих поля и нет необходимости передачи опорного сигнала от генераторного устройства к измерительному. В этом проявляется преимущество использования пространственно-временных инвариантных характеристик переменного магнитного поля по сравнению с использованием традиционных координатных измерений составляющих поля. Кроме того, использование измерений относительных фаз составляющих магнитного поля позволяет существенно упростить измерительное устройство.

При дистанционных индукционных зондированиях геологических неоднородных сред на фиксированной частоте определение кажущегося удельного электрического сопротивления однородного полупространства выполняют по величинам отношения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля [3].

Измерения эллипса поляризации магнитного поля гармонического источника являются традиционными и давно используются в методах электроразведки. Наряду с магнитным полем до сих пор не исследовалась эллиптическая поляризация электрического поля, возможность измерения которого предусмотрена в пятиканальной индукционной аппаратуре [1, 3].

Если источник гармонического поля частотой ω в удаленной от источника точке на поверхности проводящего полупространства создает электрическое поле с величинами составляющих напряженностей $E_i(t) = E_{0i} cos(\varphi_i + \omega t)$, где E_{0i} - амплитудное значение и φ_i - относительная фаза *i* - той составляющей напряженности электрического поля, то величины полуосей эллипса поляризации электрического поля определяют по формулам, подобным [3]:

$$E_a = \sqrt{E_{0x}^2 cos^2(\varphi_x + \alpha) + E_{0y}^2 cos^2(\varphi_y + \alpha)}\ ,\ E_b = \sqrt{E_{0x}^2 sin^2(\varphi_x + \alpha) + E_{0y}^2 sin^2(\varphi_y + \alpha)}\ ,$$

где $\alpha = -0.5 atan\left[\left(E_{0x}^2 cos2\varphi_x + E_{0y}^2 cos2\varphi_y\right) / \left(E_{0x}^2 sin2\varphi_x + E_{0y}^2 sin2\varphi_y\right)\right]$.

Особенностью поведения электрического поля индуктивного источника в виде вертикального магнитного поля является то, что оно имеет единственную азимутальную составляющую и не зависит от горизонтальной слоистости, поскольку силовые линии электрического поля не пересекают границы неоднородностей. Для появления эллиптической поляризации электрического поля необходимо наличие вертикальных контактов сред с различным электрическим сопротивлением или локального проводящего объекта.

Изучение эллиптической поляризации электрического поля в среде с 3D проводящим объектом выполнено с использованием аппарата математического моделирования методов индуктивной электроразведки с помощью пакета программ D6_ ELECTRO [2]. Электромагнитное поле создается вертикальным магнитным диполем с моментом $M_z = 10^3$ А·м^2, расположенным на границе «земля-воздух» в начале координат. Проводящий 3D-объект в виде прямоугольного параллелепипеда имеет размеры 80х50х20 м, глубина центра тела *h* = 100 м. Удельное электрическое сопротивление полупространства ρ_o = 100 Ом·м, проводящего объекта ρ_v = 1 Ом·м.

На рис.1 приведены план изолиний отношения полуосей эллипса поляризации электрического поля на частоте *f* = 1 кГц над проводящим 3D-объектом. Поскольку величина малой полуоси эллипса E_b существенно меньше E_a, в качестве параметра приведено отношение E_b / E_a. Расчеты выполнены для широкого диапазона частот *f* = 0,1÷ 50 кГц, при различных значениях удельного сопротивления полупространства ρ_o и различном пространственном положении 3D тела как в виде горизонтальной, так и вертикальной пластины с ориентировкой максимальной стороны по осям X и Y.

Результаты расчетов показывают, что при любых физико-геометрических параметрах

среды и 3D объекта поляризация электрического поля остается практически линейной, поскольку величина малой полуоси эллипса поляризации не превышает значения 2% от большой полуоси на всем изученном спектре частот тока индуктивного источника.

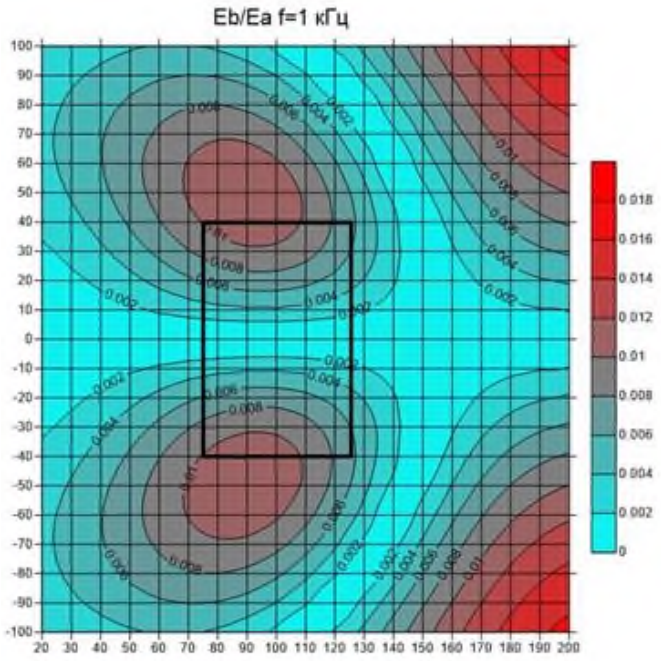


Рис.1. Планы изолиний отношения полуосей эллипса поляризации электрического поля E_b/E_a над 3D-проводящим объектом на частотах f = 1 гГц

В дистанционных индукционных зондированиях неоднородных сред возможно использование дополнительного информативного параметра – большой полуоси линейно поляризованного электрического поля, которое наряду с эллиптически поляризованным магнитным полем помогает определять удельное электрическое сопротивление среды в широком диапазоне изменений расстояний исследования и применяемых рабочих частот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арзамасцев Е.В., Коноплин А.Д., Астафьев П.Ф.* Многочастотный комплекс фазочувствительного частотного индукционного зондирования. // Датчики и системы. 2018. № 5. С. 55–60.

2. *Ратушняк А.Н.* Рассеяние электромагнитного поля на проводящих 3D объектах. Екатеринбург: УрО РАН, 2024. 190 с. ISBN 978-5-7691-2578-2

3. *Ратушняк А.Н., Коноплин А.Д.* Низкочастотная электроразведка с измерениями пространственных инвариантов магнитного поля. // Известия УГГУ. 2023. Вып. 3(71). С. 112–119. DOI 10/21440/2307-2091-2023-3-112-119

4. *Ратушняк А.Н., Коноплин А.Д.* Способ измерения полуосей полного эллипса поляризации магнитного поля и устройство для его осуществления. Патент РФ № 2793393. 03.04.2023. Бюл. № 10.

5. *Светов Б.С.* Способ измерения полуосей эллипса поляризации магнитного поля и устройство для его осуществления. А.С. №132345. БИ №12, 1960.

6. *Светов Б.С.* Теория, методика интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. –М.: Недра. 1973. 254 с.

7. *Титлинов В.С.* Индукционное электромагнитное зондирование при поисках рудных месторождений. –Свердловск: ИГФ УНЦ АН СССР, 1979. 132 с.

8. Электроразведка: Справочник геофизика. Т. 1. –М.: Недра, 1989. 438 с.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 551.524

ВАРИАЦИИ СРЕДНЕГОДОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ДАННЫМ МЕТЕОСТАНЦИИ ЦУГШПИТЦЕ С 1901 Г. ПО 2024 Г.

Рябова Светлана Александровна[1,2]
[1,2]*riabovasa@mail.ru*
[1]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, г. Москва, Россия*
[2]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия*

Аннотация. В ходе настоящей работы выполняется анализ временной динамики среднегодовых значений температуры воздуха по данным инструментальных наблюдений за вариациями температуры на высокогорной метеостанции Цугшпитце с 1901 по 2024 гг. С применением метода линейной регрессии показан рост температуры. Темп роста температуры значительно увеличился с 1969 г. Это хорошо отображает динамика трендовой составляющей, рассчитанной с помощью метода сингулярного спектрального анализа.

VARIATIONS IN ANNUAL TEMPERATURE VALUES ACCORDING TO ZUGSPITZE WEATHER STATION FROM 1901 TO 2024

Riabova Svetlana[1,2]
[1]Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. In the course of this work, an analysis of the temporal dynamics of average annual air temperature values is carried out based on instrumental observations of temperature variations at the Zugspitze high-mountain weather station from 1901 to 2024. Using the linear regression method, an increase in temperature is shown. The rate of temperature increase has increased significantly since 1969. This is well reflected in the dynamics of the trend component calculated using the singular spectrum analysis method.

Кроме изменения климата в ходе естественных процессов [2] существенным фактором современного потепления климата принимается также антропогенная деятельность, которая по данным многочисленных публикаций [например, 1, 3, 8] определяет не только повсеместный рост температуры в разных регионах земного шара, но и изменения интенсивности и повторяемости экстремальных климатических явлений (засух, наводнений, ураганов и т. д.). Следует отметить, что изменения приземной температуры в приповерхностном слое атмосферы происходят неравномерно [8], поэтому в рамках исследования проблемы изменения климата актуально выполнение анализа вариаций температуры воздуха в разных точках нашей планеты. В связи с этим представляется важным проведение такого рода исследований для регионов, где наблюдается деградация ледников, каким и является Цугшпитце.

Гора Цугшпитце – самая высокая точка Германии, ее высота составляет 2962 м, располагается в Альпах, на юге страны (Бавария), в 11 километрах от городка Гармиш-Партенкирхен [5].

На флангах Цугшпитце расположены три ледника, два из которых (Северный Шнефернер и Холленталфернер) являются крупнейшими в Германии, и относительно небольшой Южный Шнефернер. До 1900 г. Северный Шнефернер и Южный Шнефернер были одним крупным ледником. По наблюдениям за ледниками с 1980 г. отмечается значительное сокращение их площадей.

В среднем ежегодно тает около 80 см льда. На 2018 г. общая площадь сократилась до 18 га, из которых около 10 % приходилось на Южный Шнефернер.

Все три ледника на склонах горы Цугшпитце сильно пострадали от экстремальных температур, зафиксированных летом 2022 г. Снимки в районе ледника Южный Шнефернер, полученные спутниками Copernicus Sentinel-2 в 2016 и 2022 гг. показали, что на леднике наблюдается значительное сокращение площади льда. Площадь ледника сократилась на 50 % с 2018 по 2022 г. Из-за ограниченной остаточной массы его ледяного покрова относительно профиля склона Южный Шнефернер перестал течь вниз по склону, что является важным критерием для классификации ледяной массы как «ледника».

В ходе настоящей работы выполняется анализ временной динамики среднегодовых значений температуры воздуха по данным инструментальных наблюдений за вариациями температуры на высокогорной метеостанции Цугшпитце.

Рассматривались вариации среднегодовых значений температуры воздуха за период с 1901 г. по 2024 г. Метеостанция Цугшпитце расположена на высоте 2574 м. Ее географические координаты: 47°25'00" с.ш., 10°58'59" в.д.

Для определения роста температуры со временем в работе использовалась линейная регрессия – это метод анализа данных, который математически моделирует неизвестную или зависимую переменную и известную или независимую переменную в виде линейного уравнения [4]. Оценка подгонки линейной регрессии выполнялась на основе анализа коэффициента детерминации.

В настоящей работе, с целью выделения трендовой составляющей, использовался метод сингулярного спектрального анализа, который заключается в декомпозиции временного ряда на его составляющие, называемые эмпирическими компонентами [6].

Алгоритм сингулярного спектрального анализа состоит в следующем [6, 7]. На первом этапе исходный временной ряд разбивается на оконные последовательности, затем каждая последовательность преобразуется в траекторную матрицу, в которой время представлено в виде строк, а взаимодействие между элементами временной последовательности в виде столбцов.

На следующем этапе с целью выделения эмпирических компонент ряда используется сингулярное разложение (аппроксимация матрицы через линейную комбинацию базисных векторов), при этом базисные векторы получаются из диагональных элементов матрицы сингулярных значений, а эмпирические компоненты – из произведения матрицы левых сингулярных векторов на транспонированную матрицу правых сингулярных векторов.

Каждая эмпирическая компонента содержит информацию о ряде определенной частоты и длины внутри оконной последовательности. Для выделения тренда необходимо сгруппировать собственные тройки с медленно меняющимися сингулярными векторами [7].

На рис. 1 приведены вариации среднегодовых значений температуры воздуха за период 1901 г. по 2024 г. по данным метеостанции Цугшпитце. Максимальная среднегодовая температура наблюдалась в 2024 г. и составила 0,55 °С. Минимальная среднегодовая температура наблюдалась в 1919 г. и составила -3,70 °С. Средняя среднегодовая температура в период с 1901 по 1968 гг. составляет -2,49 °С. Средняя среднегодовая температура в период с 1969 по 2024 гг. составляет -0,98 °С, т.е. на 1,51 °С больше по сравнению с периодом 1901-1968 гг.

Кроме того визуальный анализ вариаций среднегодовых значений температуры воздуха за период с 1901 г. по 2024 г. показал, что темп роста температуры значительно увеличился с 1969 г. Это хорошо отображает динамика трендовой составляющей, рассчитанной с помощью метода сингулярного спектрального анализа.

Результаты регрессионного анализа для временного интервала с 1901 по 2024 г. демонстрируют рост температуры со временем, коэффициент детерминации линейной регрессии составляет 0,40. Лучше линейной зависимостью аппроксимируются вариации температуры с 1969 г., коэффициент детерминации линейной регрессии составляет 0,53.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий» (№ 125012700798-8) и в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 351 с.

2. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. МГУ. МАИК «Наука». М.: Интерпериодика, 2001. 352 с.

3. *Логинов В.Ф., Микуцкий В.С.* Изменения климата: тренды, циклы, паузы. Минск: Беларуская навука, 2017. 179 с.

4. *Максимова Т.Г., Попова И.Н.* Эконометрика: учебно-методическое пособие. СПб.: Университет ИТМО, 2018. 70 с.

5. *Рябова С.А.* Исследование мультифрактральности температуры по данным метеостанции Цугшпитце // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2024. Т. 60. №1. С. 26–32. DOI: 10.31857/S0002351524010038

6. *Elsner J.B., Tsonis A.A.* Singular Spectrum Analysis. A new tool in time series analysis. New York: Springer Science & Business Media, 1996. 164 p.

7. *Golyandina N., Zhigljavsky A.* Singular Spectrum Analysis for time series. Springer Briefs in Statistics. Heidelberg, New York, Dordrecht, London: Springer, 2013. 119 p.

8. *Climate Change 2013*: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel On Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 1535 p.

УДК 550.34+551.510.535

ВАРИАЦИИ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ F2 СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ, ВЫЗВАННЫЕ КОРОВЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ МАГНИТУДОЙ 7,7, ПРОИЗОШЕДШИМ В МЬЯНМЕ 28.03.2025 Г.

Рябова Светлана Александровна[1,2]
[1,2]*riabovasa@mail.ru*
[1]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, г. Москва, Россия*
[2]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва, Россия*

Аннотация. В ходе настоящей работы анализируются вариации критической частоты F2 слоя ионосферы, вызванные разрушительным коровым землетрясением магнитудой 7,7, произошедшим в Мьянме 28.03.2025 г. в зоне крупной Сагаингской тектонической структуры, представляющей собой границу между Бирманской и Зондской тектоническими плитами. Анализировались данные станции наземного зондирования ионосферы «Окинава», расположенной на расстоянии ~3297 км от эпицентра землетрясения.

VARIATIONS OF CRITICAL FREQUENCY OF THE IONOSPHERIC F2 LAYER CAUSED BY THE 7.7 CRUSTAL EARTHQUAKE IN MYANMAR ON MARCH 28, 2025

Riabova Svetlana[1,2]
[1]Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. In the course of this work, an analysis of the variations in the critical frequency of the F2 ionospheric layer caused by the destructive crustal earthquake of magnitude 7.7 that occurred in Myanmar on March 28, 2025, in the zone of the large Sagaing tectonic structure, which is the boundary between the Burma and Sunda tectonic plates, is carried out. Data from the Okinawa ground-based ionospheric sounding station, located at a distance of ~3297 km from the earthquake epicenter, were analyzed.

Ионосферный эффект сильных землетрясений представляет собой весьма интересный объект исследований. При этом следует отметить, что особый интерес вызывают сильные коровые землетрясения, природа инициирования и специфика формирования очага которых до настоящего времени не до конца ясны [1, 2]. В связи с этим необходимо подчеркнуть важность накопления наблюдательного материала.

В настоящей работе рассматриваются результаты инструментальных наблюдений за геофизическими эффектами, вызванными разрушительным коровым землетрясением, произошедшим в Мьянме 28.03.2025 г. Землетрясение магнитудой 7,7 произошло на глубине ~10 км [https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/] в зоне крупной Сагаингской тектонической структуры, представляющей собой границу между Бирманской и Зондской тектоническими плитами (табл. 1).

Сейсмическое событие сопровождалось значительным количеством афтершоков, максимальный из которых магнитудой 6,7 зарегистрирован через ~12 мин на расстоянии ~32 км от основного события (табл. 1).

Анализировались данные станции наземного зондирования ионосферы «Окинава», расположенной на расстоянии ~3297 км от эпицентра землетрясения (ГЕО: 26,68° N; 128,15° E), представленные в свободном доступе [http://www.wdc.nict.go.jp].

Отклик ионосферы на землетрясение в виде вариаций критической частоты F2-слоя определялся на основе результатов ручной обработки данных станции ионосферного зондирования «Окинава» с интерпретацией по методике URSI [3].

Отклик ионосферы на землетрясение 28.03.2025 г. рассматривался в настоящей работе в виде вариации критической частоты F2 слоя ионосферы f_0F2. Результаты обработки ионограмм демонстрируют, что основной толчок и последующий за ним афтершок магнитудой 6,7 вызвали вариации критической частоты f_0F2 в виде двух положительных бухт в период с ~07:00 до ~07:30 UT. Вариации с максимальной амплитудой ~0,8 МГц развивались на фоне суточного понижения f_0F2. Период вариаций составил ~25−30 мин. Анализ ионограмм, полученных на станции наземного зондирования ионосферы «Окинава», с использованием данных работ [4–6] позволяет сделать заключение о том, что ионосферные возмущения, с большой вероятностью, могут быть связаны с приходом сейсмических волн Релея, являющихся источником акустических колебаний.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН «Преобразование геофизических полей как основной фактор межгеосферных взаимодействий» (№ 125012700798-8) и в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Собисевич А.Л.* Управление сейсмическим процессом: реальность и проблемы // Геофизика XX1 столетия: 2003–2004 годы. Тверь: ГЕРС, 2005. С. 97–104.

2. *Гуфельд И.Л., Матвеева М.И., Новоселов О.Н.* Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 378–415.

3. *Руководство* URSI по интерпретации и обработке ионограмм. Под редакцией П.В. Медниковой. М.: Наука. 1977. 342 с.

4. *Adushkin V.V., Spivak A.A., Riabova S.A., Tikhonova A.V.* Geomagnetic and ionospheric effects of two consecutive strong earthquakes in Morocco on September 8, 2023 // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 515. No. 1. P. 502–506. doi:10.1134/s1028334x23603395

5. *Adushkin V.V., Spivak A.A., Riabova S.A., Tikhonova A.V.* Magnetic and ionospheric effects of a series of strong earthquakes on April 2–3, 2024 (Taiwan) // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 518. No. 2. doi: 10.1134/S1028334X24602670

6. *Riabova S.A., Shalimov S.L.* Ionospheric response of earthquakes in the Philippines from November to December 2023 // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2024. Vol. 60. No. 6. P. 1016–1025. doi: 10.1134/S1069351324701015

УДК 550.34.013.4

ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАСПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И МЕКСИКАНСКО-КАРИБСКОГО РЕГИОНОВ

Свалова Валентина Борисовна
v-svalova@mail.ru
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия
Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук

Аннотация. Прогнозирование и разведка нефтегазовых месторождений, особенно на больших глубинах, является важнейшей народнохозяйственной задачей. В Мексиканском заливе обнаружены крупные месторождения нефти на больших глубинах, вплоть до 10 км, что может служить дополнительным стимулом для прогноза глубокозалегающих месторождений в Прикаспийской впадине. В этой связи большой интерес представляет сравнение геодинамической истории формирования и эволюции геологических и нефтегазоносных структур Альпийско-Гималайского пояса и Карибско-Мексиканского региона, в частности, Прикаспийской впадины и Мексиканского залива, которые являются крупнейшими нефтегазоносными провинциями мира.

GEODYNAMICS AND OIL- GAS POTENTIAL OF THE CASPIAN-MEDITERRANEAN AND MEXICO-CARIBBEAN REGIONS

Valentina Svalova
v-svalova@mail.ru
Sergeev Institute of environmental geoscience of Russian Academy of sciences, Moscow, Russia
Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences

Abstract. Forecasting and exploration of oil and gas fields, especially at great depths, is the most important national economic task. Large oil deposits have been discovered in the Gulf of Mexico at great depths, up to 10 km, which may serve as an additional incentive for predicting deep-seated deposits in the Pre-Caspian Basin. In this regard, it is of great interest to compare the geodynamic history of the formation and evolution of geological and oil and gas structures of the Alpine-Himalayan belt and the Caribbean-Mexican region, in particular, the Pre-Caspian Basin and the Gulf of Mexico, which are the largest oil and gas provinces in the world.

Значительный вклад в формирование бассейнов Альпийского пояса и Карибского бассейна вносит мантийный диапиризм. Мантийные диапиры возникают в результате инверсии плотности в системе астеносфера-литосфера. Такая инверсия стала движущей силой подъема отдельных диапиров на фоне конвергенции Африки и Евразии (в случае Альпийского пояса) и Северной и Южной Америки (Карибский регион). В Альпийском поясе мантийный диапиризм формирует новые бассейны межконтинентальных морей на заключительном этапе конвергенции Африки и Евразии в кайнозое. В Карибском регионе интенсивный мантийный плюм сначала разъединил Северную и Южную Америку в мезозое, а затем сыграл ту же роль, что и плюм в Альпийском поясе при сближении континентов в кайнозое, формируя впадины Карибского бассейна над отдельными мантийными диапирами.

В этой связи большой интерес представляет сравнение геодинамической истории формирования и эволюции геологических и нефтегазоносных структур Альпийско-Гималайского пояса и Карибско-Мексиканского региона, в частности, Прикаспийской впадины и Мексиканского залива [1, 8, 9].

Альпийский пояс связан с коллизией континентальных плит (Аравийско-Африканской и Евразийской). Структуры Альпийского пояса включают задуговые бассейны,

© ИГФ УрО РАН, 2025

морские депрессии, осадочные бассейны, орогены (рис. 1). Моря и впадины характеризуются тонкой корой и преимущественно высоким тепловым потоком. Структуры характеризуются активным магматизмом и базальтовым вулканизмом с ксенолитами астеносферного вещества. Таким образом, геолого-геофизические данные позволяют связать эти структуры с апвеллингом мантийных диапиров [Свалова , 4-6].

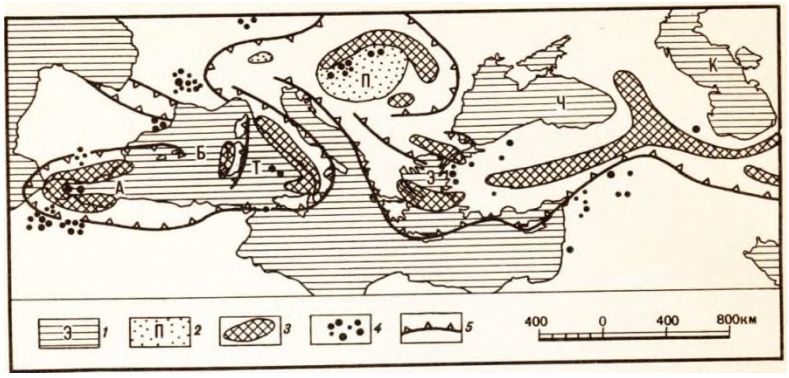
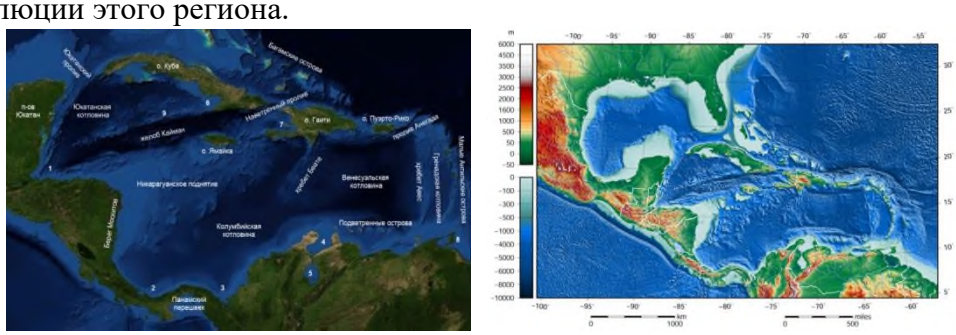


Рис. 1. Строение западного сектора Альпийско-Гималайского пояса. 1 – моря (А – Альборанское море, Б – Балеарское море, К – Каспийское море, Т – Тирренское море, Ч – Черное море, Э – Эгейское море). 2 – Паннонская впадина. 3 – вулканические дуги. 4 – ареалы базальтового вулканизма. 5 – фронтальные зоны надвиговых структур [7].

Средиземное море неоднократно открывалось и закрывалось из-за тектоно-магматической активизации, подъема масштабного мантийного плюма и раздвигания над ним плит, а затем, после исчерпания энергии плюма, закрытия океана Тетис и сближения литосферных плит в Альпийско-Гималайском поясе. Феномен гравитационной неустойчивости на поверхности глобального мантийного плюма проявляется в виде подъема отдельных мантийных диапиров более мелкого масштаба, ответственных за формирование морских впадин в западном секторе Альпийско-Гималайского пояса.

Согласно геодинамическим представлениям, на месте Большого Кавказа 35 млн лет назад существовала глубоководная котловина шириной около 200 км. С постепенным смыканием его стороны сближались вплоть до полного столкновения около 11 миллионов лет назад, после чего область начала постоянное поднятие. При сжатии вещество литосферы образовало горный пояс с мощностью земной коры 45–50 км и мощностью литосферы до 250 км. Позднее, 5-10 млн лет назад, Большой Кавказ начал быстро подниматься, и на его оси возникли вулканы Эльбрус, Казбек и др. По-видимому, это связано с подъемом астеносферы за счет сжатия и гравитационной неустойчивости.

Карибский регион расположен между Северной и Южной Америкой и может быть охарактеризован как совокупность континентальных, субконтинентальных, островных и океанических элементов. (Рис. 2). В настоящее время существует множество моделей строения и эволюции этого региона.



а) б)

Рис. 2. а) Карта Карибского региона. б) Карта Карибского моря и Мексиканского залива (Wikipedia).

Первоначальное раскрытие бассейна началось в предпозднеюрское время, когда в условиях растяжения литосферы в современное Карибское море проник крупный мантийный диапир. Это вызвало раскол (рифтинг) единого в то время континента, включавшего в себя как Америку, так и Африканский континент. Однако к началу мелового периода темпы дивергенции между (а) Северной и Южной Америкой и (б) Северной Америкой и Африкой были одинаковыми, тогда как к настоящему времени Африка удалена от обеих Америк из-за раздвига Атлантического океана. Это различие обусловлено однонаправленным характером Атлантического спрединга, тогда как дивергенция между Америками завершилась в меловом периоде и перешла в конвергенцию в кайнозое. Более того, данные спутниковой геодезии предполагают наличие современной субмеридиональной (северной) составляющей движения Южной Америки, Африки и Антарктиды, в то время как данные сети GPS показывают конвергенцию между Южной и Северной Америкой, что приводит к меридиональному сокращению. Карибской плиты между ними. Тем не менее, несмотря на сближение двух Америк, мантийный диапир между ними отчетливо проявляется в скоростной структуре мантии под Карибским бассейном по данным сейсмической томографии (рис. 3).

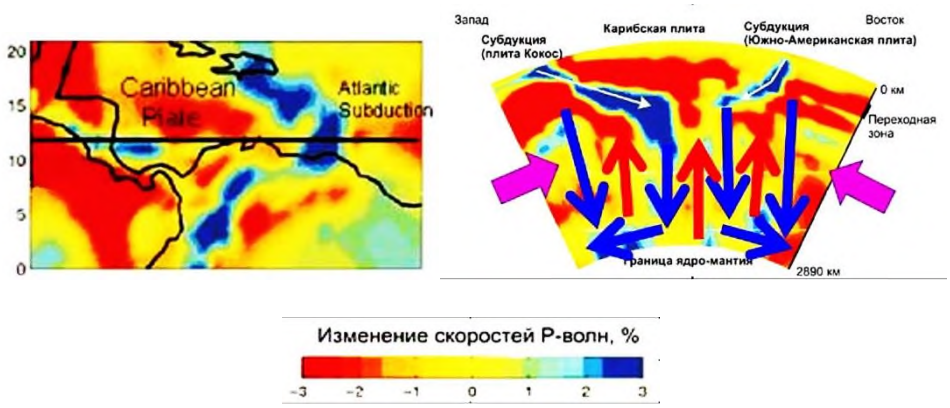
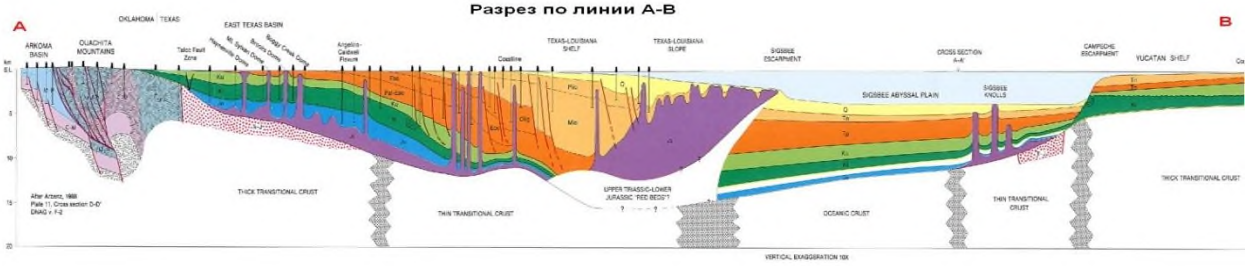


Рис. 3. Вариации скоростей продольных волн в мантии под Карибским [10].

Карибский регион тесно связан с Мексиканским заливом, очень богатым нефтеносным бассейном (рис.4, 5а). Своеобразие тектонической эволюции Мексиканского залива дал Р. Баффлер, который предположил, что образование залива происходило в интервале 170-150 млн лет назад в связи с развитием пассивной окраины Атлантического океана, т. е. в батско-титонское время, в процессе оттеснения Юкатанского континентального блока от южной окраины Северной Америки.



© ИГФ УрО РАН, 2025

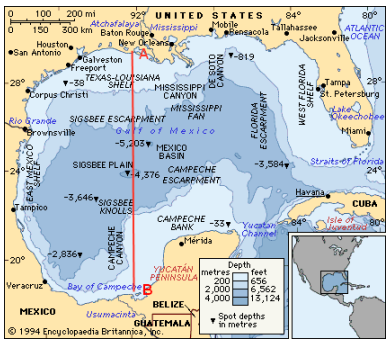
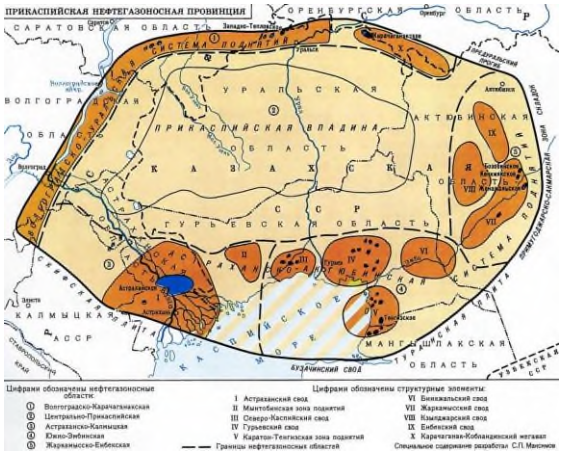


Рис. 4. Схематический геологический разрез Мексиканского залива (рейс НИС «МЕТЕОР» М67, 2005 г.).





а) б)

Рис. 5 а. Нефтегазоносный бассейн Мексиканского залива. [2].
Рис. 5 б. Нефтегазовые месторождения Прикаспийской впадины [3].

Можно сравнить развитие Мексиканского залива с Прикаспийской впадиной в связи с Альпийским поясом, когда импульсы мантийной активности сформировали новые осадочные бассейны. (Рис. 5 а, б). Как впадина Мексиканского залива старше впадин Карибского моря, так и Прикаспийская впадина старше Южно-Каспийской впадины и бассейнов Средиземноморья (рис. 6).

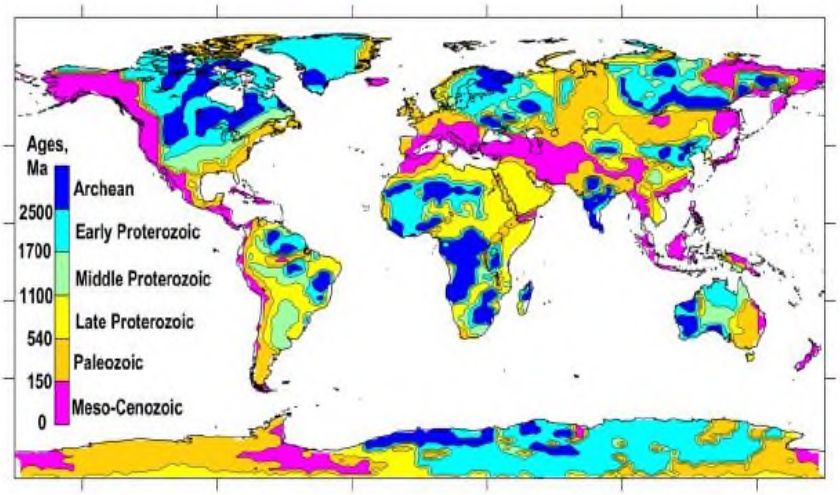


Рис. 6. Возраст континентальной коры. (USGS).

Финансирование: *Работа выполнена в рамках госзадания № 122022400105- 9 по теме «Прогноз, моделирование и мониторинг эндогенных и экзогенных геологических процессов для снижения уровня их негативных последствий».*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницин Ю.Н., Свалова В.Б.* Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского бассейна и окружающих центробежно-вергентных складчато-покровных орогенов // Геотектоника. 2015. №6. С. 80-93.
2. *Козловский Е.А, Евстрахин В.А. , Максимов В.А.* Минерально-сырьевые проблемы на рубеже XX и XXI веков//Горный журнал. 1990. № 4. С. 20-36.
3. *Максимов С.П., Дикенштейн Г.Н., Золотов А.Н., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Размышляев А.А.* Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы. //М.: Недра, 1990. 274 с.
4. *Свалова В.Б.* Геодинамика и геотермия Прикаспийской впадины и восточного сегмента Кавказского региона // Геология и геофизика Юга России. 2020. 10(4). С. 52-69. DOI: 10.46698/VNC.2020.92.72.004.
5. *Свалова В.Б.* Сравнительная геодинамика и геотермия Альпийского и Тихоокеанского поясов. Механико-математическое моделирование // Геология и геофизика Юга России. 2021. 11 (3). С. 76 – 92. DOI: 10.46698/VNC.2021.52.15.007
6. *Свалова В.Б.* Механико-математическое моделирование формирования и эволюции геологических структур в связи с глубинным мантийным диапиризмом. // Мониторинг. Наука и технологии. 2014. №3(20). С. 38-42.
7. *Шарков Е.В., Свалова В.Б.* Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит. // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 685-688.
8. *Antipov M.P., Shlezinger A.Ye.* Structure of the Mexico deep-sea basin and its comparison with the Caspian syneclise. //Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections. 1994. V. 323. № 2. P. 66-71.
9. *Svalova V.* Geodynamics of Alpine belt and Caribbean region: Plate - tectonics and plume – tectonics. // Journal of Basic & Applied Sciences, 2022, Volume 18.126-139.
10. Van der Hilst, R.D., Spakman, W., 1989. Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean plate. Geophys. Res. Lett. 16, 1093–1096.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.34.013.4

ТЕРМО-ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКОГО РЕГИОНА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В МРАМОРНОМ МОРЕ (ТУРЦИЯ) 23 АПРЕЛЯ 2025 ГОДА

Свалова Валентина Борисовна
v-svalova@mail.ru
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, г. Москва, Россия
Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук

Аннотация. 23 апреля 2025 года в Мраморном море произошло землетрясение магнитудой М 6,2. Каждое новое сильное землетрясение дает дополнительную информацию о сейсмичности в регионе и позволяет уточнить прогноз и предупреждение последующих возможных разрушительных событий. Распространение сильных землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома с востока на запад, имеющее определенную закономерность, делает землетрясение в Мраморном море важным звеном в этой цепочке и дает новый материал для анализа сейсмичности в окрестностях Стамбула.

GEODYNAMICS, GEOTHERMICS AND SEISMICITY OF THE CAUCASUS-ANATOLIAN-ARABIAN REGION AND THE EARTHQUAKE IN THE SEA OF MARMARA (TURKEY) ON 23 APRIL 2025

Valentina Svalova
v-svalova@mail.ru
Sergeev Institute of environmental geoscience of Russian Academy of sciences, Moscow, Russia
Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences

Abstract. On April 23, 2025, an earthquake with a magnitude of M 6.2 occurred in the Sea of Marmara. Each new strong earthquake provides additional information about seismicity in the region and allows us to refine the forecast and warning of subsequent possible destructive events. The propagation of strong earthquakes along the North Anatolian Fault from east to west, which has a certain pattern, makes the earthquake in the Sea of Marmara an important link in this chain and provides new material for the analysis of seismicity in the vicinity of Istanbul.

Турция расположена в сейсмоопасной зоне, ее территорию пересекает активная Северо-Анатолийская зона разломов (САЗР), которая разделяет Евразийскую и Анатолийскую тектонические плиты, скользящие относительно друг друга со скоростью 2 см в год. Вдоль нее постоянно происходят землетрясения, и активность постепенно смещается все дальше на запад, в Мраморное море, в сторону Стамбула. Сегмент этой зоны, примыкающий к городу, не активизировался 250 лет.

Между 1939 и 1999 годами серия разрушительных сдвиговых землетрясений магнитудой М7+ распространилась на запад вдоль зоны Северо-Анатолийского разлома, начиная с землетрясения М7.8 в Эрзинджане в 1939 году на восточном конце разлома и до землетрясения М 7.4-7.6 в Измите в 1999 году у границ Мраморного моря. [3, 6, 12, 14].

Северо-Анатолийский разлом вызвал 11 крупных землетрясений в 20 веке. Вдоль разлома сильные землетрясения происходят каждые 1-10 лет (1939, 1942, 1943, 1944, 1953, 1957, 1966, 1967, 1971, 1992, 1999) с расстоянием между гипоцентрами около 100 км в направлении с востока на запад (рис. 1, 2).



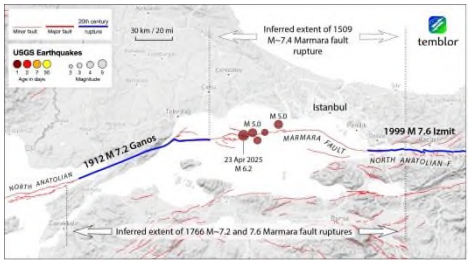
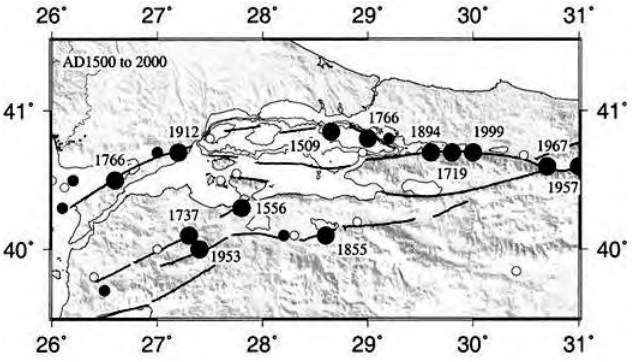


Рис. 1. Северо-Анатолийский разлом и землетрясения 1939-1999 годов [6]
Рис. 2. Землетрясение в Мраморном море 23-4-2025 [12]

Важно исследовать, как землетрясение 2025 года в Мраморном море соотносится с сильными землетрясениями вдоль Северо-Анатолийского разлома 1939-1999 годов, а также с более ранними историческими землетрясениями, которые нанесли сильные разрушения Стамбулу и вызвали большие человеческие жертвы.

Для этого необходимо детально проанализировать сейсмичность Мраморного моря, а также глубинную геодинамику и геотермию всего Анатолийско-Кавказского и окружающих регионов. Основные землетрясения в регионе Мраморного моря представлены и на рисунке 3а, б.



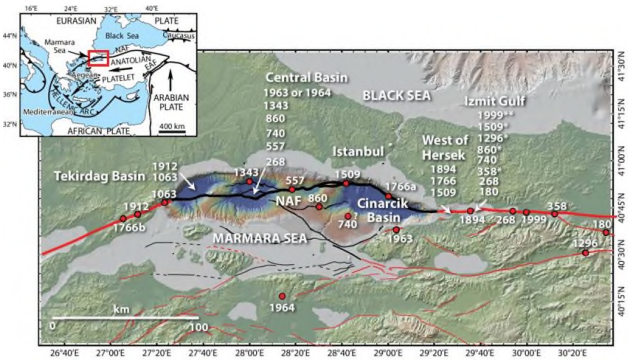


Рис. 3а. Землетрясения в регионе Мраморного моря за период 1500–1999 гг. с магнитудой M≥ 6,0.. Большие черные круги — события с M ≥ 7,0, маленькие черные круги — с 7,0 > M ≥ 6,6, а белые круги — с 6,6 > M ≥ 6,0. Только те, у которых M ≥ 7,0, помечены датами [3]
Рис. 3б. Исторические землетрясения и бассейны Мраморного моря. [9]

На восточной части Северо-Анатолийского разлома до Измита зона разлома представляет собой четко определенную морфологическую структуру, которая повторяет границу Анатолийской и Евразийской плит. Зона достаточно узкая, локализованная и фактически разделяет относительно жесткие регионы Черного моря и Центральной Анатолии.

Правосторонний сдвиг со смещением продолжается к западу от Измита, но становится распространенным по нескольким субпараллельным полосам в Мраморном море, северо-западной Турции и северной части Эгейского моря [5, 15]. Сейсмические исследования в Мраморном море выявляют множество разломов с большими нормальными компонентами [11], а землетрясения с механизмами нормальных сбросов наблюдаются вокруг его границ. Мраморное море предположительно было образовано растяжением земной коры по механизму пул-апарт (pull-apart). Исследования GPS показывают, что сдвиг с востока на запад по всей области моря составляет около 23 ± 3 мм в год [13].

Причиной продвижения землетрясений вдоль Восточно-Анатолийского разлома может служить глубинный мантийный поток, поднимающийся от границ ядра под Большой Африканский рифт (рис. 4).

Глубинные мантийные потоки распространяются на север к Кавказскому региону, где разделяются на три ветви – на запад к Анатолийской плите, на восток к Аравийской плите и на север к Евразийской плите и структуре Кавказа (рис. 5).

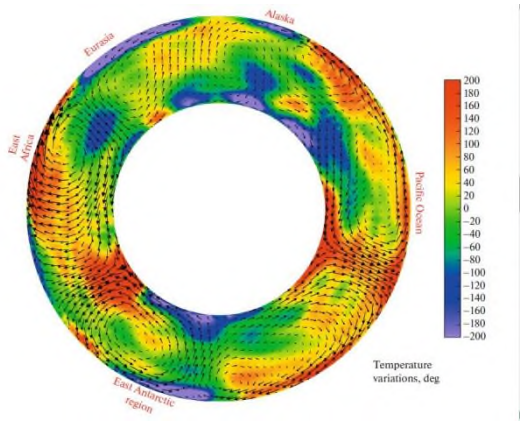




Рис.4. Распределение аномалий температуры и скорости в мантии Земли в поперечном сечении по 40 ^{0} и 220 ^{0} в.д. [4]

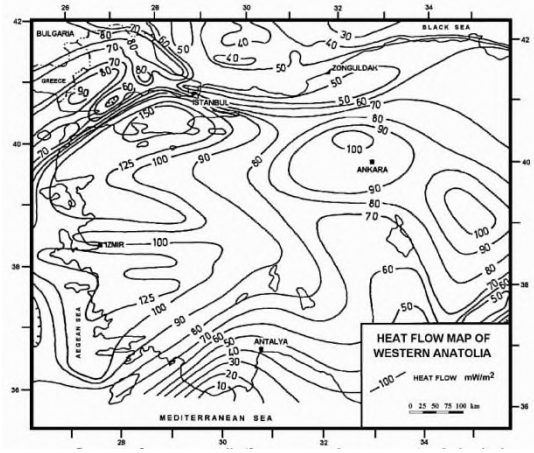
Рис. 5. Геодинамика Кавказско-Анатолийско-Аравийского региона (USGS)

Важным моментом является переход событий в регион Мраморного моря, что меняет реологическую обстановку вследствие уменьшения толщины коры и динамики формирования и эволюции осадочного бассейна. Замеченные особенности сейсмичности в Мраморном море способствуют решению некоторых задач прогноза и предупреждения землетрясений. Так, было замечено, что длина активных элементов Северо-Анатолийского разлома в море короче, чем на суше в восточной части разлома. Землетрясения в море слабее, чем на континенте. А также существуют сейсмические окна (бреши), где землетрясения не происходят много лет. Так, часть Северо-Анатолийского разлома, примыкающая к Стамбулу, не активизировалась с 1766 года. Важным моментом анализа является то, что цепочка землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома, продвигаясь на запад, перескочила город Стамбул, что хорошо укладывается в концепцию продвижения, когда предыдущим сильным землетрясением было землетрясение 1999 года на востоке Мраморного моря. Землетрясение 2025 года имеет более низкую магнитуду 6,2 по сравнению с магнитудой 7,4-7,6 в 1999 году, что отражает переход на более тонкую кору моря с другой реологией.

Если считать, что сильные землетрясения, распространяюшиеся вдоль Северо-Анатолийского разлома с востока на запад, преодолели окрестности Стамбула и продвигаются дальше на запад к Эгейскому морю, свидетелем чего может служить землетрясение 2025 года западнее Стамбула, то это может говорить о снижении сейсмического риска для Стамбула в ближайшее время в плане горизонтальных движений по разлому.

Исторические землетрясения 1509 и 1766 годов в окрестности Стамбула не связаны с последовательным движением землетрясений по разлому на запад, но отражают другие важные закономерности. Так, следует обратить внимание на то, что сейсмичность во многих осадочных бассейнах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского поясов концентрируется на периферии бассейнов, а наиболее глубоководная часть депрессий характеризуется пониженной сейсмичностью, а также повышенным тепловым потоком [1, 2, 10]. Эти закономерности хорошо объясняются подъемом мантийных диапиров при формировании осадочных бассейнов.

Тепловой поток в центре впадин является повышенным, а границы впадин находятся в более хрупком состоянии, подверженном землетрясениям. Более горячая среда в центре депрессий способствует снижению вязкости и меньше способствует накоплению энергии упругого напряжения для последующего землетрясения, когда достигается предел прочности пород и происходит разрядка напряжений (рис. 6, 7).



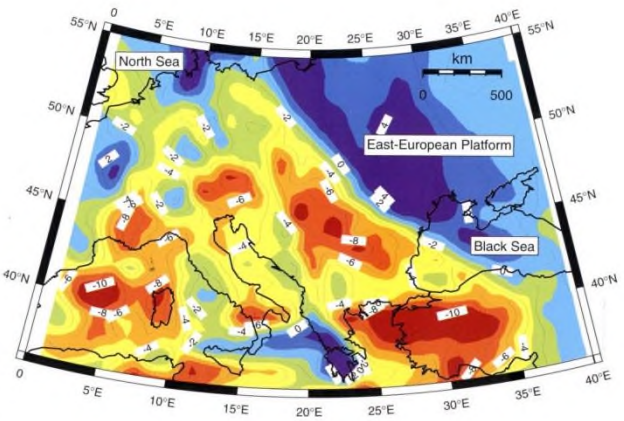


Рис. 6. Карта теплового потока западной Анатолии [8]

Рис. 7. Вариации скоростей сдвиговых волн (в %) под Европой на глубине 80 км. Пониженные скорости характеризуют молодую фанерозойскую Западную Европу. Высокие скорости соответствуют древней Восточно-Европейской платформе. [7]

Таким образом, возможны два механизма достижения предела прочности пород на глубине для формирования очага землетрясения. Это активизация сейсмогенерирующих разломов вследствие горизонтального движения литосферных плит и вертикальный подъем вещества в виде мантийных диапиров вследствие гравитационной неустойчивости. Это механизмы сочетания плит-тектоники и плюм-тектоники. Оба эти механизма реализуются в Мраморном море в окрестности Стамбула в виде активизации Северо-Анатолийского разлома при продвижении очагов землетрясений с востока на запал и в виде геотермической контрастности в литосфере на границе поднимающегося мантийного диапира у морского побережья в районе Босфора.

Причиной продвижения землетрясений вдоль Северо-Анатолийского разлома может служить глубинный мантийный поток, поднимающийся от границ ядра под Большой Африканский рифт, известный на земной поверхности как Афарский плюм.

Можно считать, что сильные землетрясения, распространяюшиеся вдоль Северо-Анатолийского разлома с востока на запад, преодолели окрестности Стамбула и продвигаются дальше на запад к Эгейскому морю, свидетельством чего служит землетрясение 2025 года западнее Стамбула, что говорит о снижении сейсмического риска для Стамбула в ближайшее время в плане горизонтальных движений по разлому.

Опасность сильного землетрясения по типу продвижения вдоль Северо-Анатолийского разлома для Стамбула снижается вследствие землетрясения в Мраморном море 2025 года. В то же время опасность от возможного землетрясения по типу исторических землетрясений геотермического механизма вследствие гравитационной неустойчивости и формирования очага землетрясения у границ депрессии остается высокой. Такое землетрясение с периодом 250 лет (1509 г., 1766 г.) в окрестности Стамбула может произойти в течение ближайших нескольких лет.

Финансирование: *Работа выполнена в рамках госзадания № 122022400105- 9 по теме «Прогноз, моделирование и мониторинг эндогенных и экзогенных геологических процессов для снижения уровня их негативных последствий».*

© ИГФ УрО РАН, 2025

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Свалова В.Б., Заалишвили В.Б.* Глубинная геодинамика и сейсмичность Кавказско-Анатолийского региона. Геология и геофизика Юга России, 14(2), 2024. С. 77-89.
2. DOI: 10.46698/VNC.2024.97.46.006
3. *Свалова В.Б., Заалишвили В.Б.* Геодинамика и геоэкология. Москва – Владикавказ: ГФИ ВНЦ РАН, 2024. – 346 с. – ISBN 978-5-904868-29-1
4. *N. N. Ambraseys , J. A. Jackson*. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500.
5. Geophysical Journal International, Volume 141, Issue 3, June 2000, Pages F1–F6,
6. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00137.x
7. *A. A. Baranov, L. I. Lobkovskii, A. M. Bobrov*. Global Geodynamic Model of the Modern Earth and Its Application to the Antarctic Region. // Doklady RAS Earth Sciences, 2023, Vol. 512, Part 1, pp. 854–858. DOI: 10.1134/S1028334X23601086
8. *Barka, A. & Kadinsky-Cade, K.*, 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7, 663-684.
9. Marco Bohnhoff, Fatih Bulut, Georg Dresen, Peter E. Malin, Tuna Eken & Mustafa Aktar
10. An earthquake gap south of Istanbul. NATURE COMMUNICATIONS | 4:1999 | DOI: 10.1038/ncomms2999 |www.nature.com/naturecommunications 1& 2013 Macmillan Publishers
11. *Gee D.G. and Zeyen H.J.* (editors). EUROPROBE 1996 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents. Uppsala University. 1996. 138 pp.
12. *G. Göktürkler, M. Salk, C. Sari.* Numerical modeling of the conductive heat transfer in western Anatolia. Journal of the Balkan geophysical society, Vol. 6, No. 1, 2003, p. 1 – 15.
13. Cecilia M. G. Mchugh, Leonardo Seeber, Marie-Helene Cormier, Matthew Hornbach
14. Submarine Paleoseismology Along Populated Transform Boundaries: The Enriquillo-Plantain-Garden Fault, Canal du Sud, Haiti, and the North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey. 2014, Oceanography, 27(2):118-131. DOI:10.5670/oceanog.2014.47
15. *McKenzie, D.*, 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. R. astr. Soc., 55, 217-254.
16. *Okay, A.I., Demirbag, E., Kurt, H., Okay, N. & Kuscu, I.*, 1999. An active, deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault, Turkey, Tectonics, 18, 129-147.
17. *Stein, R.S. and Sevilgen, V.*, 2025, A magnitude 6.2 quake strikes the Marmara Fault at site of large historic earthquakes near Istanbul, Temblor, http://doi.org/10.32858/temblor.361
18. *Straub, C., Kahle, H.-G. & Schindler, C.*, 1997. GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, J. geophys. Res., 102, 27 587-27 601.
19. *Svalova V.* Geodynamics of the Caucasus – Anatolian-Arabian region and Turkey-Syria Earthquakes 2023. //Journal of Basic & Applied Sciences, 2023, 19, 40-59.
20. *Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D.*, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, Geophys. J. Int., 106, 433-490.

УДК 550.361

ГЕОТЕРМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

[1]Стремилова Екатерина Евгеньевна, [2]Хуторской Михаил Давыдович
[1]kstremilova1@gmail.com; [2]mdkh1@yandex.ru
[1,2]Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Аннотация. Проведен анализ теплового потока докембрийских структур Северной Евразии. Подтверждена установленная ранее ключевая зависимость величины теплового потока от возраста последней стадии тектономагматической активизации: древние блоки характеризуются минимальными значениями (11–34 мВт/м²), зоны фанерозойской активизации — повышенными (40–70 мВт/м²). При этом радиогенная теплогенерация варьирует от экстремально низких (0,36 мкВт/м³ в гранулитах Анабара) до аномально высоких значений (4,18 мкВт/м³ в гранитах Украинского щита), демонстрируя сложную и не всегда прямую корреляцию с поверхностным тепловым потоком. Критическими искажающими факторами выступили мощная криолитозона, литологические контрасты и гидрогеологические процессы. Результаты подтверждают роль теплового потока как индикатора термической эволюции литосферы.

GEOTHERMY OF PRECAMBRIAN STRUCTURES: PATTERNS OF HEAT FLOW DISTRIBUTION IN NORTHERN EURASIA

Ekaterina Stremilova[1], Mikhail Khutorskoy[2]
[1]kstremilova1@gmail.com, [2]mdkh1@yandex.ru
[1,2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. An analysis of heat flow in the Precambrian structures of Northern Eurasia was conducted. A key dependence of heat flow magnitude on the age of the last tectonomagmatic activation was established: ancient blocks exhibit minimal values (11–34 mW/m²), while zones of Phanerozoic activation show elevated values (40–70 mW/m²). At the same time, radiogenic heat production varies from extremely low (0,36 mkW/m³ in Anabar granulites) to anomalously high values (4,18 mkW/m³ in Ukrainian Shield granites), demonstrating a complex and not always direct correlation with surface heat flow. Critical distorting factors included the thick cryolithosphere, lithological contrasts, and hydrogeological processes. The results confirm the role of heat flow as an indicator of the lithosphere's thermal evolution.

Для древних докембрийских структур, таких как щиты и платформы Северной Евразии (Восточно-Европейская, Сибирская), исследование теплового потока приобретает особую значимость. Структуры, представляющие собой ядра континентов, обладают уникальной длительной тектонической историей, и их современный тепловой режим является следствием сложного взаимодействия глубинных и приповерхностных процессов. Представилось возможным сравнить тепловой поток докембрийских структур, расположенных на территории Северной Евразии. В данном исследовании рассмотрена связь теплового потока между различными докембрийскими структурами Северной Евразии, подтверждающая гипотезу о закономерностях распределения теплового потока в связи с возрастом тектономагматической деятельности.

Основой для анализа структуры докембрия явилась «Карта тектоники докембрия континентов» [12] и пояснительная записка к ней. Дополнительно по ряду районов для сопоставления возраста тектономагматической активизации и величины теплового потока

привлекались более детальные материалы: термограммы по скважинам, гистограммы ТП, измерения теплопроводности и радиогенной теплогенерации пород.

А) Балтийский щит

Наиболее древние архейские комплексы (Кольско-Карельский мегаблок) характеризуются минимальными значениями ТП. В Печенгской мульде (архейско-протерозойская зона) средний ТП составляет 34 мВт/м² (38 мВт/м² с поправкой за оледенение). В районе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) зафиксирован ТП 36 мВт/м², хотя в самой СГ-3 наблюдается аномальный рост с глубиной (до 48-52 мВт/м² на 7-12 км), связанный с нисходящими потоками подземных вод.

На границе БЩ и Баренцевоморской плиты в архейских породах ТП составляет 32-34 мВт/м². Зоны палеозойской активизации демонстрируют повышенный ТП: Ловозерский и Хибинский массивы в зоне сочленения разломов – 52–54 мВт/м² [18]. Радиогенная теплогенерация в основном низкая (~1,0 мкВт/м³), возрастая до 1,4–1,7 мкВт/м³ в гранитизированных областях и до 3-5 мкВт/м³ в палеозойских интрузивах.

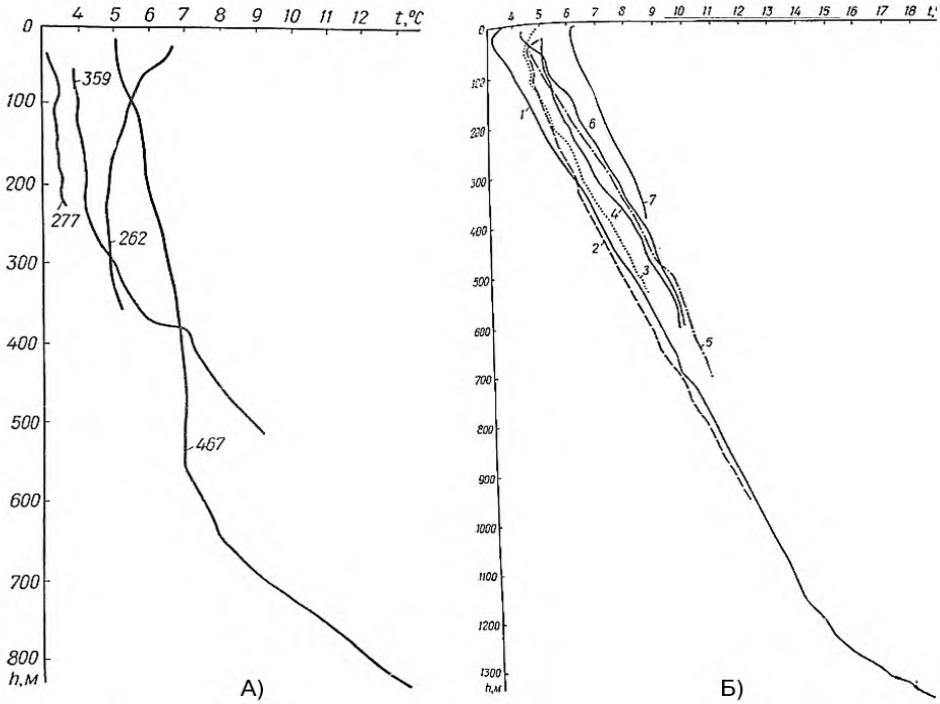


Рис. 1. Изменение температур с глубиной по скважинам А) в пределах Ловозерского и Хибинского щелочных массивов, Б) в северной части Печенгского синклинория (скважины: 1 – 1886, 2 – 2253, 3 – 58, 4 -12, 5 – 8, 6 – КС, 7 – 493). Цифры у термограмм соответствуют номерам скважин. [5]

Б) Украинский щит (УЩ)

Распределение ТП на территории УЩ крайне неоднородно (среднее 36.9 мВт/м², диапазон 22–56 мВт/м²) [13]. Минимальные значения ТП (24–39 мВт/м²) характерны для древних высокометаморфизованных блоков, таких как Криворожско-Кременчугская синклиналь: 37-39 мВт/м²; полоса Первомайск-Радомышль: до 24 мВт/м².

Повышенные значения ТП (40–58 мВт/м²) связаны с зонами гранитизации и тектоническими разломами (Орехово-Павлоградский разлом: 42-46 мВт/м²; граница Приазовского массива: 54-58 мВт/м²; Кировоградский блок: 40-46 мВт/м²). Радиогенная теплогенерация варьирует от экстремально низкой (0,21–0,62 мкВт/м³ в архейских гранулитах) до аномально высокой (4,18 мкВт/м³ в гранитах). Прямая связь между поверхностным ТП и радиогенным тепловыделением в верхней коре отсутствует.

В) Тараташский массив

Тараташский массив архей-протерозойского возраста характеризуется пониженным (33-37 мВт/м²) и неоднородным ТП, обусловленным тектонической стабильностью после рифейской активизации и сильным влиянием литологических контрастов (рефракция ТП). На месторождении "Куватал" ТП варьировал от 24 до 42 мВт/м², на "Радостном" - 30-39 мВт/м². Фоновый ТП оценен в ~33 мВт/м².

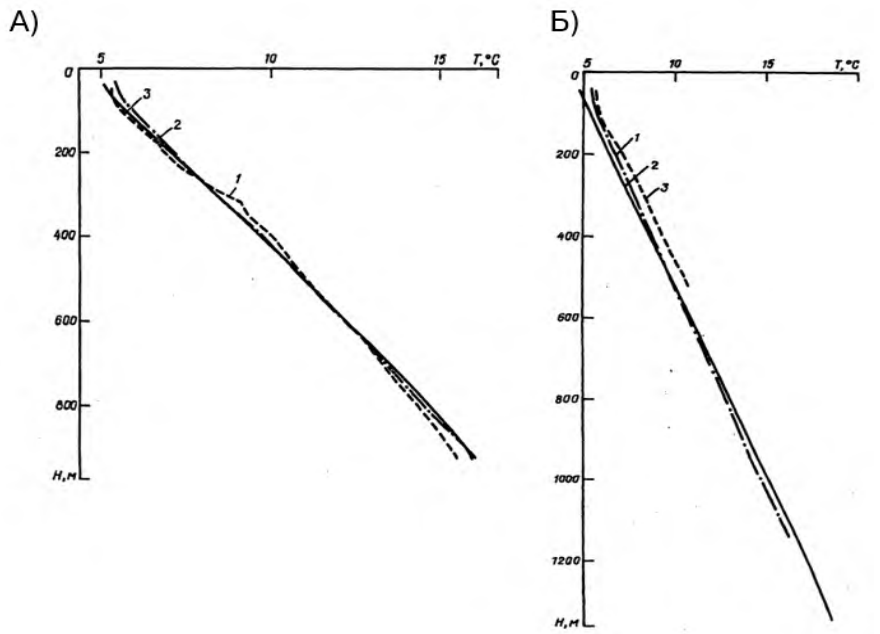


Рис. 2. А) Результаты геотермических измерений на участке «Радостный» (скв. 014); Б) Измерения температуры в скважинах месторождения Куватал. Скважины: 1 – 163, 2 – 165, 3 – 251 [3]

Г) Анабарский щит

Анабарский щит архейского возраста является областью аномально низкого ТП (11-25 мВт/м²) - одни из самых низких значений на континентах (скв. Анабарская: 18 мВт/м²; скв. Ыраас: 20 мВт/м²; трубки Удачная, Айхал, Юбилейная: 11-30 мВт/м²). Ключевая особенность заключается в росте ТП с глубиной в мощной (до 1500 м) криолитозоне. Например, в скважине Юбилейная значения ТП от 20 мВт/м² до 29 мВт/м² на 800-1000 м. Глубинный ТП под мерзлотой оценен в ~30 мВт/м² [15]. Основные искажающие факторы величины ТП: мощная криолитозона (снижает ТП на 40-60%, требует палеоклиматических поправок); проникновение соленых вод, формирующее криопэги [1]. Радиогенная теплогенерация экстремально низкая: поверхностная ~0.76 мкВт/м³, средняя коровая ~0,36 мкВт/м³. За пределами щита, в обрамляющих прогибах (активизированные зоны), ТП резко возрастает до 37-70 мВт/м² (скв. Усть-Оленекская-2370: 70 мВт/м²; Чарчыкская-1: 62 мВт/м²).

Д) Алданский щит

Стабильные части Алданского щита характеризуются средними значениями ТП ~40 мВт/м² (диапазон 34-46 мВт/м² в Чаро-Олекминском блоке) [2,16]. Южная часть щита, подвергшаяся мезозойско-кайнозойской активизации (орогенез Станового хребта), имеет повышенный ТП - 59 мВт/м² [18]. Регион отличается мощной криолитозоной (1200–1400 м) [15]. Радиогенная теплогенерация варьирует: гнейсы инфракомплексов 1,25–2,14 мкВт/м³, чарнокиты 0,66–1,28 мкВт/м³, лейкограниты 0,56–3,99 мкВт/м³ (средняя ~1,9 мкВт/м³). Усредненная теплогенерация ~1,09 мкВт/м³. Отмечается аномально равномерное распределение теплогенерирующих элементов по глубине [10].

© ИГФ УрО РАН, 2025

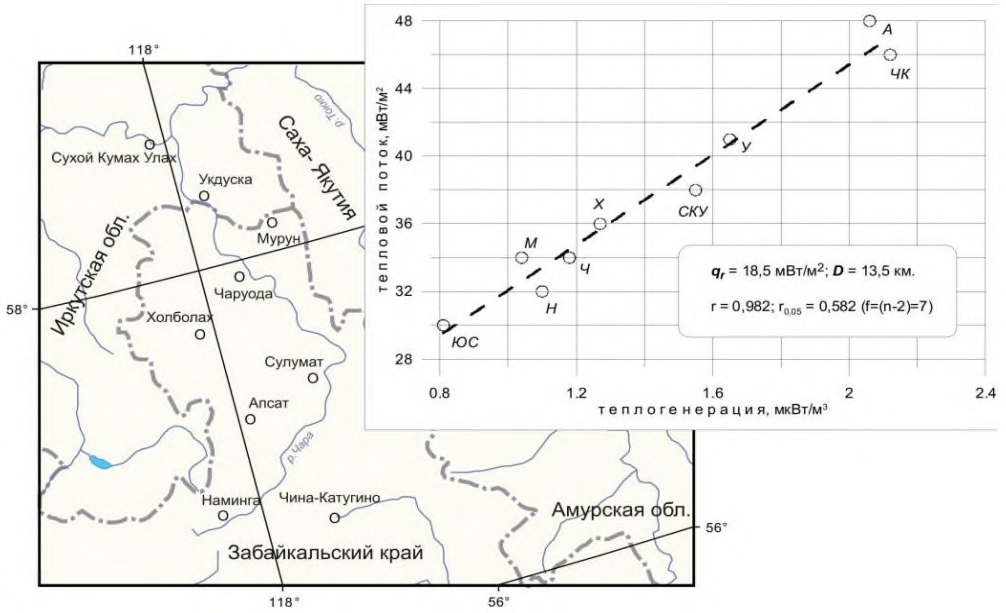


Рис. 3. Связь теплового потока с поверхностной теплогенерацией для скважин на Алданском щите (Чаро-Олекминский блок). Кружками обозначены участки: М – Мурун; СКУ – Сухой Камах Улах; Ч – Чаруода; Х – Холболох; ЮС – Южный Сулумат; А – Апсат; У – Укдуска; Н – Наминга; ЧК – Чина–Катугино [18]

Е) Синейский щит

Докембрийская часть Северо-Китайской платформы - Синейский щит, докембрий характеризуется умеренным средним ТП ~56 мВт/м² (диапазон 30–82 мВт/м²) [7]. Это значение выше, чем на Алданском щите (~42 мВт/м²), но ниже, чем в соседних кайнозойских рифтовых впадинах (68–90 мВт/м²). Умеренный ТП обусловлен большой мощностью литосферы (50-100 км), высокой теплопроводностью пород фундамента (средняя ~2,95 Вт/(м·К) для Турано-Чжангуанцайлинского массива, общий диапазон ~2.4-3,0 Вт/(м·К)) и низкой радиогенной теплогенерацией в условиях длительной тектонической пассивности.

Анализ данных по тепловому потоку докембрийских структур Северной Евразии выявил четкую зависимость его величины от возраста последней тектономагматической активизации. Наиболее древние и тектонически стабильные блоки - архейские террейны Анабарского щита (11-25 мВт/м²), ядра Балтийского щита (32-34 мВт/м²) и древние высокометаморфизованные блоки Украинского щита (24-39 мВт/м²) - характеризуются минимальными значениями теплового потока. В то же время зоны фанерозойской активизации, такие как палеозойские интрузии Хибин и Ловозера на Балтийском щите (52-54 мВт/м²) и мезозойский Становой хребет на Алданском щите (59 мВт/м²), демонстрируют повышенные значения теплового потока. Периферийные области, вовлеченные в современные тектонические процессы (рифты Лено-Анабарского прогиба), показывают аномально высокий тепловой поток (до 70 мВт/м²).

На измерения теплового потока существенно влияют несколько факторов. Мощная криолитозона Сибири (до 1500 м на Анабарском и Алданском щитах) снижает измеряемые значения на 40-60%. Гидрогеологические процессы, такие как нисходящие потоки вод в районе Кольской сверхглубокой скважины и проникновение соленых вод в криопэги Анабарского щита, также искажают измерения. Радиогенная теплогенерация демонстрирует сложную связь с поверхностным тепловым потоком - в древних блоках она крайне низкая (0,36 мкВт/м³ в гранулитах Анабара), но встречаются и локальные аномалии (до 4,18 мкВт/м³ в гранитах Украинского щита), при этом прямая корреляция между ними часто отсутствует.

Таким образом, современное геотермическое поле докембрийских структур Северной Евразии является надежным индикатором их долгосрочной термической эволюции, где

ключевым параметром, контролирующим величину теплового потока, выступает возраст последней стадии тектономагматической активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев С.В.* Криопэги Анабарского щита: формирование и влияние на геотермический режим. Криосфера Земли. 2007. № 4. С. 15–23.
2. *Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлых толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. 193 с.
3. Геотермия Урала: Тараташский массив / Отв. ред. Ю.Г. Смирнов. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 145 с.
4. *Глазнев В. Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии // Апатиты: КаэМ, 2003, 250 с.
5. Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев. Наук. Думка.1974.144 с.
6. *Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В.* Тепловое поле территории Украины // Киев: Знание, 2002, 168 с
7. *Горнов П.Ю.* Тепловое поле области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных окраин Сибирской и Северо-Китайской платформы. 2010. 137 с.
8. *Девяткин Р.В.* Геотермические исследования в районе кимберлитовых трубок Якутии. Доклады АН СССР. 1993. Т. 333, № 4. С. 500–503.
9. *Дучков А.Д.* Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1987.
10. *Балобаев В. Т., Березкин В. И., Богомолова Л. М., Ботулу Е. А., Володько Б. В., Девяткин В. Н., Дорофеева Р. П., Дук В. Л., Дучков А. Д*. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. Новосибирск: ОИГГМ, 1994 - 141 с.
11. Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1:15000000. М., ГУГК, 1972
12. *Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1978. 148 с.
13. *Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Каплун В.Б., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф.* Литосфера Дальнего Востока: деструкция, типы, аномалии //Закономерности строения и эволюция геосфер. - Хабаровск, 2003. -С.176-184.
14. *Милановский С.Ю., Кабан М.К., Розен О.М., Егоркин А.В*. Геофизические особенности строения коры Анабарского щита // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2017. – Вып. 36, № 4. – С. 56–71.
15. *Ножкин А.Д.* Радиогенная теплогенерация и тепловой поток Алданского щита. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 8. С. 62–75.
16. Тараташский массив: геология и глубинное строение / Под ред. А.Р. Тевелева. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. 165 с.
17. *Хуторской М.Д., Гнатусь Н.А., Демежко Д.Ю., Ермаков А.В., Никитин Д.С., Поляк Б.Г., Тевелева Е.А*. Геотермия: XX–XXI век // Труды Геологического института. Вып. 636. – М.: ГИН РАН, 2024. – 320 с.
18. *Čermák V.* Lithospheric thermal regimes in Europe. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1993. Vol. 79, Issues 3–4. P. 179–193.
19. *Davies J.H*. Global map of solid Earth surface heat flow. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. Vol. 14, Issue 10. P. 4608–4622.
20. *Hasterok D*. A heat flow based cooling model for tectonic plates. Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 311, Issues 3–4. P. 453–461.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.34

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ КАТАЛОГУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

Ступина Татьяна Александровна, Бушенкова Наталья Анатольевна
Цибизова Екатерина Васильевна
stupinata@ipggsbras.ru; bushenkovana@ipgg.sbras.ru;
tsibizovaev@ipgg.sbras.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Аннотация. В данной работе представлена алгоритмически реализованная методика корректного считывания и обработки сейсмических атрибутов землетрясений из бюллетеней, представленных в формате, разработанном Японским метеорологическим агентством (JMA). Она представляет собой процедуру конвертирования формата исходных данных в структуру с возможностью алгоритмического формирования представительных наборов данных по сейсмическим атрибутам, обеспечивающим их надежность в рамках конкретных задач.

ANALYSIS OF SEISMIC ATTRIBUTES FROM THE REGIONAL EARTHQUAKE CATALOG OF THE JAPANESE ISLANDS AREA

Tatiana Stupina, Natalia Bushenkova
Ekaterina Tsibizova
stupinata@ipgg.sbrasl.ru; bushenkovana@ipgg.sbras.ru;
tsibizovaev@ipgg.sbras.ru
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

Abstract. This study presents an algorithmically implemented method for the correct reading and processing of seismic attributes of earthquakes from bulletins presented in the format developed by the Japan Meteorological Agency (JMA). This is a procedure for converting the format of the initial data into a structure with the ability to algorithmically generate representative data sets based on seismic attributes, ensuring their reliability within the framework of specific tasks.

Результаты анализа сейсмических атрибутов, получаемые по каталогам землетрясений, имеют широкое применение в задачах анализа полей сейсмичности, в обнаружении корреляционных взаимосвязей с полями неоднородностей (аномалий) сейсмических скоростей, с геодинамическими характеристиками литосферы и геологическим строением земной коры [4, 5], а также при сейсмическом районировании территорий [3]. Большое значение в исследованиях, использующих данные из каталогов различных организаций, уделяется представительности и однородности распределения сейсмических данных, как одному из факторов достоверности научных выводов при сопоставлении результатов, получаемых различными геофизическими методами. Широко известные в научных кругах каталоги Международного сейсмологического центра [8], Американской сейсмологической службы [11] и Единой геофизической службы РАН [7] для южной окраины Охотоморского региона позволяют формировать подкаталоги землетрясений лишь по ограниченному набору параметров, что уменьшает возможности мелкомасштабных исследований этой территории [2, 3, 6, 10]. Региональный каталог Японского метеорологического агентства (JMA) [9], включающий данные более двух тысяч станций на Японских островах и в их акватории о более двух миллионах землетрясений, начиная с 1998 года, оказался наиболее подходящим для изучения южной окраины Охотоморского региона.

На основе первичных сейсмологических данных, в том числе и низкомагнитудных землетрясений, представленных в бюллетенях JMA, реализована методика корректного считывания и обработки сейсмических атрибутов землетрясений. Достаточно высокая плотность сетей сейсмических станций позволила применить многопараметрическую процедуру отбора данных по атрибутам (гипоцентр, ошибки локации, магнитуда, категория землетрясения, времена вступления фаз объемных волн, количество станций), представленным в бюллетенях и дополнительно по ним вычисляемым атрибутам (коэффициент Вадати, оценки параметров графика повторяемости в скользящем окне). В результате, формируемый новый подкаталог имеет меньший объем и более высокий уровень доверия к качеству данных, что существенно повышает разрешение и сокращает расчетное время при дальнейшем построении трехмерных сейсмотомографических моделей. На первом этапе методики осуществляется отбор событий по таким атрибутам в JMA бюллетенях как временной период событий, границы области, минимальная и максимальная магнитуда, категория сейсмического события (естественное или искусственное), точность и надежность определения гипоцентра в соответствии с применяемой в JMA методикой разметки событий по соответствующим классам, количество станций на событие. На втором этапе, формируется подкаталог по преобразованным сейсмическим атрибутам: минимальное количество пар P- и S-фаз, снятых с одной станции (например, 6 пар), интервал коэффициента Вадати (от 0,5 до 1), задается геометрия (горизонтальных/вертикальных) срезов, по которым необходимо сделать визуализацию. На рис. 1 приведен пример распределения фиктивных скоростей, выраженных через коэффициент Вадати.

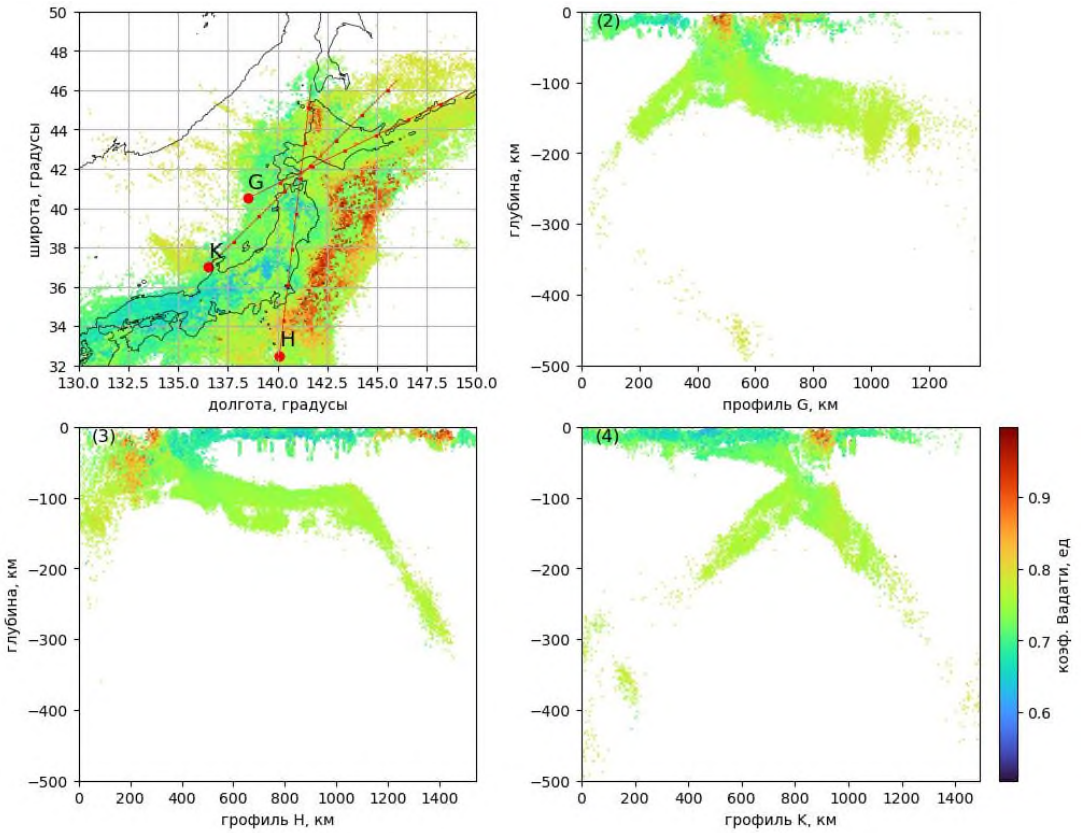


Рис.1. Результаты визуализации сформированного подкаталога по атрибутам гипоцентров землетрясений и их фиктивных скоростей на карте (1- вверху слева) и вдоль вертикальных профилей G, H, K на графиках (2 – 4) соответственно.

На рис. 2 представлены графики изменения сейсмических атрибутов для параметров, a-value, b-value, графика повторяемости с доверительными 95% границами в скользящем окне длиной в один год и с шагом в один месяц.

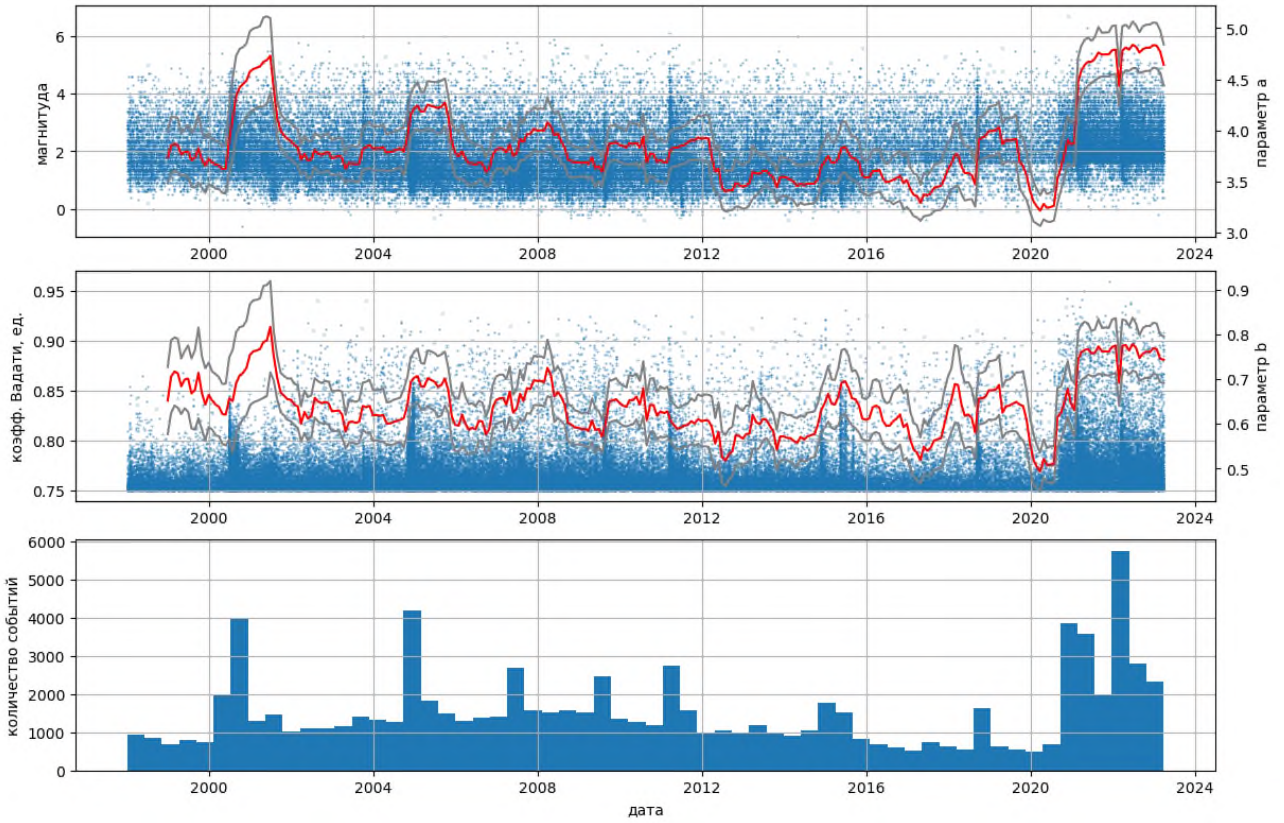


Рис.2. Результаты визуализации сформированного подкаталога по атрибутам изменения параметров графика повторяемости, количества событий, магнитуды и коэффициента Вадати за период 1998 - 2023 гг.

Результат «разумного» отбора сейсмологических данных на различных этапах сопровождается визуализацией распределения атрибутов в пространстве, времени, и в проекциях на задаваемые пользователем срезы, что позволяет их анализировать и делать предварительные выводы о возможности их применения при решении различных задач. Например, по этим данным было сделано уточнение южной границы Охотской плиты [1]. Разработанная структура может быть применена и к другим региональным каталогам с объедением всех данных для детализированного изучения областей разного размера.

Работа выполнена при поддержке проекта FWZZ-2022-0017 Программы ИНГГ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

9. *Бушенкова Н.А., Ступина Т.А., Кучай О.А*. Локализация южной границы Охотской плиты на основе комплекса сейсмических характеристик // Геология геофизика. 2025. Т. 66. № 6. С. 723 – 733.

10. *Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В*. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило - Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.

11. *Петрищевский А.М., Васильева М.А*. 3-D тектонический анализ полей сейсмичности в южных районах дальнего востока России // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 3. С. 25-39.

12. *Писаренко В.Ф.* О законе повторяемости землетрясений // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 47–60.
13. *Садовский М.А*. Геофизика и Физика Взрыва. Избранные труды. М.: Наука, 2004. 440 с.
14. *Савостин Л.А., Вержбикая А.И., Баранов Б.В*. Современная тектоника Охотоморского региона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 961–965.
15. Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», ФИЦ ЕГС РАН. [Электронный ресурс] URL: http://www.gsras.ru (дата обращения 30.01.2025).
16. International Seismological Centre. On-line Bulletin. [Электронный ресурс] URL: https://www.isc.ac.uk/iscbulletin (дата обращения 30.01.2025).
17. Japan Meteorogical Agency. On-line Bulletin. [Электронный ресурс] URL: https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/ (дата обращения 30.01.2025).
18. *Koulakov I.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2011. V. 116. 04301.
19. United States Geological Survey. [Электронный ресурс] URL: https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards (дата обращения 30.01.2025).

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 622.013:550.8

К ВОПРОСУ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАРКЕРОВ ИОННОЙ ОБЪЕКТНОСТИ НОСИТЕЛЕЙ ЭНДОГЕННЫХ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ

Тимохин Александр Владимирович, Кантемиров Валерий Даниилович,
Титов Роман Сергеевич, Яковлев Андрей Михайлович
timohin.igduran.geo@mail.ru
Институт горного дела УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Изложены примеры электрометрических измерений, интерпретации ионной природы сигналов и аспекты масштабирования от точек петрофизического опыта.

ON THE INTERPRETATION OF IONIC MARKERS IN ENDOGENOUS ELECTROMETRY SIGNALS

Timokhin Alexander Vladimirovich, Kantemirov Valery Daniilovich,
Titov Roman Sergeevich, Yakovlev Andrey Mikhailovich
timohin.igduran.geo@mail.ru
Institute of Mining, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Abstract. Examples of electrometric measurements, interpretation of ionic properties, and scaling aspects from the experience of petrophysical research are presented.

Предмет измерений эндогенных сигналов в изучении каждого геологического литотипа, как целостного вещества – объектность электронных (I-го рода) и ионных (II-го рода) носителей в «порождении» дифференциации петрофизических свойств. Объекты водных носителей обеспечивают постоянное влияние на электропроводность. Имеется смысл перехода от отдельных, координированных точек измерений к региональному анализу. Электрометрия в положениях идентификации водно- глинистой объектности – способ решения задач изысканий, геоэкологии и подходов оценки структурного строения горных блоков месторождений. Носители описываются делением на 4 типа индивидуальных маркеров. Смеси суммы и природы имеют выражения в теории поля.

1. Носители и механизмы электронной природы (I-го рода) описаны в «зонной» теории. Прочно связаны с ядром электроны внутренних оболочек, носители тока – подвижные валентные электроны, расположенные у «дна» зоны проводимости, и вакансии у «потолка» зоны валентности – дырки. При раздельном учете электропроводность σ:

– прямо пропорциональна степени заполнения электронами зоны проводимости (собственный или металлический n – механизм) $\sigma_I(n) \sim E_n$,

– прямо пропорциональна относительному размеру потенциальной для заполнения области в валентной зоне, равно степени ее "незаполненности" (полупроводниковый или «дырочный» p – механизм) $\sigma_I(p) \sim 1/E_p$.

E_n, E_p – электронные плотности в нормально незаполненной зоне проводимости и в нормально заполненной зоне валентности.

2. Электролитическая природа (II- рода) обусловлена так же 2-мя механизмами. В зависимости от нахождения ионов растворенных солей (носителей) в различной обстановке, определяющей их подвижность, проводимость σ:

– прямо пропорциональна минерализации свободной поровой воды (m), куда входит и вода, рыхло (слабо) связанная с минеральным скелетом, $\sigma_{II} \sim$ m ,

– прямо пропорциональна ~ 10-ти минерализациям (m), отнесенным к объему глинистой фракции (дисперсной фазы), у которой на контакте с водой образуются, так называемые, «двойные электрические слои», что относится, например, в глинистых грунтах к воде, преимущественно, прочно связанной со скелетом $\sigma_{II} \sim 10 \cdot$ m.

Сопротивление биравномерной смеси описывает уравнение Овчинникова И.К.:

$$\rho_i = \frac{3\rho_{çàï.}ABC}{3ABC + 2(1 - w_{çàï})\Delta\rho(AB + AC + BC)} \quad ,$$ □□□

где ρ_n- сопротивление смеси, $\rho_{зап}$- сопротивление заполнителя, $w_{зап}$- содержание заполнителя, $\Delta\rho = \rho_{зап} - \rho_{вкл}, \rho_{вкл}$- сопротивление эллипсоидальных включений, $A = abcA(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}, B = abcB(0)w_{зап}\Delta\rho + 2\rho_{вкл}, C = abcC(0)w_{çàï}\Delta\rho + 2\rho_{âêë}$,

a,b,c- полуоси эллипсоида, $A(0)$, $B(0)$, $C(0)$- функции эллиптических интегралов 1-го и 2-го рода и тригонометрических функций.

Свойства смеси с непроводящими фазами выражает уравнение Семенова А.С.:

$$\rho_n = \frac{(3 - w_{зап})\rho_{зап.}}{2w_{зап}}$$ □□

Интерпретация ведется методом последовательного вложения с применением (1) и (2), электроагрегатные модели раскрывают многокомпонентность (рис. 1).

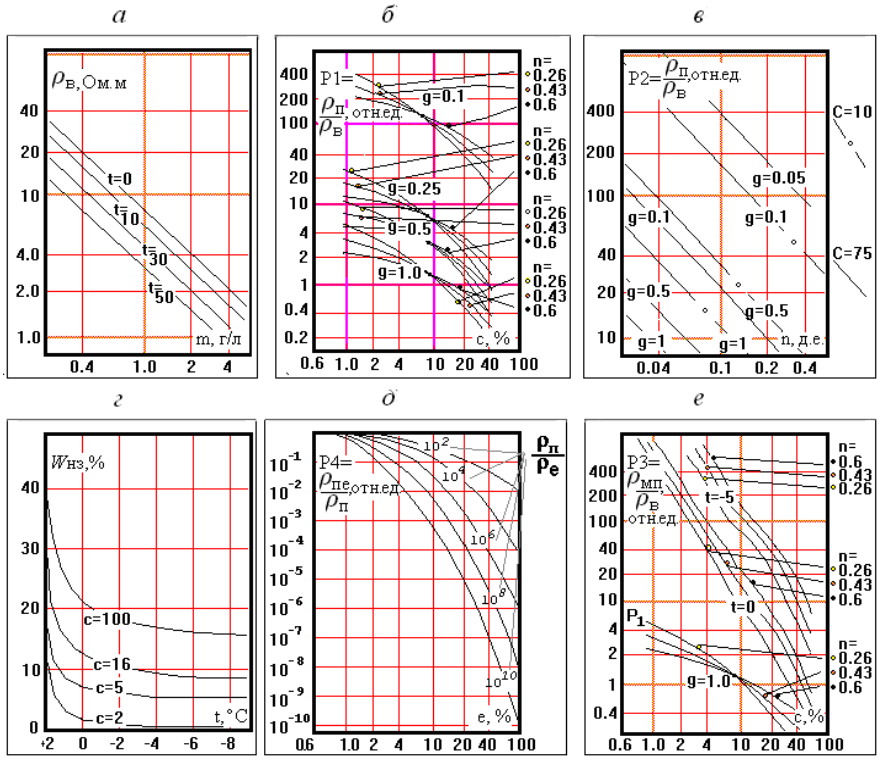


Рис.1. Номограммы связи эл.сопротивлений минеральных смесей и обстановки.

Эл.сопротивления (ρ, Ом.м) по индексу – *а*: в- воды, *б*: п- песчано-глинистые грунты, *в*: п- скальные грунты, *д*: пе- руды и россыпи, *е*: мп- мерзлые грунты. *г*: влажность незамерзшей воды. Параметры поставлены опытом и нормативами инженерной геологии: глинистость (с, %), пористость (n, доли. ед.), степень влажности (g, доли ед.), температура (t, °С), минерализация грунтовых вод (m, г/л), влажность в мерзлых грунтах за счет незамерзшей воды (Wнз, %). *д*: e, % - содержание электронопроводящих агрегатов с сопротивлением ρe, Ом.м.

Аномальные свойства в континентальных траверсах «север- юг» обусловлены (1) развитием на севере вечной мерзлоты и многолетнемерзлых грунтов в итоге оледенений, (2) соленостью подземных вод вследствие аридного, современного и палео- климата на юге. Свойства грунтовых вод в Уренгойском районе и в Тургайской области выражают предельные диапазоны ρп почвенно-растительных слоев и приповерхностных грунтов от 800 – 90000 Ом.м до 0.33 – 150. ρk до глубин 2.8 – 4.2 м. резко контрастируют, в силу сезонных факторов «зима- лето». Глубже 4.5 м. – изменяются в более умеренных пределах от 50 – 8000 Ом.м на севере до 0.8 – 20 на юге. При аномальных m = 65 - 70 г/л версия «кристаллического осадка соли, как диэлектрика» не нашла подтверждения. Изменения ρk имеют место без утрачивания связи с факторами льдистости- солености вод свободного заполнителя и

распределения ионов в «двойных электрических слоях» на дисперсных фазах, что важно для идентификации грунтов в ряду: песок- супесь- суглинок- глина [1].

При местных, стабилизированных минерализациях 0.2 и 4.04 г/л меридиональный градиент Δm составил 2.19 г/л на 1000 км (~ 9°). Зональность свойств важна в прототипах использования электрометрии для интерпретации загрязнения вод (рис. 2).

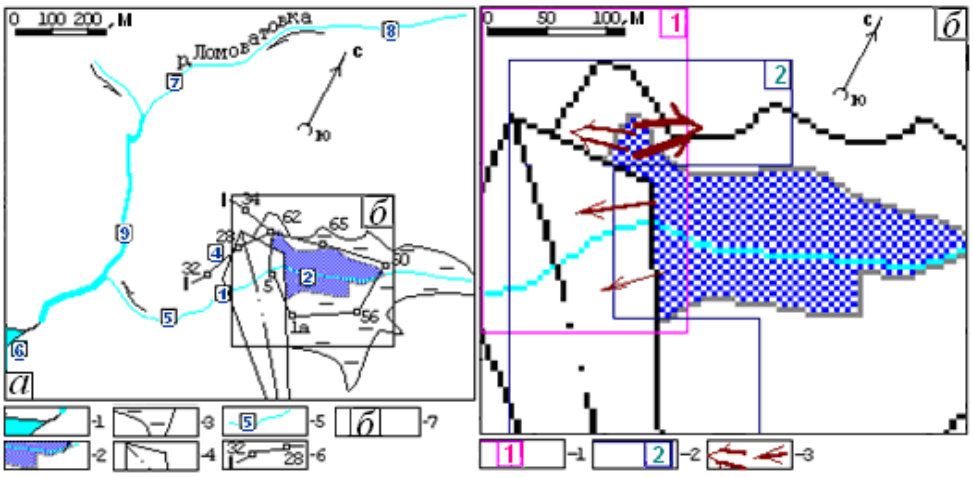


Рис. 2. Шламоотвал (а) и участок измерений (б) (Пермская ГРЭС, г. Добрянка).

а:1- залив Камского водохранилища, 2- шламоотвал, 3- проектное наполнение, 4- дамба и ее ось, 5- точки отбора воды из поверхностных источников и номера проб, 6- точки и номера эл.зондирований ВЭЗ, 7- «*б*»- участок детального изучения.

б: 1- площадь съемки МС (ПСГ), 2- площадь съемки естественного поля (ЕЭП), 3- векторы направления фильтрации (скорость пропорциональна толщине стрелки).

При заполнении шламоотвала достижение проектного положения было не возможным из-за утечек. Часть проб воды из 9-ти поверхностных источников показала превышение естественной минерализации (г/л): 1- 1.07, 2- 2.71, 4- 3.59, 5- 1.99, 6- 0.69, 7- 0.073, 8- 0.067, 9- 0.242. Выполнена литологическая интерпретация ВЭЗ (рис. 3).

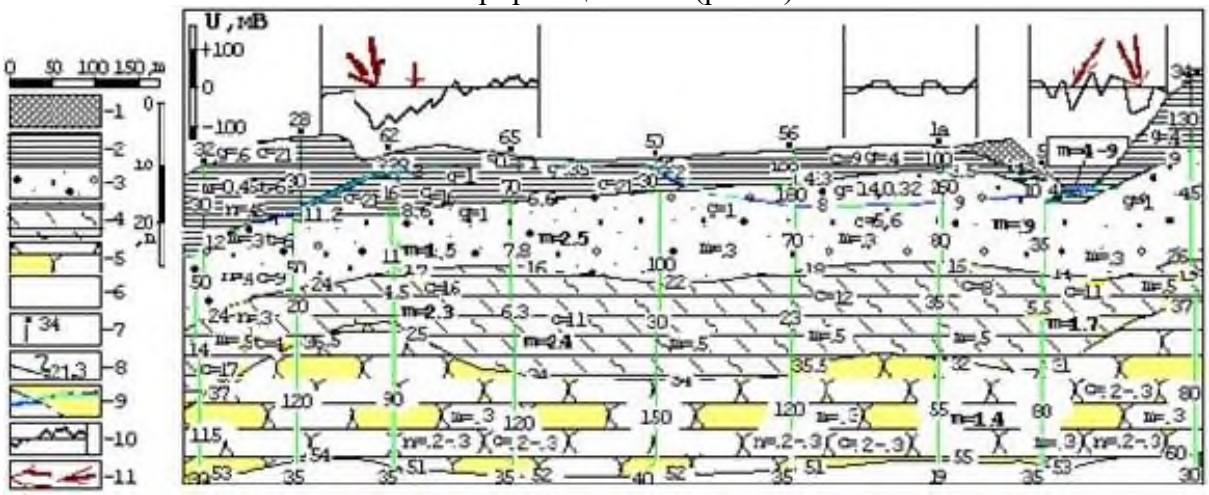


Рис. 3. Разрез вокруг шламоотвала по результатам ВЭЗ.

1- насыпные грунты, 2- глины и суглинки, 3- пески и гравийно-галечниковые грунты, 4- элювий рухляков алевролитов и аргиллитов, 5- песчаники, 6- алевролиты и аргиллиты, 7- точка ВЭЗ, номер, 8- эл.сопротивление и глубина слоя, 9- уровень грунтовых вод, 10- график ЕЭП по профилю, 11- скорость фильтрации (пропорциональна размеру стрелки).

На разрезах жирным тоном записана интерпретированная шламовая минерализация m= 4.5, 2.5, 0.9 г/л, тогда как естественная – составила уровень широтных значений 0.3 г/л.

С другой стороны, циркумполярная область выражена особенностями. От крайних, северных точек к югу на широтной дистанции от 2° до 3° выделена «островная мерзлота», от

4° до 5° – зоны развития, так называемой «вялой мерзлоты» t → 0ºС. На огромных дистанциях стабильны свойства «природных дистиллятов» m ~ 0.2 г/л. Границы координированы в местной сети у поселений и городов ЯНАО и ХМАО с допуском +/- 150 – 400 км. Что указывает на актуальность более подробного изучения эндогенных сигналов.

В тоже время, при изучении месторождений Урала получены данные к оценкам зональности «равнина- складчатость». В забоях при влиянии водной обстановки дренирующего режима метод сопротивлений МС адаптировался для перехода к изучению элементной объектности. Внутрикарьерный рельеф формируется буровзрывными работами БВР. В уступах (горизонтах) и откосах от поверхности имеется разрыхление от деформационного воздействия отбойки. Горные блоки в сечении представляют трапеции высотой до 15 м., основаниям глубже разрыхления свойственна природная упаковка и рост влажности за счет связанной воды. В результате обязательных мер водоотведения слои «разрыхление и монолит» рабочих зон лишены свободных, гравитационных вод.

Последовательность работ и содержание документируемых данных. Сначала, проводились площадные съемки для локализации зон градиентов (контактов). Затем, в границах монотонных изменений ρk измерялись параллельные графики ВЭЗ, формируемые в схемы сортовой идентификации. Мы воспользовались тем, что на выделенных «кусочно-однородных» участках измерены идеально гладкие графики к выгоде количественной интерпретации структур «разрыхление- монолит».

На месторождениях Урала идентификация ионной, водно-глинистой объектности показала, что тренд зональности «север- юг» устойчив. Но, траверсам терригенных пенепленов и магмогенной гряды свойственны собственные градиенты Δm (табл. 1).

Таблица 1

Эл. сопротивления ископаемых и подземных вод.

№	Месторождение	Ископаемое	Эл.сопротивление, Ом.м				
			ρk (25) сигнальных схем ВЭЗ			истин-ное	подз. вод
			Ср.	Min	Max	ρп	ρв
	1	4	5	6	7	8	9
1	Чаньвинское*	Известняк	1975	84	41000	10600	59
2	СУБР**	Известняк	-	-	-	12000	66.8
		Боксит	-	-	-	200	
3	Саткинская группа**	Доломит	-	-	-	3840	25.7
		Магнезит	-	-	-	994	
4	Баженовское*	Серпентинит	1931	1300	2871	1520	17.4
		Габбро	592	270	1300	495	
		Хризотил-асбест	123	43	350	88	
5	Качканарский ГОК*	Битовнит- Диаллаг	1565	1400	1750	1300	37.3
		Титаномагнетиты	642	275	1500	490	

Примечание. * – ρп интерпретировалось по асимптоте; ** – ρп промежуточных слоев.

Графики ВЭЗ в группировках сигнальных схем (однородные блоки) имеют тип «К» – ρп1 < ρп2 > ρп3. Первым слоям разрыхления свойственны низкие сопротивления, как результат планирования под транспорт с пересыпкой мелких фракций и увлажнения атмосферными осадками. Вторым слоям – сдренированное- осушенное состояние. Слои №3 характеризует природная пористость и увлажнение за счет связанной монолитной упаковкой воды. ρп3 интерпретируются по выходам графиков на асимптоту. Соотношения $10 \cdot \rho в \leq \rho п3$ благоприятны для расчетов физических и водных свойств (n, g, c в среднем на слой). И – пограничны при $5 \cdot \rho в \leq \rho п3$ (Табл. 2).

© ИГФ УрО РАН, 2025

Таблица 2

Свойства блоков в состояниях «разрыхление - монолит».

№	Место-рождение	Ископае-мое	Интерпретационные средние сигналы и свойства горных блоков в разрыхлении и естественном залегании							
			Строение и глубина подошвы слоя		Сопротивление и минерализация подз. вод		Физические и водные свойства			
			Упаковка	h, м	ρв, Ом.м	m, г/л	ρп, Ом.м	n, д.е.	g, д.е.	c, д.е.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	СУБР	Известняк	Рыхл.	-*	66.8	0.165	-	-	-	-
			Монолит	-			12000	0.0263	0.3	0.1
2	Чаньвинское **		Рыхл.	10.5	59	0.18	85500	0.05	0.001	0.1
			Монолит	15.0			10600	0.027	0.335	0.1
3	Качканарский ГОК	Битовнит-диаллаг	Рыхл.	10.0	37.33	0.312	2304	0.15	0.21	0.186
			Монолит	15.0			1222	0.09	0.46	0.11
		Титано-магнетит	Рыхл.	5.5			1730	0.202	0.197	0.35
			Монолит	15.0			484	0.085	0.73	0.147
4	Баженовское	Серпен-.тинит	Рыхл.	6.0	17.4	0.72	3725	0.207	0.047	0.15
			Монолит	15.0			1512	0.052	0.33	0.1
		Габбро	Рыхл.	4.3			1483	0.162	0.18	0.16
			Монолит	15.0			495.3	0.072	0.65	0.1
		Хризотил-асбест	Рыхл.	5.2			459.8	0.25	0.217	0.45
			Монолит	15.0			88.3	0.13	0.94	0.22

Примечание. * « - » – параметры не устанавливались, ** – свойства чистого известняка

Параметры воздействия БВР – материал к анализу геомеханической безопасности.

При изучении региональных факторов ионной объектности эндогенных сигналов в зональностях Урал и Западная Сибирь, «север- юг», «равнина- складчатость» динамику пополнения геоданных поддержит ориентир на развитие электромагнитных методов.

Аспекты масштабирования от точек петрофизического опыта электрометрии.

1. Задействование опыта информационно- аналитической платформы измерений *экзогенных* сигналов перспективно в части ее качества «безлюдного» масштабирования при функционале носителей и обзора технологий БПЛА и узлов дистанционной трансляции прикладных сигналов,

2. Наиболее развиты вопросы дешифрирования в *эндогенных* сигналах электрометрии карстогенных объектов и мерзлотно- минерализованных подземных вод в климатической зональности «север- юг» нагорной гряды и примыкающей равнины.

Работа выполнена в рамках Гос. задания №075-00410-25-00. Рег. № 125070908257-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тимохин А.В., Яковлев А.М., Титов Р.С., Кантемиров В.Д*. Геоцифровизация эндогенных сигналов дешифрирования водных свойств в решении эколого– инженерных задач при возведении объектов горной промышленности и гидротехнического стрительства / Инновационные геотехнологии при разработке рудных и нерудных месторождений; УГГУ. – Екатеринбург: Изд–во УГГУ, 2024. – С. 241-249.

2. *Тимохин А.В*. Решение проблемы карстологической безопасности Урала с использованием измерительных средств картирования и геометризации геолого-техногенных сред // Золотодобывающая промышленность, Москва. 2010. № 2(38), С. 26-29, (продолжение): № 3(39), С. 12-15, (окончание): № 4(40), С. 8-12.

УДК *550.362*

ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ПЕРКОЛЯЦИИ НА ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ РЫХЛЫХ ГОРОДСКИХ ПОКРОВОВ (НА ПРИМЕРЕ ЕКАТЕРИНБУРГА)

Факаева Нелли Рафаэлевна, Демежко Дмитрий Юрьевич,
Горностаева Анастасия Александровна, Хацкевич Богдан Дмитриевич
fakaeva.n@gmail.com
Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Аннотация. В лабораторных условиях методом игольчатого зонда исследована теплопроводность рыхлых городских покровов, характерных для Екатеринбурга. Параллельно проводились исследования влажности и гранулометрического состава. При увеличении влажности от 2 % до 25% теплопроводность возрастает от 0,18 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$ до 2,0 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Для многих проб характерна *S*-образная зависимость теплопроводности, имеющая участок медленного начального роста, участок резкого роста и выполаживание при приближении к максимальному влагонасыщению. Полученные данные аппроксимированы при помощи соотношения, использующего приближение эффективной среды на основе теории перколяции (percolation-based effective medium approximation – P-EMA).

THE INFLUENCE OF PERCOLATION EFFECT ON THE THERMAL CONDUCTIVITY OF LOOSE URBAN COVERS (ON THE EXAMPLE OF YEKATERINBURG)

Nelly Fakaeva , Dmitry Demezhko, Anastasiia Gornostaeva, Bogdan Khatskevich
fakaeva.n@gmail.com
Institute of Geophysics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Abstract. The thermal conductivity of some loose urban covers in Yekaterinburg has been studied using the needle probe method in laboratory conditions. At the same time the humidity and the granulometric composition have also been researched. An increase in the humidity from 2% to 25% leads to an increase in the thermal conductivity from 0,18 W·m^{-1}·K^{-1} to 2,0 W·m^{-1}·K^{-1}. Most samples are characterized by an "*S*"-shaped dependence of the thermal conductivity on the humidity including an initial section of slow growth of the thermal conductivity, a section of rapid growth and a flattening of the dependence as it approaches maximum moisture saturation. The percolation-based effective medium approximation (P-EMA) was used to describe the experimental data.

Введение. Тепловые свойства городских поверхностей оказывают непосредственное влияние на климат города и тепловой баланс. Тепловые свойства твердых городских покрытий хорошо изучены [1,4,5], однако значительную часть территории занимают рыхлые материалы, среди которых выделяются: почва, неконсолидированные осадочные породы, коры выветривания коренных пород и песчано-гравийные покрытия. Неконсолидированные среды оказывают большое влияние на теплообмен на поверхности, так как суточная температурная волна проникает до 50 см, а годовая – до 20 м [2]. Известные теоретические зависимости плохо описывают теплопроводность рыхлых материалов. Целью данного исследования является экспериментальное изучение зависимостей эффективной теплопроводности от влажности рыхлых покрытий в Екатеринбурге и теоретическое обоснование для аппроксимации полученных данных.

Теория. Теплопроводность рыхлых грунтов определяется сложным взаимодействием внутреннего порового пространства и скелета горной породы. В данном исследовании материал, состоящий из минеральных зерен, воды и воздуха, сводится к более простой, двухкомпонентной среде, содержащей сухие и влажные компоненты. Построенная по полученным данным зависимость хорошо описывается в рамках теории перколяции

(просачивания) [3]. При малых значениях влажности ее влияние на теплопроводность отсутствует [6]. Сухой грунт имеет низкую теплопроводность, которая определяется высоким содержанием воздуха в поровом пространстве и плохими тепловыми контактами между зернами. Повышение содержания воды улучшает тепловые контакты зерен, приводя к образованию проводящих кластеров, тем самым увеличивая теплопроводность грунта. Таким образом, из-за содержания большого количества областей сухого материала на начальном этапе порог влажности, ниже которого эффективная теплопроводность практически не зависит от влажности, определяется свойствами низкотеплопроводной фазы. Эффективная теплопроводность на данном этапе описывается средним взвешенным гармоническим (рис. 1), где λ_1, λ_1 – теплопроводности компонент, $0<k<1$ – доля первой компоненты:

$$\lambda_{эфф} = (k/\lambda_1 + (1\text{-}k)/\lambda_2)^{-1}, \quad (1)$$

С увеличением влагосодержания растет количество проводящих кластеров, которые охватывают всё большее пространство, и в итоге весь объем. На этом этапе происходит резкий рост эффективной теплопроводности. При дальнейшем увеличении содержания воды кривая эффективной теплопроводности выполаживается, так как вода имеет более низкую теплопроводность, чем скелет горной породы. Эта завершающая часть кривой эффективной теплопроводности описывается уравнением среднего взвешенного арифметического (рис. 1):

$$\lambda_{эфф} = k\lambda_1 + (1\text{-}k)\,\lambda_2. \quad (2)$$

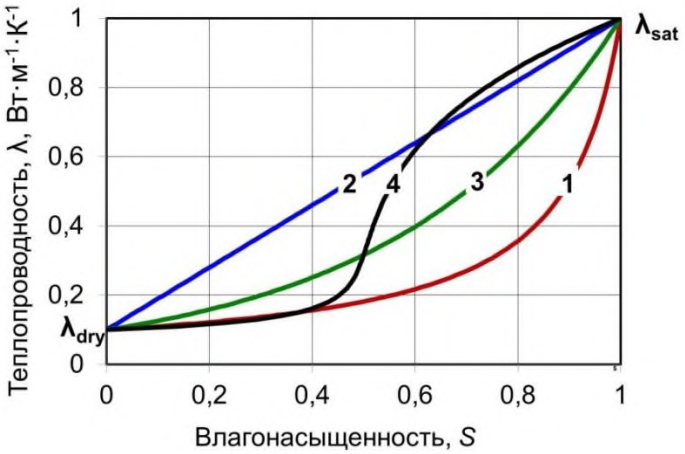


Рис. 1. Иллюстрация поведения кривых, описанных зависимостями (1-4).

Для аппроксимации полученных данных теплопроводность/влажность мы использовали перколяционную зависимость [3], применив ее для условий измерений массовой влажности (рис. 1):

$$W_m = \frac{(\lambda^{1/p} - \lambda_d^{1/p})\left[W_{mC}\lambda_s^{1/p} + (W_m^{\max} - W_{mC})\lambda^{1/p}\right]}{(\lambda_s^{1/p} - \lambda_d^{1/p})\lambda^{1/p}}, \quad (4)$$

где W_m – массовая влажность, равная отношению массы воды в пробе к массе скелета, W_{mC} – критическая влажность, $\lambda = \lambda(W_m)$ – эффективная теплопроводность, λ_d – теплопроводность сухого грунта (поры заполнены воздухом), λ_s – теплопроводность влажного грунта (поры полностью заполнены водой), W_m^{max} – максимальная массовая влажность (поры полностью заполнены водой), p – параметр масштабирования.

Экспериментальные данные. Гранулометрический состав определялся на пробах рыхлого высушенного материала. Использовался набор сит с ячейками 40, 20, 15, 10, 5, 2,5, 1,25, 0,63, 0,315 и 0,16 мм. После ситового анализа все компоненты перемешивались. На подготовленном грунте производились замеры теплопроводности и влажности. Постепенно в пробу добавлялась вода, материал тщательно перемешивался и отстаивался в течение нескольких часов. Далее цикл повторялся до тех пор, пока не начинал увеличиваться объем пробы (набухание тонкодисперсных материалов) или пока свободная вода не появлялась над

поверхностью пробы. Теплопроводность рыхлой пробы определялась методом игольчатого зонда с помощью зондового устройства МИТ-1 в 5-литровом контейнере. Для определения массовой влажности использовался диэлькометрический зондовый влагомер ВИМС-2.21. Было выполнено 315 измерений для 10 различных проб.

Результаты. Для всех проб (рис. 2) отмечается повышение теплопроводности с ростом влажности.

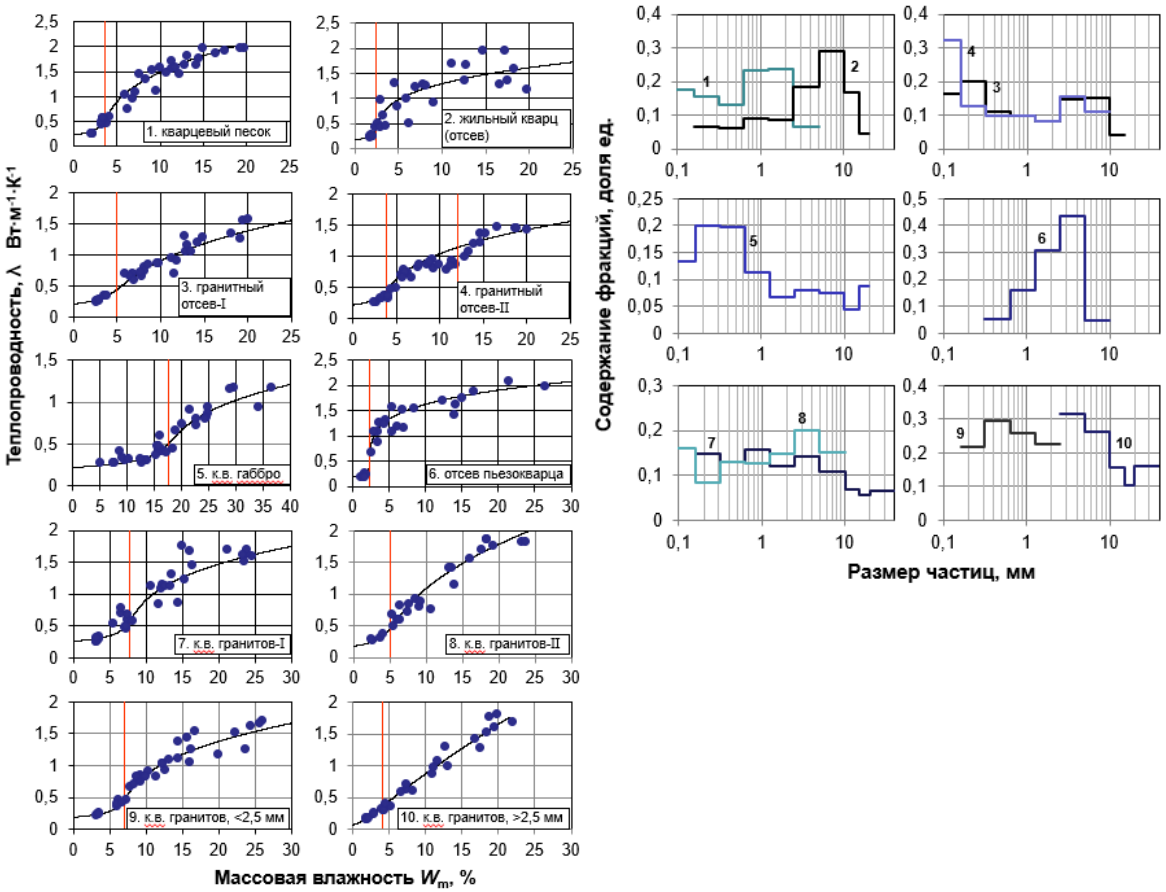


Рис. 2. Результаты измерений теплопроводности и массовой влажности проб (●) и аппроксимирующие зависимости, согласно соотношению (4) – на диаграммах слева; гранулометрический состав соответствующих проб – на диаграммах справа.

У пробы №4 (гранитный отсев-II) на кривой $\lambda(W_m)$ можно заметить два субгоризонтальных участка: первый – до 4% (W_m), второй – от 8 до 12% (W_m), а гистограмма гранулометрического состава имеет, соответственно, два максимума. Из этого можно сделать качественное объяснение значению критической влажности W_{mC} (красная линия на рис. 2): для крупных фракций – первое значение критической влажности (W_{mC}=4%), для мелких фракций – второе (W_{mC}=13%). На основании представленных данных можно сделать вывод, что критическая влажность W_{mC} в аппроксимирующей зависимости (4) обратно зависит от содержания мелких фракций в пробе. Это подтверждается результатами измерений других проб №№ 7-10. Критическая влажность отобранных проб глинисто-дресвянистой коры выветривания гранитов (№№ 7, 8) равнялась 7,8% и 5%. Пробы были объединены и разделены на фракции <2,5 мм (№ 9) и >2,5 мм (№ 10). Критическая влажность фракции <2,5 мм осталась на уровне исходных проб (7%), а фракции >2,5 мм упала до 4%, а, возможно, и ниже, поскольку перегиб на кривой $\lambda(W_m)$ практически незаметен (рис. 2). Проба №6 (дробленный пьезокварц) отмечается самой низкой критической влажностью (W_{mC}=2%) и минимальным значением параметра масштабирования (p=0,19), который отвечает за кривизну (переход от нижнего предела к верхнему) кривой

теплопроводности. Поведение параметра масштабирования для других проб не очевидно. Вероятно, параметр зависит от геометрии порового пространства.

Выводы. Эффективная теплопроводность рыхлых материалов, характерных для Екатеринбурга, варьирует в широком диапазоне значений от 0,18 до 2 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Основное влияние на теплопроводность оказывает влажность. Кривая эффективной теплопроводности представляет собой *S*-образную зависимость $\lambda(W_m)$, которая включает начальный участок медленного роста теплопроводности, участок более быстрого роста и выполаживание зависимости при приближении к максимальному влагонасыщению. Аппроксимация выполнялась при помощи соотношения, использующего приближение эффективной среды на основе теории перколяции (percolation-based effective medium approximation - P-EMA). Погрешность аппроксимации составила 0,08 – 0,26 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$. Данное исследование может быть полезным при расчетах теплообмена, например, в рамках исследований городского острова тепла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alchapar, N.L., Correa, E.N. and Cantón, M.A.*, 2014. Classification of building materials used in the urban envelopes according to their capacity for mitigation of the urban heat island in semiarid zones. Energy and Buildings, 69, pp.22-32.
2. *Demezhko D.Yu.* Geotermicheskij metod rekonstrukcii paleoklimata (na primere Urala) [Geothermal method for paleoclimate reconstruction (examples from the Urals, Russia)]. Yekaterinburg, UB RAS, 2001. (In Russian).
3. *Ghanbarian B., Daigle H.*, 2016. Thermal conductivity in porous media: Percolation-based effective-medium approximation. Water Resources Research, 52, №. 1, pp. 295-314.
4. *Goward, S.N.*, 1981. Thermal behavior of urban landscapes and the urban heat island. Physical Geography, 2(1), pp.19-33.
5. *Mohajerani, A., Bakaric, J. and Jeffrey-Bailey*, T., 2017. The urban heat island effect, its causes, and mitigation, with reference to the thermal properties of asphalt concrete. Journal of environmental management, 197, pp.522-538.
6. *Sepaskhah, A.R. and Boersma, L.*, 1979. Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content. Soil Science Society of America Journal, 43(3), pp.439-444.

УДК 550.360, 536.51

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ВЫСОКОТОЧНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ

Хацкевич Богдан Дмитриевич[1], *Демежко Дмитрий Юрьевич,*
Горностаева Анастасия Александровна, Факаева Нелли Рафаэлевна
[1]disaybl@yandex.ru
Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. Рассмотрены основные методы геотермических исследований скважин, их формирование, развитие и области применения. Показано, что применение современных высокоточных скважинных термометров способно существенно расширить возможности термометрии, однако для реализации их потенциала требуется модернизация методик. Проведён анализ ключевых факторов, ограничивающих точность измерений: инерционности термометров и свободной тепловой конвекции (СТК). На основе исследования этих факторов разработаны методики высокоточных температурных наблюдений, которые оптимизируют процессы мониторинга и каротажа, обеспечивая достоверность данных при минимальных временных затратах.

MODERN APPROACHES TO HIGH-PRECISION TEMPERATURE MEASUREMENTS IN WELLS

Bogdan Khatskevich [1], *Dmitry Demezhko, Anastasiya Gornostaeva, Nelly Fakaeva*
[1]disaybl@yandex.ru
Institute of Geophysics of the Urals Branch of Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Abstract. The article considers the main methods of geothermal well studies, their formation, development and areas of application. It is shown that the use of modern high-precision borehole thermometers can significantly expand the capabilities of thermometry, but to realize their potential, modernization of methods is required. An analysis of the key factors limiting the accuracy of measurements is carried out: the inertia of thermometers and free thermal convection (FTC). Based on the study of these phenomena, high-precision temperature observation methods have been developed that optimize monitoring and logging processes, ensuring data reliability with minimal time costs.

Геотермия, несмотря на свою простоту, остается одним из ключевых методов геофизических исследований скважин. Она находит применение в нефтегазовой отрасли, гидрогеологии, инженерной геологии, геоэкологии, геокриологии, а также при изучении глобальных тектонических процессов, палеоклимата и геодинамики. Современные высокоточные автономные температурные датчики (логгеры) открыли новые возможности: они фиксируют аномалии с амплитудой до 10^{-3} К и лишены недостатков традиционных кабельных термометров, таких как задержки сигнала из-за индуктивности кабеля или помехи в коллекторе подъемника. Однако повышение точности измерений выявило ранее незаметные эффекты, которые требуют учета при проведении высокоточного термокаротажа. Во-первых, это инерционность термометров. Требуется некоторое время для достижения датчиком температуры окружающего флюида. В первом приближении, которым обычно и ограничиваются на практике [10], регистрируемая во времени t температура T определяется начальной температурой прибора T , температурой окружающей постоянной времени τ:

$$T(t) = T_2 + (T_1 - T_2)\exp\left(-\frac{t}{\tau}\right) \quad (1)$$

откуда время, необходимое для достижения требуемой точности $\Delta T = T(t) - T_2$, равно

$$t = \tau \ln\left(\frac{T_1 - T_2}{\Delta T}\right) \quad (2)$$

Так, при разности температур термометра и окружающей среды $T - T_2$=1 К и τ = 10 с требуется 23 с для достижения точности 0.1 К и 46 с для достижения точности 0.01 К, при τ = 100 с – 230 и 460 с соответственно. Постоянная времени зависит от тепловой массы прибора, площади его внешней поверхности и коэффициента теплоотдачи. Величину τ определяют экспериментально и за весьма непродолжительное время. Это довольно грубое приближение, пригодное для измерений невысокой точности. Релаксационные зависимости реальных скважинных термометров сложнее, особенно по мере приближения к невозмущенной температуре.

Другим фактором, ограничивающим точность измерений, является свободная тепловая конвекция (СТК) флюида, которую инициируют и поддерживают температурные градиенты. Нестационарный характер СТК ведет к температурным вариациям, что является значительным источником погрешностей при проведении высокоточных температурных измерений в скважинах [2].

При формировании методики проведения высокоточной термометрии необходимо учесть перечисленные факторы для получения достоверных результатов при минимальных время затратах.

Методика прецизионных температурных измерений

Геотермические исследования в скважинах проводятся двумя основными методами: мониторинговые (длительное измерение температуры на заданной глубине) и каротажные измерения. Мониторинг представляет собой длительную фиксацию температуры на заданном интервале. При этом методе датчик (или группа датчиков) размещается на заданную глубину для непрерывной регистрации данных. В этом случае тепловая инерция измерительной системы влияет не на точность измерений, а на время стабилизации (релаксации) термодинамического равновесия. Главный источник шума – это СТК. Она возникает, когда тепловой градиент в скважине выше критического G_{cr} [8]:

$$G_{cr} = \frac{g\alpha T}{C} + B\frac{va}{g\alpha r^4} \quad (3)$$

где g - ускорение свободного падения, T - температура, α - коэффициент теплового расширения, a - температуропроводность, ν- кинематическая вязкость, C - удельная теплоемкость жидкости (4181,8 Дж/(К·кг) для воды), ρ- плотность, а B - константа, которая имеет значение 216 для трубки, длина которой велика по сравнению с ее радиусом (r).Если тепловой градиент близок к критическому значению или больше него, необходимо установить подавители СТК. Существуют различные устройства для подавления [3], однако они основывались на старых представлениях о структуре конвективных течений в виде ячеек Рэлея - Бенара. Современные исследования показали, что конвективные течения имеют структуру винтовой спирали, которая медленно вращается вокруг своей оси [1]. На основе этих представлений были созданы 2 новых метода подавления СТК [5,6], основные преимущества, помимо эффективного подавления СТК (рис. 1) [3], это простота изготовления и спуска конструкции на исследуемый интервал.

Таким образом, при проведении высокоточного температурного мониторинга, нам нужно:

1. Оценить возможность возникновения СТК в скважине. Для этого необходимо знать примерное распределение градиента температуры с глубиной и сопоставить его с Gкр, формула (3).

2. Если тепловой градиент близок к критическому значению или больше него, необходимо установить современные подавители СТК.

Температурный каротаж скважин реализуется в двух режимах: дискретном (stop-and-go) и непрерывном (continuous) [4, 7]. Оба подхода требуют предварительного анализа

аппаратурного отклика термометра на изменение температуры среды (релаксации). Ранние исследования с использованием традиционных скважинных термометров и теоретические модели демонстрировали экспоненциальный характер кривых релаксации, это сформировало

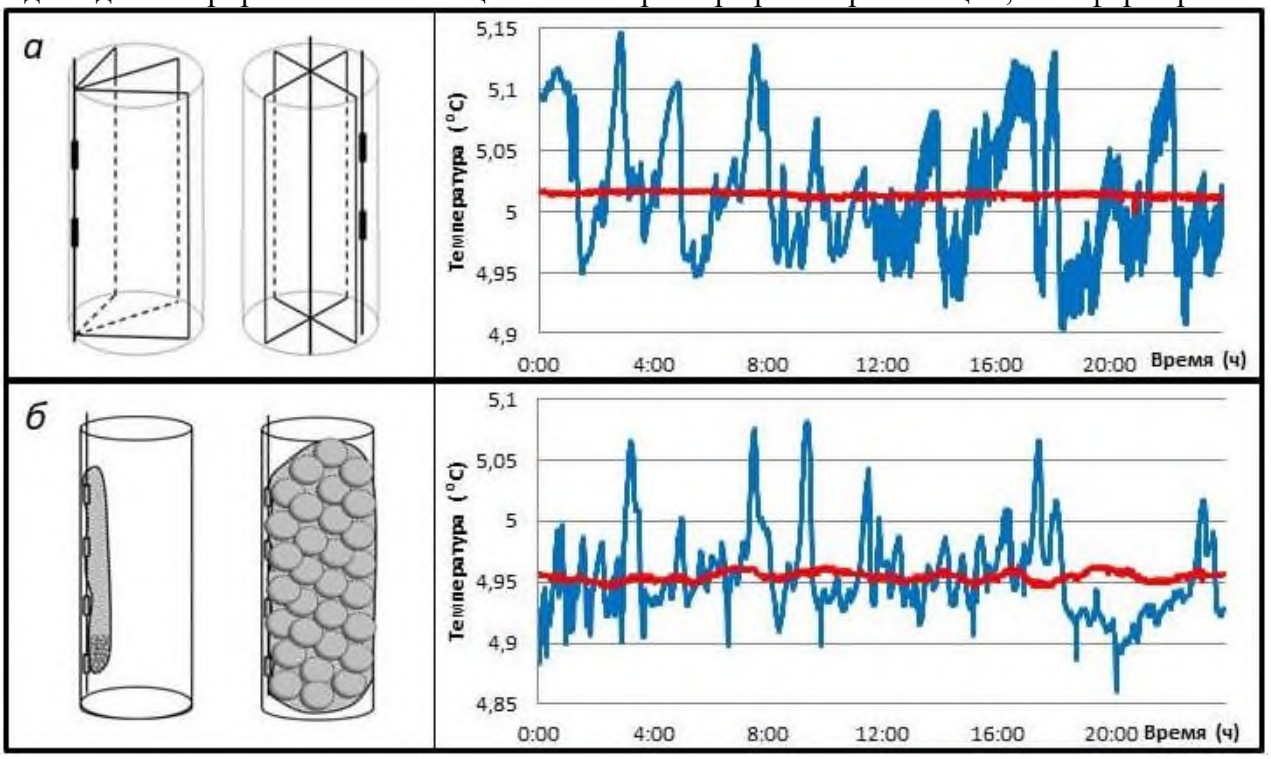


Рис.1. Результаты температурного мониторинга в скважине ИГФ-60 при испытаниях устройств подавления СТК, синий график до подавления, красный - после. а) - на основе вертикальных пластин (стандартное отклонение до подавления σ = 0,05, после σ = 0,002) [5]; б – с помощью гидрогеля [6] (до подавления σ = 0,032, после σ = 0,003).

представления, что дискретный метод обеспечивает более высокую точность за счет длительной стабилизации датчика в точке измерения, а непрерывный каротаж сопровождается снижением точности из-за динамического режима работы. Однако современные прецизионные термометры с выносным датчиком (в тонкостенном корпусе) демонстрируют иной более сложный характер релаксации. Например, прибор RBRsoloT (рис. 2) фиксирует фоновую температуру среды с погрешностью ≤0.001 К уже через 2–3 секунды после погружения, но через 15–20 с возникает температурный дрейф, достигающий максимума к 600 с, с непериодическими колебаниями амплитудой 0.02–0.05 К (особенно выраженными при охлаждении датчика). Стабилизация до исходного уровня происходит лишь через 1000–6000 с. Такое сложное поведение связано с большей постоянной времени корпуса прибора по сравнению с постоянной времени вынесенного датчика. Температурная аномалия, создаваемая прибором, достигает датчика лишь через некоторое время после его термализации, и следующий возврат к невозмущенным температурам происходит гораздо медленнее. Непериодические вариации обусловлены конвективными течениями флюида, вызываемыми температурными градиентами вблизи корпуса прибора. Практический интерес представляет временное «окно», в пределах которого можно быстро и точно измерить невозмущенную температуру. Такая методика с ограниченным временем выгодно отличается от необоснованно применяемого в геотермии правила «чем дольше – тем точнее». Проведение дискретного термокаротажа требует точной синхронизации внутренних часов автономного термометра с часами оператора. Непрерывный вариант осуществляется на спуске с минимальной, однако не позволяющей температурной волне от охранного кожуха достичь датчика, скоростью. Максимальная допустимая скорость спуска зависит от

постоянной времени датчика τ, макс геотермического градиента G и допустимой погрешности регистрации температуры ΔT [4]:

$$V_{макс} = \Delta T \cdot G^{-1} \cdot \tau^{-1}. \quad (4)$$

Так, при допустимой погрешности ΔT = 0.01 К, геотермическом градиенте G = 0,1 К/м и τ = 1 с имеем $V_{макс}$ = 360 м/ч. Но для увеличения точности в 10 раз, макс. равно как и при увеличении на порядок температурного градиента, например, в интервале проникновения годовой температурной волны (0–20 м) или в пределах температурной аномалии гидрогеологической природы, потребуется в 10 раз уменьшить скорость каротажа.

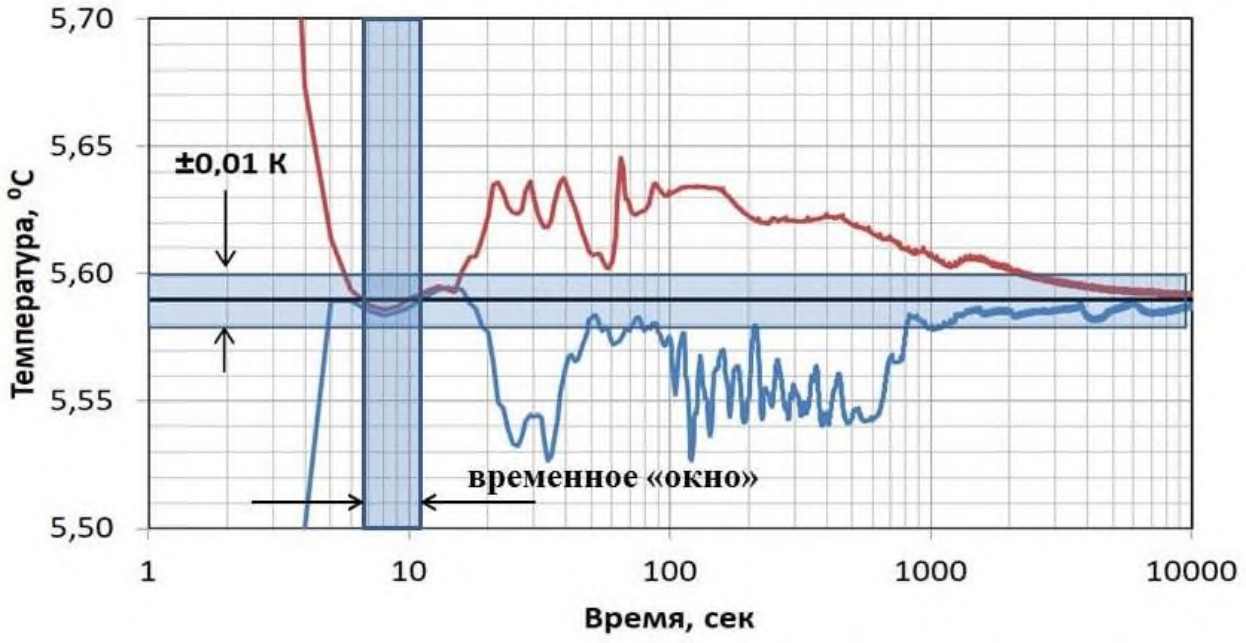


Рис. 2 Релаксационные кривые RBR-soloT (красная кривая – T1>T2, синяя – T1<T2)

Применение непрерывной высокоточной термометрии, существенно ускоряет процесс исследования скважины, при этом мы получаем гораздо больший объём данных, которые позволят детально исследовать тонкие гидрогеологические процессы, и даже открывают возможность применения высокоточной термометрии для литологического расчленения.

Рассмотрим второй фактор, который может повлиять на точность каротажных измерений, свободную тепловую конвекцию. Применение устройств для подавления СТК при активной термометрии не представляется возможным, во-первых они увеличат инерционность системы, во-вторых будет практически невозможно обеспечить непрерывный спуск датчика в скважине. Единственное решение - это при обработке данных учитывать уровень температурного шума (среднеквадратическим отклонением) $\sigma \approx 3G \cdot r$, где G - температурный градиент, r - внутренний радиус обсадной трубы [2]. Если амплитуда колебаний температуры будет существенно выше данной зависимости, то природа данных колебаний не конвективная, а иная, например гидрогеологическая.

В общем виде методика высокоточного температурного каротажа состоит из следующих пунктов:

1. Предварительные исследования аппаратурного отклика используемого термометра на изменение температуры окружающей среды (релаксации) в естественных условиях, для определения температурного «окна» и оценки применимости данной аппаратуры для выполнения высокоточного каротажа.
2. Расчет максимальной скорости спуска прибора в скважине по формуле (3). Если нет технической возможности обеспечить спуск на необходимой скорости, можно выполнить каротаж вручную с необходимым шагом дискретизации.
3. Часы термометра синхронизируются с хронометром оператора с точностью не хуже 1 с и задается частота 1 Гц записи температуры во внутреннюю память.

4. Фиксируется время установки на верхней точке водонаполненного интервала скважины.
5. Термометр выдерживается на верхней точке 10–15 мин. За это время в значительной степени термализуется корпус прибора.
6. При автоматическом спуске, необходимо контролировать процесс. При прихвате нужно остановить лебедку и отметить время и глубину в журнале. После освобождения прибора продолжить спуск, отметив в журнале время запуска. При ручном спуске на каждой последующей точке термометр выдерживается около 20 с, при этом также фиксируется время остановки. Из полученной записи выбирается один или несколько (с последующим их усреднением) отсчетов, зарегистрированных в пределах «окна», т.е. через 5–12 с после каждой остановки прибора.
7. При обработке результатов, необходимо проверить возможность возникновения СТК в скважине по формуле (3), и при обнаружении таких зон учитывать уровень температурного шума (среднеквадратическим отклонением) $\sigma \approx 3G \cdot r$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Демежко Д. Ю., Хацкевич Б. Д., Миндубаев М. Г.* Естественная тепловая конвекция в вертикальном водонаполненном цилиндре: исследование с помощью инфракрасной термографии // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – №. 7. – С. 813-818.
2. *Демежко Д. Ю., Хацкевич Б. Д., Миндубаев М. Г.* Оценка температурного шума свободной тепловой конвекции в водонаполненных буровых скважинах по экспериментальным данным //Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – №. 8. – С. 136-143.
3. *Демежко Д. Ю., Хацкевич Б. Д., Миндубаев М. Г.* Методы подавления свободной тепловой конвекции в водонаполненных скважинах при температурных исследованиях // Георесурсы. – 2020. – Т. 22. – №. 1. – С. 55-62.
4. *Демежко Д. Ю.* и др. О методике температурных исследований в буровых скважинах прецизионными термометрами //Георесурсы. – 2024. – Т. 26. – №. 2. – С. 92–98.
5. *Хацкевич Б.Д., Демежко Д.Ю., Миндубаев М.Г.* (2019). Способ температурного мониторинга в водонаполненных скважинах. Пат. 2678174 РФ, МПК7: E21B47/07..
6. *Хацкевич Б.Д., Демежко Д.Ю.* (2019). Способ температурного мониторинга в водонаполненных скважинах. Патент 2701261 РФ, МПК7: E21B47/07.
7. *Хацкевич Б.Д., Факаева Н.Р., Демежко Д.Ю., Горностаева А.А.* Температурная инерция скважинных термометров. Мониторинг. Наука и технологии, –2023. – №4(58). – С. 24-28.
8. *Cermak V., Bodri L., Safanda J.* Precise temperature monitoring in boreholes: evidence for oscillatory convection? Part II: theory and interpretation //International Journal of Earth Sciences. – 2008. – Т. 97. – С. 375-384.
9. *Reiter M., Mansure A.J., Peterson B.K.* (1980). Precision continuous temperature logging and comparison with other types of logs. Geophysics, 45(12), pp. 1857–1868. https://doi.org/10.1190/1.1441070
10. *Saltus R.W., Clow G.D.* (1994). Deconvolution of continuous borehole temperature logs: Example from the Greenland GISP2 icecore hole. Department of the Interior. U.S. Geological Survey Open-File Report, 94–254, 42 p. https://pubs.usgs.gov/of/1994/0254/report.pdf

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.837

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЗОН ОБВОДНЕНИЯ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД МЕТОДАМИ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ

Христенко Людмила Анатольевна
liudmila.hristenko@yandex.ru
Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

Аннотация. Для локализации зон обводнения и вертикальной миграции подземных вод в пределах урбанизированного участка Верхнекамского месторождения солей выполнялись методы сопротивления и естественного электрического поля. В процессе интерпретации были использованы процедуры безэталонной классификации и статистического зондирования программного комплекса КОСКАД 3D.

LOCALIZATION OF WATERING ZONES AND VERTICAL MIGRATION OF GROUND AND SURFACE WATERS BY ELECTROMETRY METHODS

Khristenko Liudmila
liudmila.hristenko@yandex.ru
Mining Institute Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

Abstract. To localize zones of flooding and vertical migration of groundwater within the urbanized territory of the Verkhnekamskoye salt deposit, resistance and natural electric field methods were used. In the process of interpretation, the procedures of non-standard classification and statistical probing of the KOSCAD 3D software package were used.

Исследования методами электрометрии проводились с целью локализации зон обводнения и вертикальной миграции подземных и поверхностных вод, которые характеризуются пониженными значениями сопротивления и потенциала естественного поля. Наблюдения выполнялись по 6 профилям методом сопротивлений установкой срединного градиента (ЭП-СГ) и методом естественного поля (ЕП) градиентной установкой. Разносы питающей линии АВ составляли 360 м. Измерения выполнялись в средней части АВ (120 м). Длина приемной линии MN для обоих методов составляла 10 м, шаг измерений по профилю 10 м. Для установления динамики развития локализованных зон исследования выполнялись ежегодно. В качестве примера приводятся результаты интерпретации измерений в 2022 и 2023 г.г.

Полученные значения кажущегося сопротивления (КС) выше 60 Ом·м, преимущественно, обусловлены плотными известняками или мергелями. Пониженные сопротивления (5 - 20 Ом·м) связаны с трещиноватостью и обводненностью надсоляных отложений на глубине 50 - 70 м, вызванными сильной дезинтеграцией пород. На юге участка исследований понижение значений КС вызвано, кроме того, влиянием солеотвала.

Положение интервалов пониженных значений кажущегося сопротивления и потенциала естественного поля вдоль профилей совпадает лишь частично, т.к. изменения значений потенциала в условиях урбанизированной территории могут быть обусловлены не только фильтрационными процессами, но и меняющимися во времени полями, а так же влиянием полей от окисленных металлических конструкций. Для повышения достоверности результатов качественной интерпретации были выполнены процедуры программного комплекса КОСКАД 3D [3], включающие анализ данных методами безэталонной классификации, «статистическим зондированием» и др. Имеется удачный опыт использования ПП КОСКАД 3D при решении подобных задач [4.5],

Для локализации зон обводнения и вертикальной миграции подземных и поверхностных вод по единым критериям целесообразно выполнять анализ общего

признакового пространства по всем профилям участка исследований, поэтому значения КС и потенциала ЕП интерполировались в узлы регулярной сети. При использовании классификационных процедур (метод общего расстояния, динамических сгущений, по Петрову) значения электрических параметров объединялись в единое признаковое пространство. Анализ признакового пространства методом общего расстояния позволил получить наиболее содержательные контуры классов (рис.1).

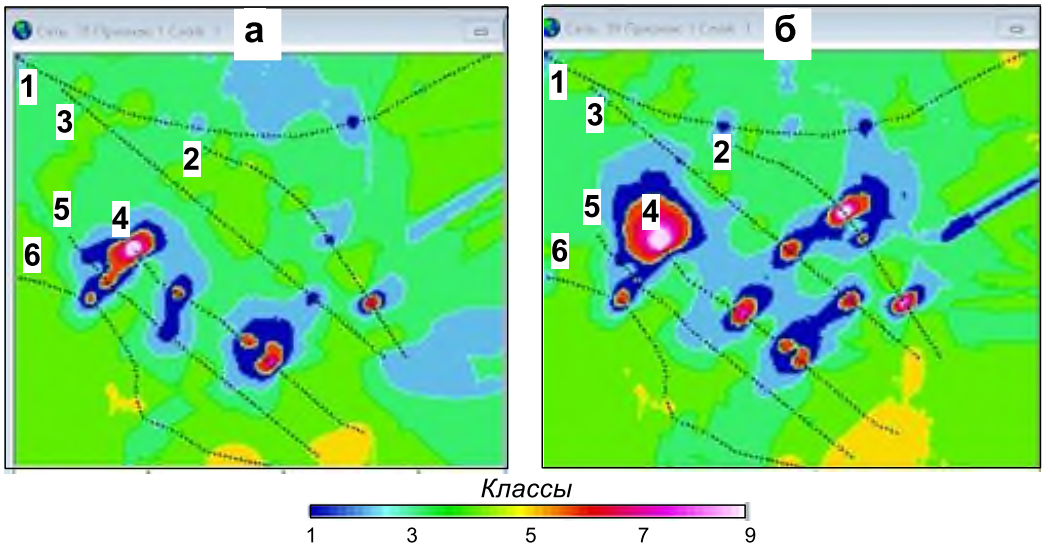


Рис.1. Результаты классификации (метод общего расстояния): а - 2022 г; б – 2023 г.
Примечание: цифрами на белом поле указаны номера профилей.

Метод общего расстояния относится к числу эвристических и направлен на решение задачи выделения в многомерном пространстве однородных, в определенном смысле, компактных групп точек или классов. Понятие однородности основано на предположении, что геометрическая близость двух или нескольких объектов означает близость их "физических" состояний, их сходство [1]. Группы точек, объединенные в 4 (желто-зеленый цвет) и 5 (желтый цвет) классы по формальным математическим критериям, наиболее вероятно отвечают искомым зонам.

Высокочастотные составляющие поля чаще всего индуцируются в геофизических полях объектами, расположенными на малых глубинах или помехами, а низкочастотные отражают свойства аномальных тел, залегающих на больших глубинах. Процедура получения оценки распределения того или иного статистического параметра от глубины, названа в ПК КОСКАД «статистическим зондированием» (по аналогии с вертикальным электрическим или магнито-теллурическим зондированием). Изменение размеров окна позволяет провести статистическое зондирование с целью обнаружения определенных неоднородностей строения геологического разреза. Если увеличение размеров скользящего окна в определенном интервале не приводит к изменению значений статистических параметров, вполне очевидно предположить, что на соответствующих глубинах отсутствуют аномальные обьекты. Поэтому, если среда совершенно однородна, изменение размеров окна не приведет к изменению значений статистических параметров. При локализации зон обводнения и вертикальной миграции воды с помощью статистического зондирования можно качественно оценить глубину их распространения. На рис.2 видно, что интервалы пониженного сопротивления, предположительно обусловленные обводнением, имеют практически сквозное распространение от поверхности наблюдений до водоносного горизонта в нижней части терригенно-карбонатной толщи (ТКТ), отметки подошвы которой могут соответствовать глубине от 60 до 80 м.

На рис.3 интервалы пониженных и повышенных значений потенциала, связанные с процессами фильтрации подземных и инфильтрации поверхностных вод, так же отчетливо прослеживаются на глубину 60-80 м.

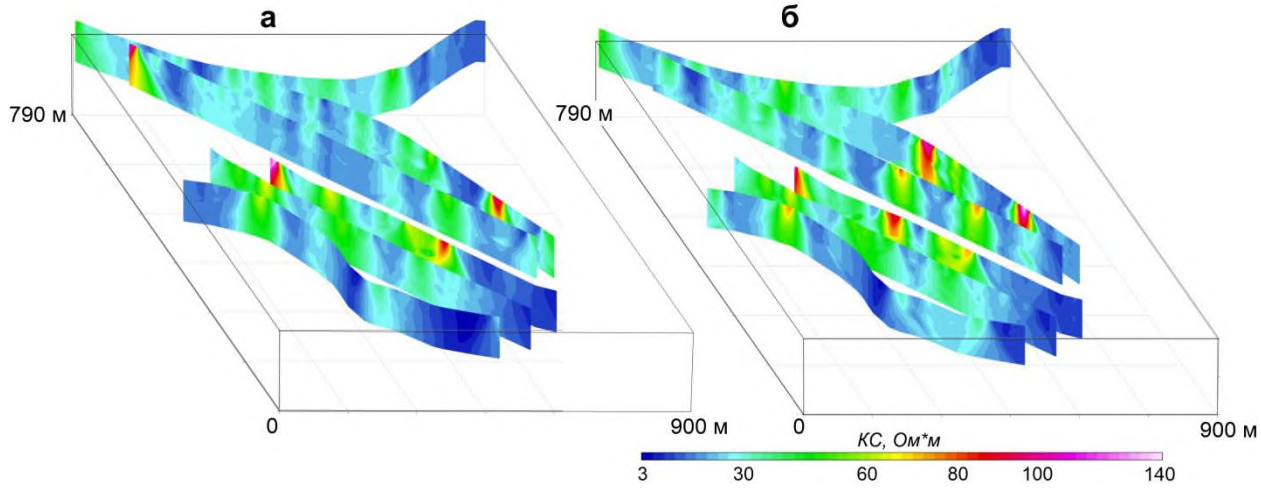


Рис.2. Статистическое зондирование: разрезы кажущегося сопротивления (а – 2022г; б – 2023 г.)

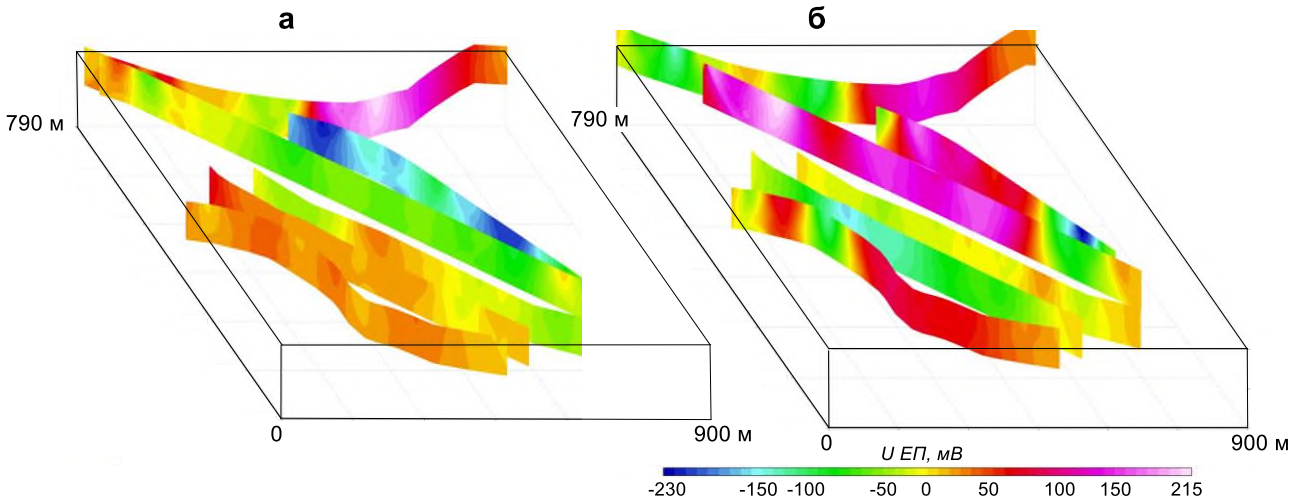


Рис.3. Статистическое зондирование: разрезы потенциала естественного электрического поля (а – 2022г; б – 2023 г.)

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР: 124020500054-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никитин А.А., Петров А.В.* Теоретические ос новы обработки геофизической информации. М.: ГНЦ РФ ВНИИгеосистем, 2008. 116 с.

2. *Петров А.В., Юдин Д.Б., Хоу Сюели*. Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 2. Вып. 16. 2010. С. 126–132.

3. *Трусов А.А. Петров А.В.* Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации – КОСКАД 3D // Геофизика. 4, 2000. С. 29-33.

4. *Тайницкий А.А., Христенко Л.А.* Интерпретация данных электрометрии при исследовании деформационных процессов земной поверхности // Вестник Пермского университета. Геология. Т.23, № 3. 2024. С. 260-266

5. *Христенко Л.А., Степанов Ю.И.* Интерпретация профильных электрометрических наблюдений, выполненных в пределах Верхнекамского месторождения солей // *Материалы* Международной конференции «Седьмые научные чтения Ю.П. Булашевича: Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. 8-13 сентября 2013 г. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2013. С. 327-328.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 550.31

УТОЧНЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦ КОРЫ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ОБОБЩЕННЫМ МЕТОДОМ ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК

Цидаев Александр Григорьевич[1], *Ладовский Игорь Викторович*[2]
[1]conf@tsidaev.ru; [2]ila848@mail.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН

Аннотация. Приводится пример использования обобщенного метода локальных поправок для уточнения геометрии реальных границ земной коры: границы Мохоровичича и средней границы коры, соответствующей изоповерхности значения плотности 2,88 г/см^3.

CRUSTAL BOUNDARIES POSITION REFINEMENT FOR URAL REGION USING GENERALIZED LOCAL CORRECTIONS METHOD

Alexander Tsidaev[1], *Igor Ladovskii*[2]
[1]conf@tsidaev.ru; [2]ila848@mail.ru
Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Abstract. Article provides an example of the use of generalized method of local corrections in order to clarify the geometry of real boundaries of the Earth's crust: the Mohorovicic boundary and the middle crustal boundary (which is corresponding to the isosurface of the density value of 2.88 g/cm^3).

Метод локальных поправок был предложен для решения структурной обратной задачи гравиметрии И.Л. Пруткиным [1] в 1986 г. Исходный алгоритм метода может использоваться лишь для глубокозалегающих границ. В работах [2-3] предложено обобщение метода, расширяющих его применимость – в частности, предложена итеративная формула для решения задачи для приповерхностных границ.

В настоящей работе приводится пример использования обобщенного метода (далее GLCM – generalized method of local corrections) для восстановления положения границ коры для Уральского региона. Мы продемонстрируем восстановление двух границ земной коры: первая — это поверхность Мохоровичича (Мохо), вторая — граница средней коры, определённая изолиниями плотности 2,88 г/см³.

Для применения метода локальных поправок нам потребуется начальное приближение границы, значение скачка плотности на ней и гравитационное поле. В качестве последнего мы возьмем компоненту, полученную из наблюденного поля посредством его пересчета на различные высоты, которую будем ассоциировать с источниками, расположенными на глубине реконструируемой границы. В предыдущих исследованиях наблюдаемое поле уже было равномерно разделено на компоненты различной глубины с шагом 1 км [4]. Этот набор полей и служит исходным набором наблюденных данных.

Начальная аппроксимация границы Мохо основана на данных Crust 1.0 [5] (Рис. 1а). В пределах исследуемой области глубины этой границы варьируются от 38,6 до 49,3 км. Исходя из ранее построенной модели плотности начальной аппроксимации [4], скачок плотности на границе составляет 0,2 г/см³. Эта плотность используется для расчёта гравитационного поля границы Мохо.

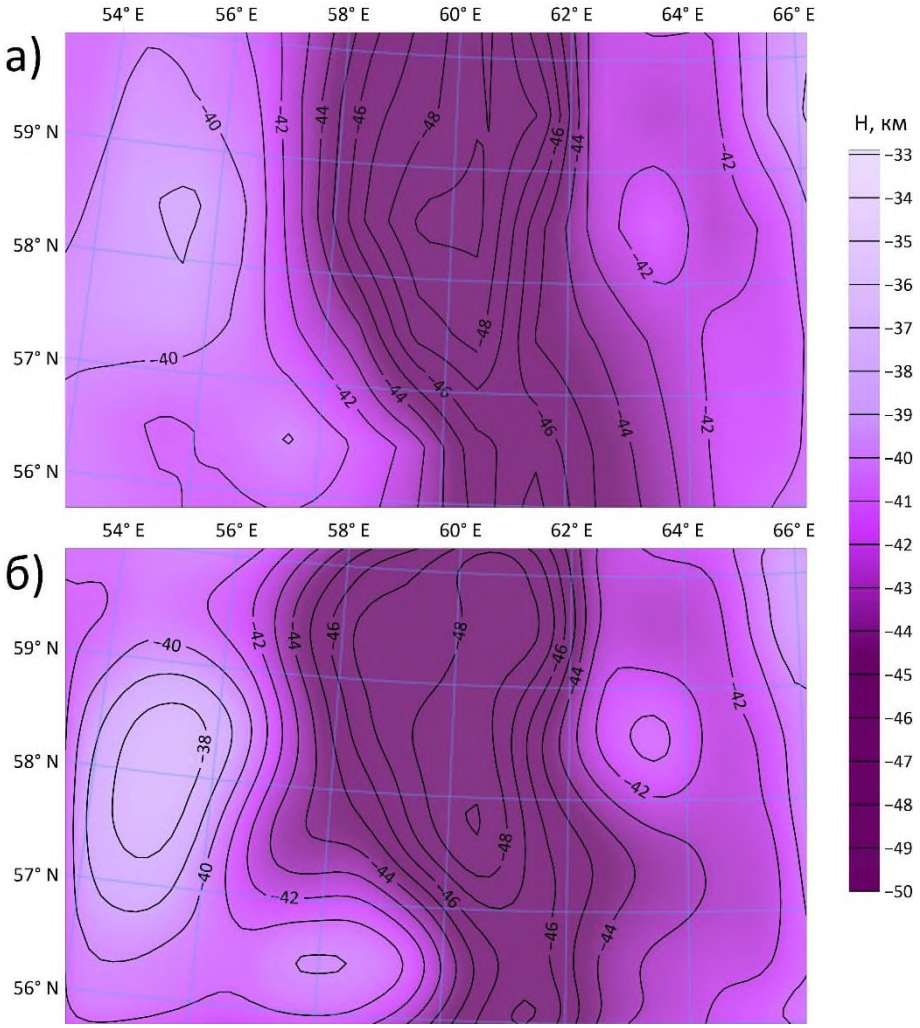


Рис.1. Граница Мохоровичича для Уральского региона. а – начальное приближение по данным Crust 1.0, б – уточненная обобщенным методом локальных поправок.

Затем, учитывая шаг глубины разделённых источников полей, мы суммируем компоненты поля, соответствующие глубинам от 39 до 49 км. Это суммированное поле далее добавляется к полю начальной аппроксимации границы (Рис. 2а). Полученное поле используется как наблюденное, служащее входными данными для алгоритма (Рис. 2б).

Следующий шаг — уточнение положения границы с использованием GLCM. Для этого была использована формула (10) с α=0,05, и для достижения значения RMS < 1 между полями потребовалось 17 итераций. Результирующая граница представлена на рисунке 1б.

Для восстановления средней границы коры, соответствующей значению плотности 2,88 г/см³, использовался тот же набор разделённых полей, что и для восстановления Мохо. Начальное приближение границы было получено из исходной 3D модели плотности для региона (полученной методом интерполяции профилей) в виде изоповерхности значения 2,88 г/см³. Эта начальная граница показана на рисунке 3а. Контраст плотности 0,06 г/см³ был получен также из начальной модели плотности. Глубина начальной границы варьируется в диапазоне от 6 до 38,7 км, для этих глубин пересчитанные компоненты поля были просуммированы и добавлены в поле начальной границы. Поле начальной границы показано на рисунке 4а, результат показан на рисунке 4б. Это поле было использовано как наблюдаемое поле в алгоритме GLCM. Для достижения значения RMS < 1 потребовалось 42 итерации. Уточнённая граница показана на рисунке 3б.

© ИГФ УрО РАН, 2025

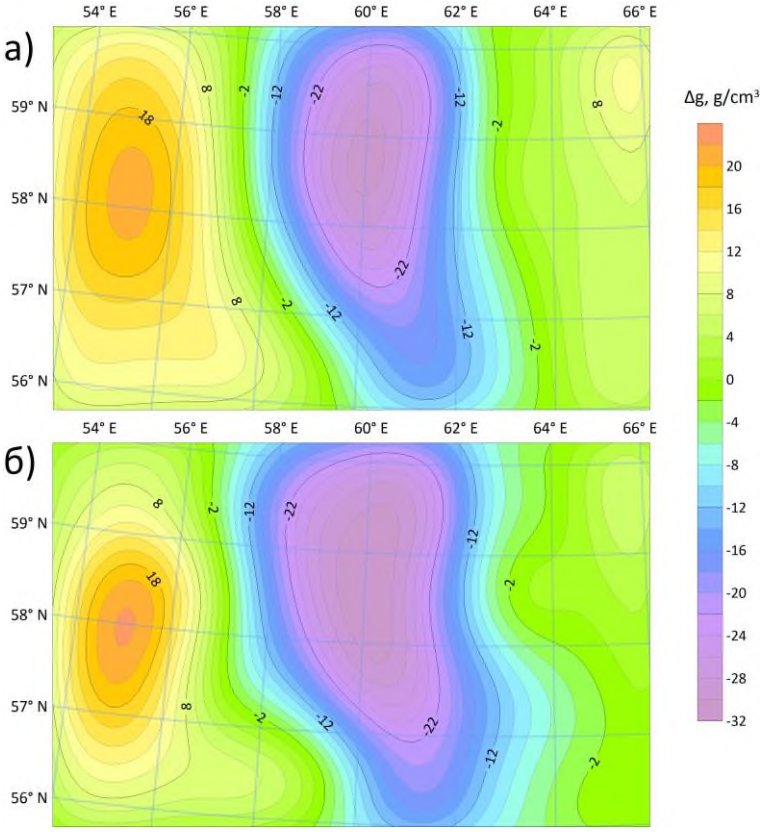


Рис. 2. Гравитационное поле границы Мохо: для границы нулевого приближения (а); скорректированное с учетом аномального поля масс, расположенных на глубинах [39, 49] км (б).

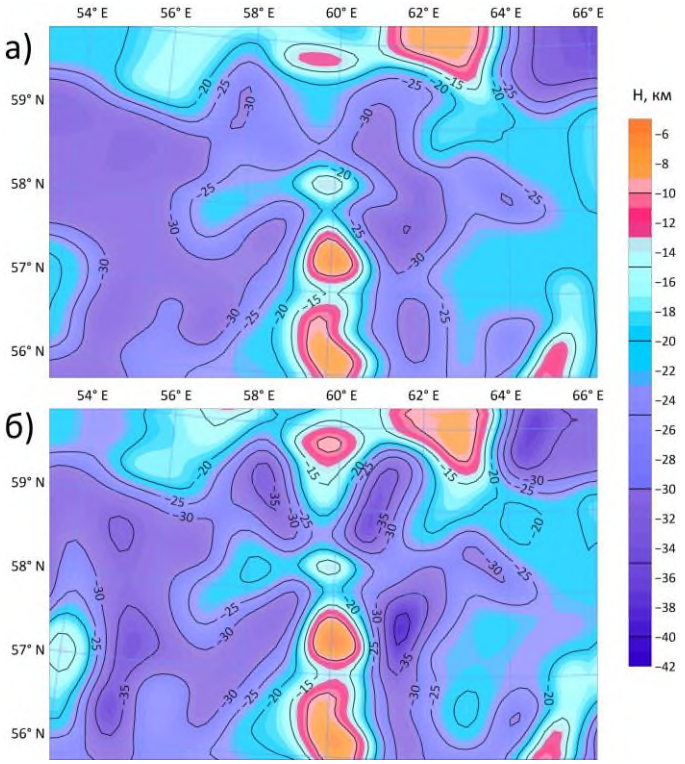


Рис.3. Средняя границы коры для Уральского региона: а – начальное приближение, б – уточненная обобщенным методом локальных поправок.

Заключение

Приведен практический пример использования обобщенного метода локальных поправок. Для территории Урала были построены две границы. Несмотря на то, что их начальные приближения были получены из разных источников, общий подход остаётся тем же и может быть применён к широкому спектру задач гравитационного моделирования. Наиболее вычислительно трудоёмким этапом является получение набора результатов пересчёта наблюдённого гравитационного поля, однако после этого поле для источников на любом диапазоне глубин вычисляется простой арифметической суммой.

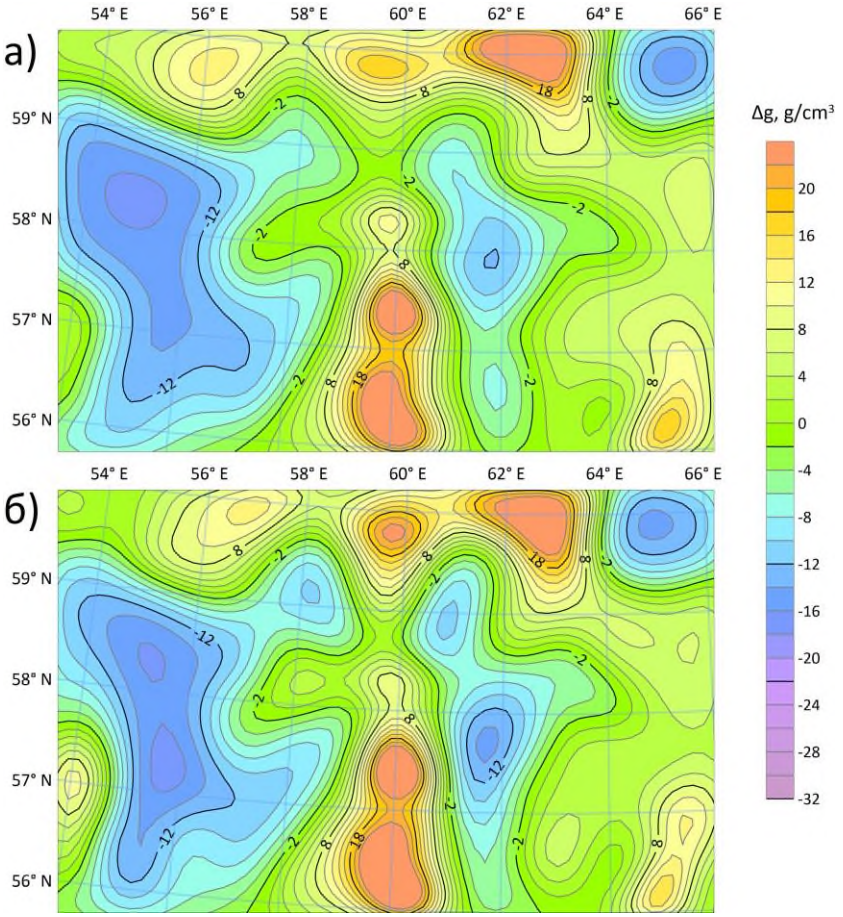


Рис. 4. *Гравитационное поле средней границы коры: для границы нулевого приближения (а); скорректированное с учетом аномального поля масс, расположенных на глубинах [6, 38] км (б).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пруткин И.Л.* О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №1, С. 67–77.
2. *Цидаев А.Г.* Прямые и обратные задачи гравиметрии при построении плотностных структур в земной коре: Дис. … канд. физ.-мат. наук. УрФУ, Екатеринбург, 2024.
3. *Tsidaev A., Ladovskii I.* On a Numerical Solution to an Inverse Structural Density Problem with a Method of Local Corrections // Mathematics. 2024. 12(24), 3953.
4. *Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г., Колмогорова В.В., Бызов Д.Д.* Плотностная модель литосферы Среднеуральского сегмента // Физика Земли. 2023. №2, С. 62-77.
5. *Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M.* “Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust”. EGU General Assembly Conference Abstracts. 2013. #2658.

© ИГФ УрО РАН, 2025

УДК 622.83

ВЫДЕЛЕНИЕ УЛЬТРАНИЗКОЧАСТОТНЫХ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИ НАГРУЖЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД НА ФОНЕ ТЕХНОГЕННОГО МАГНИТНОГО ШУМА

Шестаков Алексей Федорович, Тягунов Дмитрий Сергеевич
alxsh@mail.ru; tds-07@mail.ru
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения Российской академии наук, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. В статье представлены результаты наблюдений за вариациями магнитного поля с использованием магнитомодуляционных преобразователей магнитной индукции, позволяющих осуществить регистрацию и выделение информативных сигналов, генерируемых образцом горной породы под воздействием внешней нагрузки в лабораторном эксперименте в диапазоне частот 0.01–200 Гц. При разрушении испытуемого образца в процессе его нагружения установлено, что максимальная амплитуда сигналов электромагнитного излучения проявляется в ультранизкочастотной части спектра в диапазоне 0.3–4 Гц.

EXTRACTION OF ULTRA-LOW-FREQUENCY SIGNALS OF ELECTROMAGNETIC EMISSION DURING LOADING OF ROCK SAMPLES IN THE BACKGROUND OF TECHNOGENIC MAGNETIC NOISE

Alexey Shestakov, Dmitry Tyagunov
alxsh@mail.ru; tds-07@mail.ru
Institute of Geophysics, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

Abstract. The article presents the results of observations of magnetic field variations using magnetic induction magnetomodulation transducers, which allow recording and isolating informative signals generated by a rock sample under the influence of an external load in a laboratory experiment in the frequency range of 0.01–200 Hz. In case of destruction of the test sample during its loading, it was established that the maximum amplitude of electromagnetic emission signals appears in the ultra-low frequency part of the spectrum in the range of 0.3–4 Hz.

Введение. В последнее время в литературе широко освещаются вопросы регистрации ЭМИ с использованием различных измерительных систем и устройств в процессе изменения напряженно-деформированного состояния горных пород, приводящего к процессам их дезинтеграции и трещинообразования [1–3].

Одним из основных аспектов изучения ЭМИ является лабораторный эксперимент, в котором на образцах горных пород моделируются процессы подготовки землетрясений [4, 5]. Однако в этих исследованиях крайне редко применяются методы регистрации генерируемого при этом ЭМИ в низкочастотном диапазоне. Преимущественно, это связано с тем, что оборудование, используемое при проведении подобных экспериментов, представляет собой мощный источник электромагнитных помех [5].

В тоже время, в работе [5] обозначена задача, связанная с тем, что при разрушении образцов горных пород наблюдаются сигналы ЭМИ сопоставимые по величине с уровнем техногенного магнитного шума, которая решена с использованием разработанного ими аппаратно-программного комплекса. Когда при проведении лабораторного эксперимента остро возникает проблема влияния техногенного шума, при котором интенсивность информативного сигнала по амплитуде соизмерима с его уровнем, ее решение может быть достигнуто также с использованием программных средств обработки измеренных данных.

В данной работе рассмотрена методика выделения информативного УНЧ сигнала записи компонент магнитной индукции, генерируемого испытуемым образцом при его нагружении одноосным сжатием, на фоне магнитного шума техногенного происхождения в диапазоне частот 0.01 – 200 Гц, а также этапы программной обработки полученных данных измерения для последующей визуализации полезного сигнала и построения для него амплитудных спектров.

Оборудование, используемое в эксперименте. Для проведения лабораторного эксперимента по регистрации сигналов ЭМИ был применен трехкомпонентный (ММПМИ), выполненный на основе аморфных ферромагнитных сердечников, работающих в режиме автопараметрического усиления сигнала в диапазоне частот сигнала 0.01–200 Гц [6].

Нагружение образца осуществлялось при помощи ручного гидравлического одноосного пресса марки WK-18 производства Польша. Записи режимов нагружения в виде отклонения стрелки шкалы манометра пресса осуществлялись на цифровую видеокамеру SONY Handycam HDR-XR160E.

Методика измерений и обработки результатов. В лабораторном эксперименте измерялась амплитуда трех взаимно ортогональных компонент магнитной индукции B_x, B_y, B_z. ММПМИ фиксировался на немагнитном штативе, установленном на расстоянии 45 см от образца. Для проведения эксперимента был взят образец кубической формы (с ребром 23 мм) дайки диабазов, относящейся к магматической полнокристаллической горной породы. После фиксации образца, на него непрерывно оказывали нагрузку в виде одноосного сжатия, при которой плавно увеличивалось давление от 0 МПа до 6 МПа с интенсивностью порядка 0.06 МПа в секунду. Видеозапись нагружения, также как и регистрация сигналов ЭМИ, проводились синхронно от начала увеличения нагрузки на образец до полного его разрушения. Для обработки данных видеопотока была применена программа VirtualDub. Выделение полезного сигнала из техногенного магнитного шума выполнялось с помощью полосового фильтра низких частот, на основе дискретного преобразования Фурье.

Результаты измерений и их обсуждение. На рис. 1 представлены результаты лабораторного эксперимента регистрации сигналов ЭМИ, генерируемых испытуемым образцом горной породы при одноосном его нагружении совместно с фоном магнитного шума техногенного происхождения, полученные в экспериментальной лаборатории Института геофизики УрО РАН.

Начало нагружения образца на магнитограммах и графике нагрузки соответствует 30-й секунде, окончание – 134-й секунде (рис. 1*a* и рис. 1*b*). Перед регистрацией сигналов ЭМИ в процессе нагружения образца на магнитограммах компонент магнитной индукции и графике нагрузки предшествует 30-ти секундный интервал фоновой записи вариаций магнитного шума без нагрузки. Аналогичный по длительности интервал приведен также и после спада нагрузки в результате разрушения образца (рис. 1*a* и рис. 1*b*). Это сделано для того, чтобы оценить уровень шума во время проводимого эксперимента (который по компоненте B_x составляет 40 нТл, B_y и B_z – 30 нТл) и показать, что его интенсивность не оказывает влияния на последующее выделение информативного магнитного сигнала, обусловленного разрушением образца.

Поскольку на амплитудные значения УНЧ сигналов ЭМИ во всей полосе пропускания (0.01–200 Гц) накладываются фоновые значения техногенного магнитного шума, то на первичных записях магнитограмм рис. 1*a* сложно оценить момент начала зарождения магистральной трещины, а также форму импульса, проявившегося на 130 секунде компонент магнитной индукции. Поэтому, для подавления на исходной записи техногенного шума был применен полосовой фильтр низких частот.

© ИГФ УрО РАН, 2025

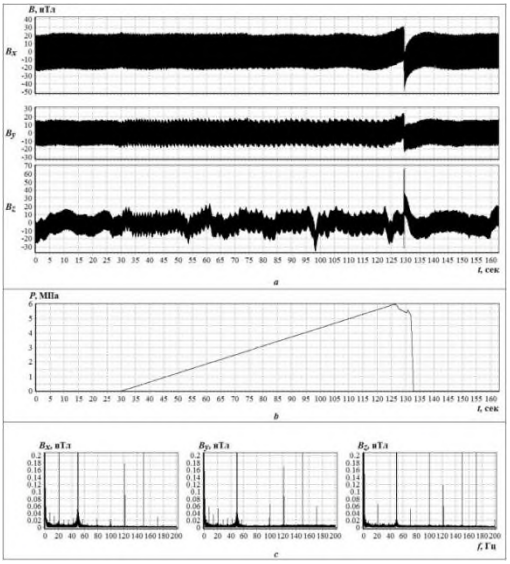


Рис. 1. Записи вариаций техногенного магнитного шума и УНЧ сигналов ЭМИ (a), график нагрузки (b) и амплитудно-частотные спектры магнитной индукции (c)

На рис. 2 представлена запись УНЧ сигналов ЭМИ в полосе пропускания 0.01–45 Гц, в которой все частоты выше 45 Гц срезаны, а амплитудно-частотные спектры, для наглядности, развернуты (детализированы) до частоты 20 Гц.

После программной обработки исходной записи стало очевидно, что нарастание значений компонент магнитной индукции связано с увеличением на образец нагрузки до 5.5 МПа, что соответствует 120-й секунде графика нагрузки (рис. 2*b*), вызвало в нем изменение напряженно-деформированного состояния, которое привело к формированию в образце системы микротрещин, их прорастанию и слиянию. Дальнейшее увеличение нагрузки до критической (6 МПа) привело к образованию магистральных трещин на этапе предразрушения образца (127-я секунда). После пиковой нагрузки происходит ее плавное падение до 5.3 МПа, что соответствует 133-й секунде (рис. 2*b*), сопровождавшееся процессом текучести образца и переходящее в раскрытие магистральных трещин. При этом давление на манометре пресса быстро снизилось с 5.3 МПа до 0 МПа в момент его полного разрушения.

Исходя из магнитограмм и графика нагрузки рис. 2*a* и рис. 2*b*, можно заключить, что основное разрушение образца происходит в интервале времени 127–133 секунд, а на 130 секунде возникает прорастание магистральных трещин, проявившееся в виде УНЧ сигнала ЭМИ по всем компонентам магнитной индукции со значениями амплитуд: B_x – 40 нТл, B_y – 30 нТл, B_z – 48 нТл.

Сравнивая амплитуды сигналов ЭМИ компонент магнитной индукции (рис. 2*a*), можно отметить некоторое подобие их формы, особенно по B_x и B_y. При более детальной развертке (рис. 3*a*, рис. 4*a*) морфология сигналов заметно отличается. Таким образом, из этого следует, что при непрерывном нагружении образца на стадии увеличения зон прорастания и укрупнения микротрещин энергия магнитных сигналов менее значительна. При достижении критического напряженно-деформированного состояния образца происходит его лавинообразное разрушение, сопровождающееся высокоамплитудными сигналами компонент магнитной индукции.

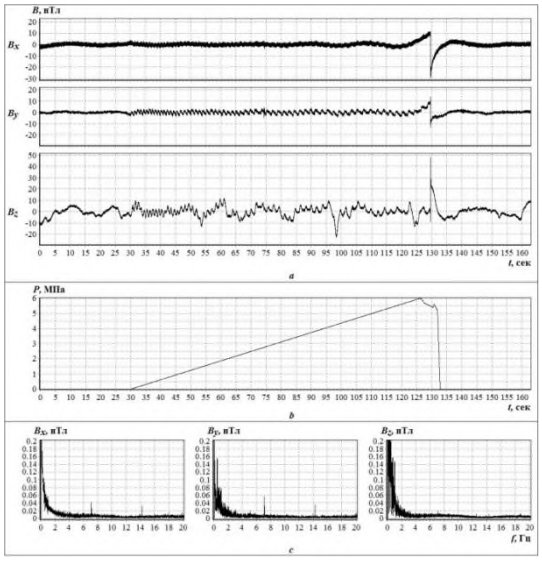


Рис. 2. УНЧ сигналы ЭМИ (a), график нагрузки (b) и амплитудно-частотные спектры магнитной индукции (c) после обработки

Кроме этого, с увеличением амплитуды в спектрах на рис. 2, соответствующих компонентам магнитной индукции в процессе нагружения образца, происходит нарастание значений низкочастотной составляющей с уменьшением частоты. Начиная с частоты 4 Гц значения амплитуд на спектрах интенсивно смещаются из высокочастотной области в низкочастотную. При этом значения их амплитуд на частоте 0.3 Гц

составляют B_x – 0.1 нТл, B_y – 0.05 нТл, B_z – 0.2 нТл. Если УНЧ сигнал ЭМИ выделить из всей записи и представить в высоком разрешении (11 секунд), то амплитуды на частоте 0.3 Гц увеличиваются до значений B_x – 6 нТл, B_y – 4 нТл, B_z – 7 нТл (рис. 3*b*). Представление этого сигнала в 1.1 секундном интервале показывает, что значение амплитуды на этой же частоте для B_x – 8 нТл, B_y – 4.5 нТл, B_z – 8 нТл (рис. 4*b*). Из приведенного сравнительного анализа следует, что суперпозиция сигналов магнитного поля близких частот (отдельные пики на участке спектров) дают суммарную амплитуду сигнала, намного превышающую ту, что лежит строго на данной частоте.

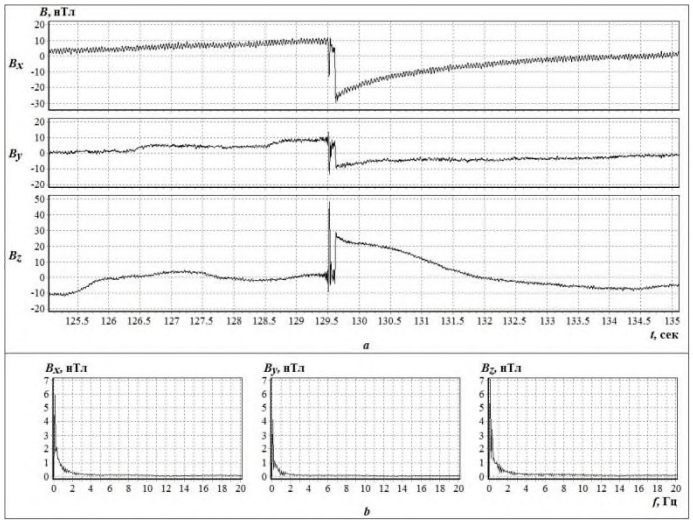


Рис. 3. Детализированные фрагменты УНЧ сигналов ЭМИ во временном интервале 11 секунд, в полосе пропускания 0.01–45 Гц (a) и соответствующие им спектры, развернутые до 20 Гц (b)

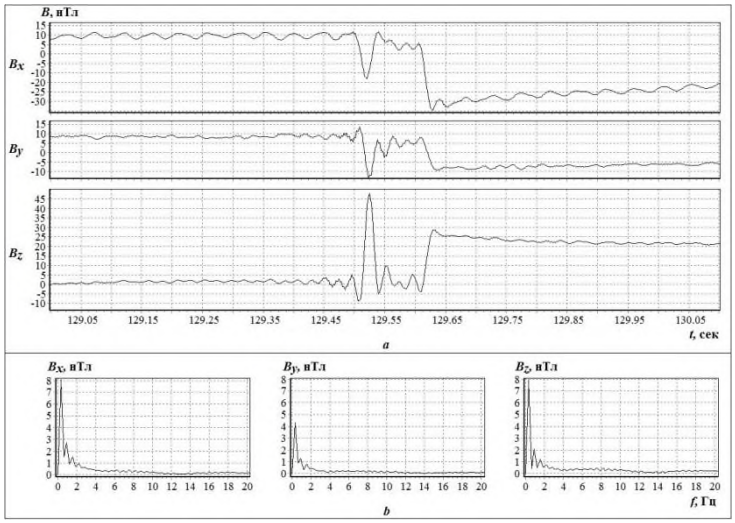


Рис. 4. Детализированные фрагменты УНЧ сигналов ЭМИ во временном интервале 1.1 секунда, в полосе пропускания 0.01–45 Гц (a) и соответствующие им спектры, развернутые до 20 Гц (b)

Заключение. Применяемая аппаратура на основе ММПМИ позволяет ее использовать для регистрации УНЧ сигналов ЭМИ и особенностей их проявления в магнитном поле вследствие различных причин природного или техногенного происхождения, связанных с разрушением горных пород.

Используемый фильтр низких частот на основе дискретного преобразования Фурье для выделения малоамплитудных информативных УНЧ сигналов ЭМИ из общего

магнитного шума, эффективно подавляет помехи техногенного происхождения, не искажая при этом исходный сигнал, и дает возможность выявить его характерные особенности.

В результате программной обработки исходной записи компонент магнитной индукции установлено, что максимальная амплитуда сигналов ЭМИ, наблюдаемых перед разрушением испытуемого образца, проявляется в ультранизкочастотной части спектра в интервале частот от 0.3 до 4 Гц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е.* Регистрация и обработка сигналов электромагнитного излучения. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2000. – 231 с.

2. *Опарин В.Н.* Модернизированная система АСИ-2 для контроля электромагнитной эмиссии образцов горных пород при их одноосном нагружении / В.Н. Опарин [и др.] // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2010. – № 4. – С. 104–115.

3. *Вострецов А.Г.* Измерительная система синхронной регистрации сигналов ЭМИ и механических параметров деформирования образцов горных пород в лабораторных экспериментах / А.Г. Вострецов [и др.] // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017. – № 6. – С. 204–210.

4. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. – 312 с.

5. *Лось В.Ф., Лементуева Р.А., Ирисова Е.Л.* Решение аппаратурно-методических проблем и изучение электромагнитного излучения в лабораторных экспериментах по разрушению горных пород / В.Ф. Лось, Р.А. Лементуева, Е.Л. Ирисова // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 4. – С. 14–24.

6. *Сокол-Кутыловский О.Л., Тягунов Д.С.* Аппаратура для регистрации магнитного поля низких частот / О.Л. Сокол-Кутыловский, Д.С. Тягунов // Уральский геофизический вестник. – 2007. – № 4. – С. 69–73.

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ ВЫБОРА И ОРГАНИЗАЦИИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕННИЙ РАДОНОВОГО МОНИТОРИНГА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССА ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Юрков Анатолий Константинович[1], Козлова Ирина Анатольевна[2], Бирюлин Сергей Викторович[3]
[1]akyurkov@mail.ru; [2]ikozlova75@mail.ru; [3]serrega2009@gmail.com
[1,2,3]*Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

Аннотация. Изменения геодинамической обстановки при подготовке тектонических событий приводит к вариациям напряженно-деформированного состояния горных пород, что сказывается на подземной атмосфере и гидросфере. Измерение вариаций объемной активности почвенного радона позволяет получить информацию о протекании геодинамических процессов и использовать ее в прогностических целях. Получение кондиционных данных зависит от правильного выбора мест установки станций наблюдения с учетом геологических условий, правильным обустройством станций наблюдения и выбором способа доставки почвенного радона к детектору.

THE SELECTION AND ORGANIZATION FEATURES OF RADON MONITORING OBSERVATION POINTS WHEN STUDYING THE EARTHQUAKE PREPARATION PROCESS

Anatoliy Yurkov[1], Irina Kozlova[2], Sergey Biryulin[3]
[1]akyurkov@mail.ru; [2]ikozlova75@mail.ru; [3]serrega2009@gmail.com
[1,2,3]Institute of Geophysics Ural Branch of RAS, 100 Amundsena st., Ekaterinburg 620016, Russian Federation

Abstract. Changes in the geodynamic situation during the preparation of tectonic events cause variations in the stress-strain state of rocks. These variations affect the underground atmosphere and hydrosphere. Changes in the volumetric soil radon activity can provide information about the course of these geodynamic processes. This information can be used for predictive purposes, but obtaining reliable data depends on several factors. The correct choice of monitoring station locations, taking into account geological conditions and the arrangement of the stations, as well as the selection of a method for collecting soil radon samples and delivering them to the detector, are all important factors in obtaining accurate data.

Как уже неоднократно отмечалось, изменение напряженно-деформированного состояния горных пород определяется геодинамической обстановки в зоне подготовки землетрясения. Эти изменения влияют на их петрофизические характеристики, в первую очередь на проницаемость и пористость. Последние определяют состояние подземной атмосферы и гидросферы. Можно выделить три деформационные зоны: зона сжатия, зона растяжения и промежуточная [1]. Деформации в них проявляются по-разному. В зоне сжатия происходит уплотнение горных пород, что соответственно приводит к уменьшению пористости и проницаемости. В зоне растяжения обратная картина. Изменения пористости и проницаемости горных пород контролируются по измерениям подземной атмосферы и гидросферы. Для прогностических целей изучение изменений состояния подземной атмосферы более информативно, чем подземной гидросферы в силу того, что последняя ограничена размерами водоносного горизонта, используемого для наблюдений. Состояние подземной атмосферы определяется деформацией горных пород верхней части

геологического разреза, что заведомо больше площади распространения водоносных горизонтов. Тем не менее совместный контроль состояния поземных атмосферы и гидросферы повышает надежность прогностических решений.

В ходе исследований рассматривались результаты контроля состояния подземной атмосферы по измерениям объемной активности радона в различных геологических условиях и условиях измерений. Для наблюдения за состоянием подземной атмосферы наиболее пригодны изотопы радон в силу того, что они имеют непрерывный источник генерации, материнские изотопы находятся во всех без исключения горных породах и у них отсутствует накопительный эффект [2]. Следует отметить, что радоновые измерения в подземной гидросфере, несмотря на широкое распространение, мало информативны в силу незначительной величины коэффициента диффузии в воде и аномалии радона образуются за счет переноса его подземными водами. Важными условиями успешного прогноза являются выбор информативных точек наблюдения и соблюдение условий измерений [3;4]. Так как нас интересует, наиболее важный в практическом плане, краткосрочный прогноз событий, то при наблюдениях предпочтительно применять не диффузионный режим измерений, а режим принудительной доставки почвенного радона к детектору. Этот режим существенно увеличивает информативную область исследуемых, горных пород, ускоряет доставку радона к детектору, позволяет получать продолжительные аномалии с характерными точками и удобен для организации измерений.

При выборе информативных точек наблюдений нужно исходить из наличия в геологическом разрезе горных пород обладающих упругой деформацией. Наиболее пригодные условия для наблюдений — это наличие маломощной коры выветривания над кристаллическими горными породами (рис. 1, рис. 2).

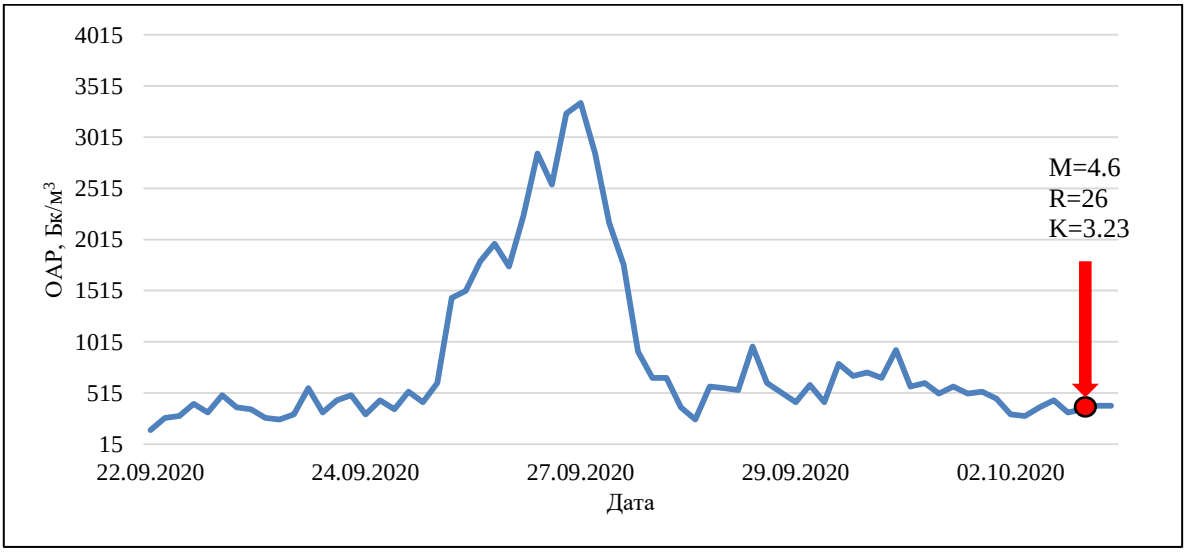


Рис. 1. Фрагмент записи ОАР на Станции Южно-Курильск (стрелкой показано землетрясение) [4]

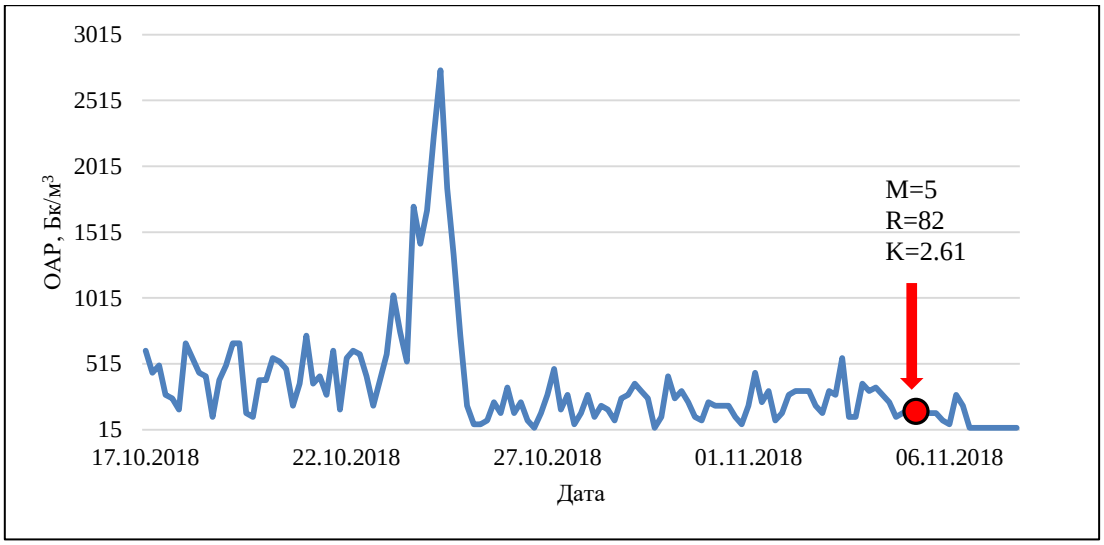


Рис. 2. Фрагмент записи ОАР на станции Кармадон, Северный Кавказ (стрелкой показано землетрясение) [4]

Такие геологические условия позволяют получать высокоамплитудные контрастные аномалии, пригодные для проведения прогностической интерпретации.

На рисунках 3 и 4 представлены результаты, полученные при наблюдениях в рыхлых и грубообломочных отложениях, плохо подверженных и передающих упругие деформации. Как правило, такие кривые имеют зашумленный вид и практически непригодны для интерпретации.

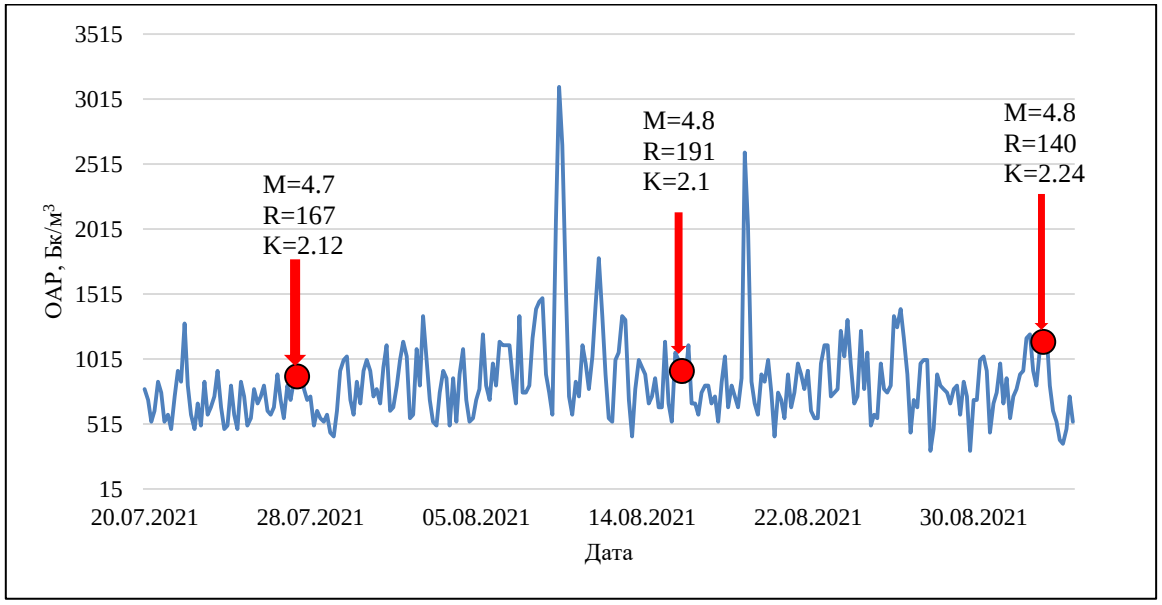


Рис. 3. Фрагмент записи кривой ОАР на стации Владикавказ (стрелкой показано землетрясение) [4]

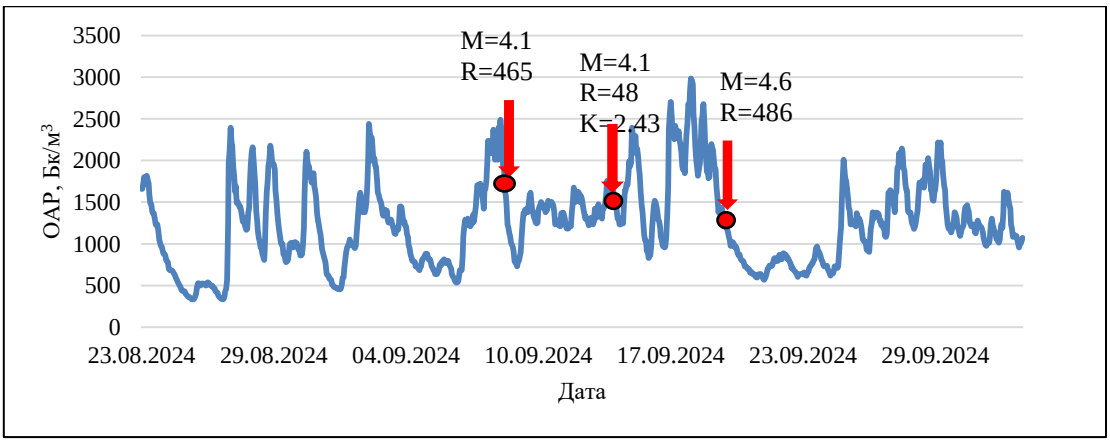


Рис.4. Фрагмент записи кривой ОАР на станции Кызыл (стрелкой показано землетрясение) [4]

Достаточно надежной практической рекомендацией при выборе точек наблюдения, это их расположение на бортах речных долин, так как реки обычно контролируют зоны тектонических нарушений. Следует обращать серьезное внимание на обустройство точки измерения. Здесь необходимо соблюдение нескольких условий. Прежде всего нужно исключить влияние атмосферных осадков, которые попадая в зону забора почвенного воздуха, влияют на проницаемость среды. Оптимальным вариантом является размещение точки отбора почвенного воздуха под зданиями без подвальных помещений. Такое размещение исключает влияние атмосферных осадков и в зимнее время промерзание почвы. Отсутствие подвала не искажает деформационную картину геологического разреза и не влияет на направление потока радона.

Таким образом, для получения кондиционных данных по отражению процесса подготовки землетрясений в кривых объемной активности почвенного радона, необходимо правильно выбирать, с учетом геологических условий и обустраивать информативные точки. Следует избегать установки станций вблизи горных выработок, подвальных помещений, траншей и т.д. Использование при измерениях режим принудительной доставки радона к детектору позволяет получить контрастные аномалии, пригодные для проведения прогностической интерпретации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Булашевич Ю.П., Уткин В.И., Юрков А.К., Николаев В.Н.* Изменение концентрации радона в связи с горными ударами в глубоких шахтах. // Доклады РАН. 1996. Т. 345. № 2. С. 245-248.

2. *Юрков А.К., Бирюлин С.В., Рыбаков Е.Н., Козлова И.А.* Сравнение эффективности диффузионного и адвективного способов доставки почвенного радона к детектору при мониторинговых наблюдениях в геологической среде // АНРИ №4 (115), 2023, С.1-7. DOI: 10.37414/2075-1338-2023-115-4

3. *Козлова И.А., Юрков А.К.* Методические вопросы измерения содержания радона-222 в почвенном воздухе при мониторинговых наблюдениях // Уральский геофизический вестник. 2005. № 1. С. 30-34.

4. *А.К. Юрков, В.Б. Заалишвили, И.А. Козлова, С.В. Бирюлин, Д.А. Мельков, Ю.В. Бутанаев, К.М. Рычкова, С.А. Имашев, Е.А. Лазарева, П.А. Каменев.* Особенности проведения радонового мониторинга в режиме принудительной доставки почвенного воздуха к детектору в регионах с различными геодинамическими условиями // Геология и Геофизика Юга России. 15(1) 2025. С. 32-44. DOI: https://doi.org/10.46698/VNC.2025.53.30.003

СОДЕРЖАНИЕ

1	***Авдалян А.Г., Оганян М.В.*** ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ АРМЕНИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ	4
2	***Аптикаева О.И.*** ПОЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЧАГОВ КАХРАМАНМАРАШСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2023 Г.	9
3	***Астраханцев Ю.Г., Баженова Е.А., Белоглазова Н.А., Дорогань У.В.*** ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ КАРОТАЖА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ	14
4	***Багиров Э.М., Исмаилова А.Т.*** РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ СИЛЬНЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ПРОИЗОШЕДШИМ НА БАЛАКАН-ГАБАЛИНСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ	19
5	***Вишнев В.С., Горшков В.Ю.*** ФОРМУЛЫ РАСЧЕТА ТОКОВ РЕЛЬСОВОГО ПУТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ГЕОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ	24
6	***Галиуллина Е.П., Сайфуллина А.Р.*** О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДЛЯ ОБРАБОТКИ КАРОТАЖНЫХ ДИАГРАММ	29
7	***Голицына З.Ф., Кирдяшкин А.А., Банушкина С.В.*** ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛЮМОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В ПЛОСКОМ СЛОЕ НАД ЛОКАЛЬНЫМ ИСТОЧНИКОМ ТЕПЛА	32
8	***Горбачев А.В., Левашов А.Н., Степанова И.Э., Лукьяненко Д.В.*** ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗЛИЧНОЙ АПРИОРНОЙ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ МЕТОДАМИ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА	37
9	***Горшков В.Ю.*** ОПЫТ ВЫПОЛНЕНИЯ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ НА ЗАМЁРЗШЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЁМА	41
10	***Григорян А.Г., Канониди К.Х.*** РЕАКЦИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ПОДГОТОВКЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ТУРЦИИ	45
11	***Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Нигай Е.В.*** СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И МИНЕРАГЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ ТОММОТ-ХАНДЫГА	50
12	***Давыдов В.А.*** ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ДИНАМИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ НА ГРУНТОВЫХ ПЛОТИНАХ	55
13	***Данилова Е.А.*** РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ И УГЛЕВОДОРОДОВ ОТНОСИТЕЛЬНО КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ	60
14	***Долгаль А.С., Рыжов Н.В.*** ИСТОКООБРАЗНАЯ АППРОКСИМАЦИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ SVD	65

15	***Дрягин В.В., Иголкина Г.В.*** КАРОТАЖ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФИЛЬТРАЦИОННО-ЁМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ	70
16	***Комзелева В.П.*** СТРУКТУРА МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ПАРАМУШИР (КУРИЛЬСКАЯ ДУГА)	75
17	***Кондратюк В.Д., Бушенкова Н.А., Ступина Т.А.*** РАЗРЕШАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПО ДАННЫМ JMA КАТАЛОГОВ ДЛЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РАЙОНЕ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ	79
18	***Кочнев В.А.*** РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ОСЕВОГО ВРАЩЕНИЯ ВЕНЕРЫ	83
19	***Куликов А.А., Сасина Н.В.*** СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ОТРАЖАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗАХ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛАРУСИ	88
20	***Кусонский О.А., Бебнев А.С.*** АБСОЛЮТНЫЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЙ ПУНКТ В ОБСЕРВАТОРИИ «АРТИ»	93
21	***Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л.*** ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР В ТЕКТОНИЧЕСКИХ УЗЛАХ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ	98
22	***Макеев В.М., Суханова Т.В., Пикулик Е.А., Макарова Н.В., Коробова И.В.*** ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ УРАЛЬСКОГО ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ	103
23	***Миндубаев М.Г., Антипин А.Н.*** КОНВЕКТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА ОСТЫВАЮЩЕГО МАГМАТИЧЕСКОГО ОКЕАНА	108
24	***Морозов А.Н., Асминг В.Э.*** НОВЫЙ МЕТОД ВЕРОЯТНОСТНОЙ ЛОКАЦИИ РАННЕИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА ИХ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ	113
25	***Никитин Д.С., Прикащикова Е.Л., Хуторской М.Д.*** ТЕРМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ (ЗОНА БАМ)	117
26	***Овчаренко А.В.*** ПОСТРОЕНИЕ И ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМАЛИЗОВАННЫХ МОДЕЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПО МИРОВЫМ КАТАЛОГАМ	122
27	***Осипова А.Ю., Осипов В.Ю., Бызов Д.Д.*** УТОЧНЕНИЕ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА ЕКАТЕРИНБУРГА НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ СОТРЯСАЕМОСТИ	127
28	***Парфенюк О.И.*** ЭРОЗИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ПОДНЯТИЙ - ВЛИЯНИЕ НА СТРУКТУРУ НАДВИГОВЫХ ЗОН И ПРОЦЕСС ЭКСГУМАЦИИ ГЛУБИННЫХ ПОРОД	132
29	***Петросян Р.Н., Рыжов Н.В.*** РЕГУЛЯРИЗАЦИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО РЕШЕНИЯ	137
30	***Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю.*** СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ ТРЁХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ МТЗ МЕТОДАМИ КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЕЙ И ИНТЕГРАЛЬНЫХ УРАВНЕНИЙ ДЛЯ МОДЕЛИ ТЕКТОНОСФЕРЫ С ТРЕМЯ СТРУКТУРНЫМИ ЭТАЖАМИ	142

31	***Ратушняк А.Н., Коноплин А.Д.*** ЭЛЛИПТИЧЕСКАЯ ПОЛЯРИЗАЦИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПРИ ИНДУКЦИОННЫХ ЗОНДИРОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД	147
32	***Рябова С.А.*** ВАРИАЦИИ СРЕДНЕГОДОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ДАННЫМ МЕТЕОСТАНЦИИ ЦУГШПИТЦЕ С 1901 Г. ПО 2024 Г.	150
33	***Рябова С.А.*** ВАРИАЦИИ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ F2 СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ, ВЫЗВАННЫЕ КОРОВЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ МАГНИТУДОЙ 7.7, ПРОИЗОШЕДШИМ В МЬЯНМЕ 28.03.2025 Г.	153
34	***Свалова В.Б.*** ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАСПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И МЕКСИКАНСКО-КАРИБСКОГО РЕГИОНОВ	155
35	***Свалова В.Б.*** ТЕРМО-ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО-АНАТОЛИЙСКОГО РЕГИОНА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В МРАМОРНОМ МОРЕ (ТУРЦИЯ) 23 АПРЕЛЯ 2025 ГОДА	160
36	***Стремилова Е.Е., Хуторской М.Д.*** ГЕОТЕРМИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	165
37	***Ступина Т.А., Бушенкова Н.А., Цибизова Е.В.*** АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ АТРИБУТОВ ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ КАТАЛОГУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ	170
38	***Тимохин А.В., Кантемиров В.Д., Титов Р.С., Яковлев А.М.*** К ВОПРОСУ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАРКЕРОВ ИОННОЙ ОБЪЕКТНОСТИ НОСИТЕЛЕЙ ЭНДОГЕННЫХ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ	174
39	***Факаева Н.Р., Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Хацкевич Б.Д.*** ВЛИЯНИЕ ЭФФЕКТА ПЕРКОЛЯЦИИ НА ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ РЫХЛЫХ ГОРОДСКИХ ПОКРОВОВ (НА ПРИМЕРЕ ЕКАТЕРИНБУРГА)	179
40	***Хацкевич Б.Д., Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Факаева Н.Р.*** СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ВЫСОКОТОЧНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ	183
41	***Христенко Л.А.*** ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЗОН ОБВОДНЕНИЯ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД МЕТОДАМИ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ	188
42	***Цидаев А.Г., Ладовский И.В.*** УТОЧНЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГРАНИЦ КОРЫ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА ОБОБЩЕННЫМ МЕТОДОМ ЛОКАЛЬНЫХ ПОПРАВОК	192
43	***Шестаков А.Ф., Тягунов Д.С.*** ВЫДЕЛЕНИЕ УЛЬТРАНИЗКОЧАСТОТНЫХ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПРИ НАГРУЖЕНИИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД НА ФОНЕ ТЕХНОГЕННОГО МАГНИТНОГО ШУМА	196
44	***Юрков А.К., Козлова И.А., Бирюлин С.В.*** ОСОБЕННОСТИ ВЫБОРА И ОРГАНИЗАЦИИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ РАДОНОВОГО МОНИТОРИНГА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССА ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	201

© ИГФ УрО РАН, 2025

Научное издание

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА, ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Тринадцатые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича

Материалы конференции

Рекомендовано к изданию Ученым советом
Института геофизики им.Ю.П.Булашевича УрО РАН
(протокол № 8 от 30.10.2025г.)

620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100
Институт геофизики им. Ю. П. Булашевича УрО РАН

Подписано в печать 05.11.2025 г.
Тираж 100 экз. Заказ № 425

Размножено с готового оригинал-макета в типографии
ООО «ИРА УТК», 620000, г. Екатеринбург, ул. Луганская, 59