

**ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА**



**МАТЕРИАЛЫ
ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ**

«ПРЯМЫЕ И ОБРАТНЫЕ ЗАДАЧИ СЕЙСМИКИ»

**ПОСВЯЩЕННАЯ 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АКАДЕМИКА С.В. ГОЛЬДИНА**

**28—30 ЯНВАРЯ 2026
НОВОСИБИРСК**

СОДЕРЖАНИЕ

Д. Г. Ардюков, А.В. Тимофеев, В.Ю. Тимофеев ПОЛЯ СМЕЩЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ.....	5
А.А. Бах, А.Ф.Еманов, А.Г. Шеболтасов, А.Ю. Рыбушкин ОБСЛЕДОВАНИЕ КРУГЛЫХ ЗДАНИЙ МЕТОДОМ СТОЯЧИХ ВОЛН.....	7
Р.А. Бакеев, Ю.П. Стефанов, Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, А.А. Татаурова ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР СИБИРИ.....	10
А.А. Белоусов, П.А. Дергач, Г.Ю. Зобнин, А.В. Яблоков РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ВЧР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОТРАЖЕННЫХ SH-ВОЛН	10
А.В. Беляшов МЕТОДИКА ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА.....	13
Е. И. Бубнов, А. В. Яблоков АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ НЕЙРОСЕТЕВОЙ АЛГОРИТМ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ИЗ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ	13
Н.А. Бушенкова, А.Н. Василевский, Е.И. Есин, Т.А. Ступина ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА В ОБЛАСТИ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ: АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ.....	16
Р.Г. Горова, П.Г. Дядьков, А.В. Михеева ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВО ВРЕМЯ КРУПНОГО РОЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ САНТОРИНИ – АМОРГОС В ЭГЕЙСКОМ МОРЕ В ЯНВАРЕ - МАРТЕ 2025г.....	18
А.Г. Гоев РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ НОВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ МЕТОДОМ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА.....	20
Д.К. Дмитрачков, М.И. Протасов ИТЕРАЦИОННЫЙ АЛГОРИТМ СОВМЕСТНОЙ ГЛУБИННОЙ МИГРАЦИИ И АКУСТИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ УПРУГОЙ СРЕДЫ	22
П.Г. Дядьков ФОРМИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В СВЕТЕ ИДЕЙ С.В. ГОЛЬДИНА	23
А.А. Еманов, А.Ф. Еманов, А.В. Фатеев, П.О. Полянский, И.С. Новиков, Е.В. Шевкунова, Е.А. Гладышев, В.В. Арапов, Е.С. Седлецкая ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ НОВЫХ ОЧАГОВЫХ ЗОН В ГО DOI: 10.3103/S074792392570001X.РНОМ АЛТАЕ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.....	25
А.А. Еманов, А.Ф. Еманов, Е.А. Гладышев, Е.В. Шевкунова, И.Ф. Ешкунова, А.В. Фатеев СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....	28
А.А. Еманов, А.В. Фатеев, А.Ф. Еманов, А.И. Артемова, Е.В. Шевкунова, А.О. Шаталова, Л.А. Подлипская, Т.В. Васильева ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЮЖНОМ КУЗБАССЕ И ГОРНОЙ ШОРИИ	30
Г.Ю. Зобнин, П.А. Дергач, А.В. Яблоков, Г.С. Чернышов АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ПОСТРОЕНИЕ И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ПЛАСТОВЫХ МОДЕЛЕЙ ВЧР ПО ДАННЫМ ВРЕМЕН ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ ДЛЯ ЗАДАЧ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ	33
В.В. Карстен ПОСТРОЕНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ ВСР С КОНТРОЛЕМ УГЛА ОТРАЖЕНИЯ В СРЕДЕ С АНИЗОТРОПНЫМИ СЛОЯМИ В ПЛОСКОСТИ ИХ СИММЕТРИИ	35

В.П. Комзелева, А.Н. Беседина	ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ОЧАГОВ МЕГАЗЕМЛЕ-ТРЯСЕНИЙ ($M \geq 8.0$) ВДОЛЬ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ	37
В.Д. Корчуганов	ПОДХОДЫ К ПРОСТРАНСТВЕННОЙ РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ЗАДАЧИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АМПЛИТУДНОЙ ИНВЕРСИИ	39
О.А. Кучай, Е.А. Мельник	АФТЕРШОКИ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	40
И.Ю. Кулаков, Н.Н. Беловежец, Я.М. Бережнев, Э.К. Хмарин	ПАССИВНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ НА КАМЧАТКЕ	43
М.В. Лемзиков	МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)	45
А. А. Лисин, Г.М. Митрофанов	ОЦЕНКА ДОБРОТНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ТРАСС МЕТОДОМ ПРОНИ И ЕЁ СВЯЗЬ С ЛИТОЛОГИЕЙ ПО ДАННЫМ ГИС	48
Л.А. Назарова	ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРА ГОТОВЯЩЕГОСЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО GPS ДАННЫМ	50
П.О. Полянский, А.Ф. Еманов, А.С. Сальников	ФИЛЬТРАЦИЯ ПО ПРОСТРАНСТВЕННОЙ КОГЕРЕНТНОСТИ ГОЛОВНЫХ ВОЛН ПО МАТЕРИАЛАМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ И ПРЕЛОМЛЯЮЩИЕ ГРАНИЦЫ В ВЕРХАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ	53
М.И. Протасов	АСИМПТОТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ В ОБРАТНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ СЕЙСМИКИ	55
Ю. Л. Ребецкий, Н.А. Сычева	К СТОЛЕТИЮ ЯЛТИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1927 г: НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ КРЫМА	56
Ю.Л. Ребецкий	МАКСИМАЛЬНЫЙ ПРИНЦИП ДИССИРАТИВНОЙ СИСТЕМЫ В ВИДЕ КУСКОВАТО-БЛОЧНОЙ СРЕДЫ С ТРЕНИЕМ НА КОНТАКТАХ РАЗРЫВОВ	59
А.С. Смирнов	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ ПАРАДИГМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДЛЯ УСЛОВИЙ СИБИРИ	61
А.В. Соломатин, А.В. Кирюхин, М.В. Лемзиков, Д.Н. Бурнайкин, В.П. Петроченко, Г.Н. Копылова, Г.В. Рябинин, А.Ю. Поляков	ГЕОФЛЮИДОМЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АКТИВИЗАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА КАМЧАТКЕ В ИЮЛЕ 2025г.	64
Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакеев, А.А. Дучков, С.Н. Понас	ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ	66
В.Д. Суворов, Ц.А. Тубанов, Н.А. Гилева	ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КВАДРАТИЧНЫХ КООРДИНАТ В ЗАДАЧЕ ЛОКАЛИЗАЦИИ АФТЕРШОКОВ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	66
А.А. Татаурова, Ю.П. Стефанов	ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ	69
Ц.А. Тубанов, А.Н. Беседина, П.А. Предеин, Е.А. Кобелева	ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ОЗЕРА БАЙКАЛ	70
А.И.Фанкин, Н.А.Гороявчев	АЛГОРИТМ ИДЕНТИФИКАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ КРАТНЫХ ВОЛН КАК ЭЛЕМЕНТ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОГО СОПРОВОЖДЕНИЯ ОБРАБОТКИ	71

К.В. Федин, Ю.И. Колесников ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕНЕРИРУЕМЫХ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ШУМАМИ УПРУГИХ СТОЯЧИХ ВОЛН ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМИКИ	72
А.Д. Штейн, М.И. Протасов АЛГОРИТМ ЧАСТОТНО-ЗАВИСИМОГО ЛУЧЕВОГО ТРАССИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЯ ЭЙКОНАЛА И СТРУКТУРНО-ОРИЕНТИРОВАННОГО СГЛАЖИВАНИЯ	74
А.В. Яблоков, П.А. Дергач, Э.А. Фомиряков, И.С. Пономарёв СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАССИВНЫХ ДАННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ДЛЯ РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ВОЛОКОННОЙ СИСТЕМЫ И ГЕОФОНОВ.....	75
С.В. Яскевич, И.В. Бойчук ОПТОВОЛОКОННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПОЛИГОНЕ КЛЮЧИ	78

ПОЛЯ СМЕЩЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ

Д. Г. Ардюков, А.В. Тимофеев., В.Ю. Тимофеев

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, e-mail: ardyukovdg@ipgg.sbras.ru

Алтае-Саянская горная область известна высокой сейсмической активностью. По мнению авторов[1], сеймотектонический анализ, выполненный по механизмам очагов 453 землетрясений, показал, что этот регион находится в условиях субмеридианального сжатия, связанного с коллизией Индийской и Евразийской тектонических плит (рис. 1). Информация о современных деформациях и смещениях может прояснить вопрос о природе землетрясений в регионе. На протяжении последних двадцати пяти лет в западной его части в Горном Алтае отмечено несколько сильных землетрясений, в частности, случившееся в сентябре 2003 г. Чуйское землетрясение ($M=7.3-7.5$, координаты $50.01^{\circ}N$ и $88.01^{\circ}E$) [2].

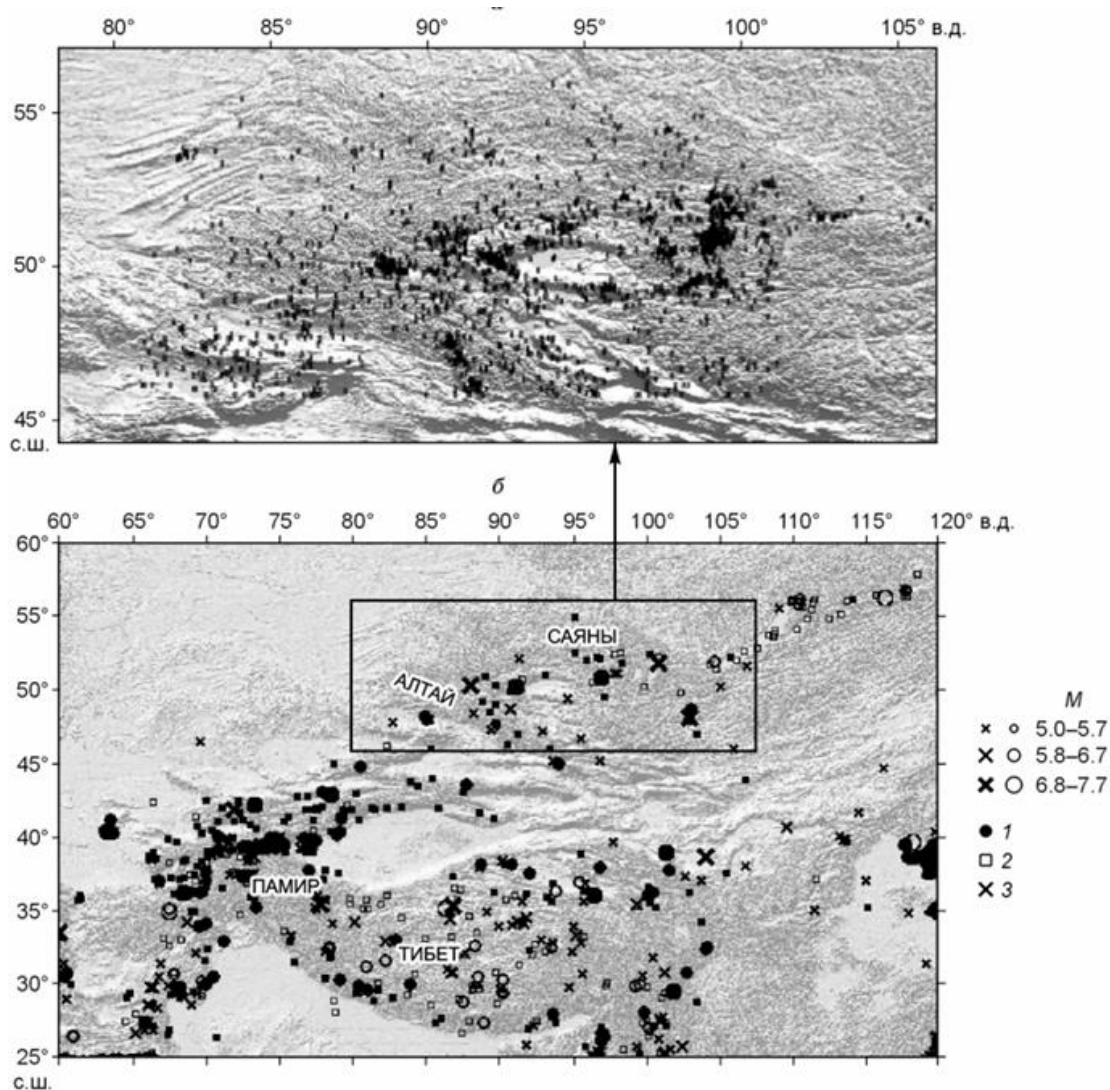


Рис.1. а- карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M > 3.5$ (черные точки) Алтае-Саянской области за период с 1791 по 2003 гг., б – карта типов смещений в очагах землетрясений Центральной Азии за период с 1950 по 1995 гг. 1 -надвиги и сдвигонадвиги; 2 – сбросы, сдвиго сбросы, 3 – сдвиги. [1].

В период 2000-2025 гг. в Алтае-Саянской области удалось выполнить определение величины скоростей современных смещений земной поверхности на 20 пунктах методом космической геодезии, в том числе на 6 пунктах в эпицентральной области Чуйского землетрясения.

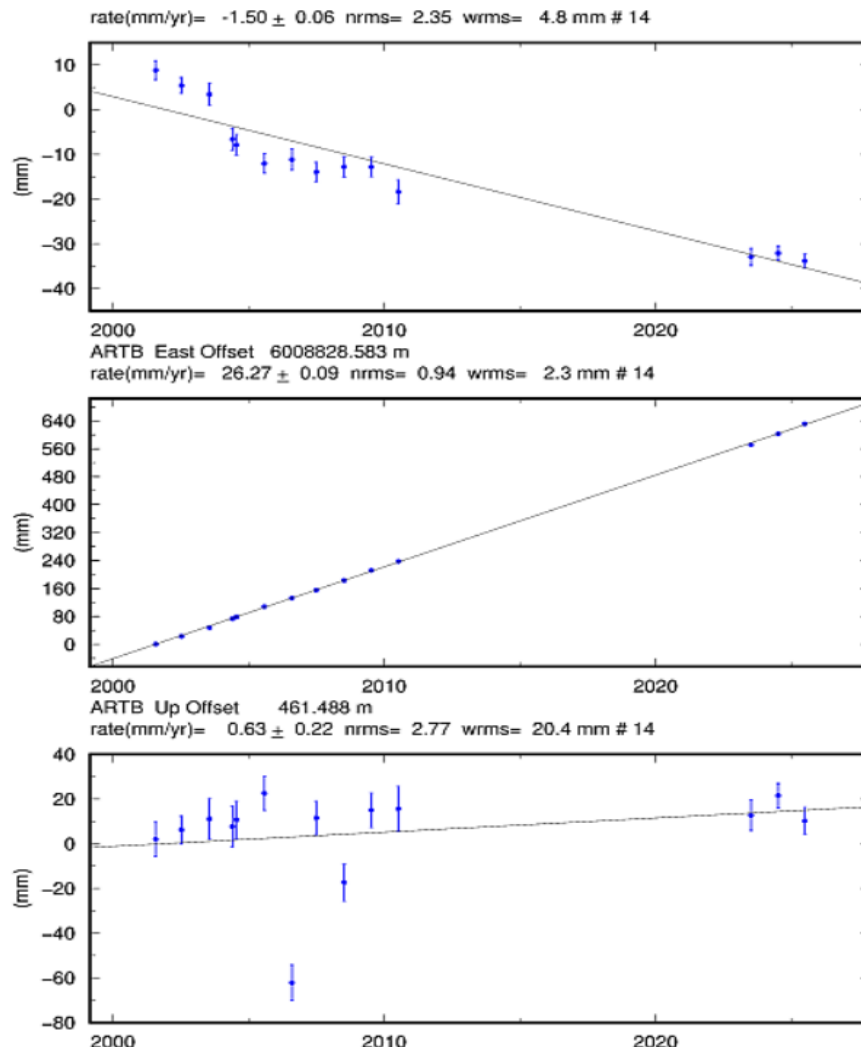


Рис. 2. Геоцентрическое смещение пункта Артыбаш (ARTB -Телецкое озеро, исток р. Бия), за период 2001-2025 гг. Сверху вниз: смещение на юг, смещение на восток и вертикальное движение. Вертикальная шкала в мм, время - годы. Разность с модельными значениями скоростей составляет: $+0.6 \pm 0.1$ на север и -0.3 ± 0.1 на запад.

Измерения выполнялись двухчастотными приёмниками типа TRIMBLE с жёсткой центровкой антенны. Накопление данных на отдельном пункте проводится в течение трёх суток. Постобработка результатов проводится с использованием данных мировой сети IGS и программного пакета GAMIT-GLOBK. Далее при обработке использована созданная в 2016 году модель тектонических плит Земли ITRF2014, состоящая из 11 плит [3]. Ошибка для отдельной горизонтальной компоненте для модели ITRF2014 составляет около 0.2 мм. При обработке исключаем нормальное поле из значения скоростей для Горного Алтая. За двадцатипятилетний период наблюдений выделяются несколько этапов. Эпоха 2000-2003 гг. отмечена разными скоростями горизонтальных смещений: для будущей эпицентральной области радиусом 100 км Чуйского землетрясения скорости (1.07 мм/год на С и 0.29 мм/год на В) оказались в два раза выше скоростей для остальной территории Горного Алтая. Косейсмический этап (2003-2004 гг.) отмечен значимыми смещениями от 1 метра на сейсмическом разрыве, 0.39 м на пункте KURA (17 км от разрыва) и до 0.02 м в 90 км от разрыва на пункте YAZU. Дислокационная модель землетрясения использована при 3D моделировании поля косейсмических смещений. [4]. Используя экспериментальные данные методом итераций получены следующие параметры Чуйского землетрясения. При модуле сдвига $\mu = 3.2 \cdot 10^{10}$ Па, параметрах разрыва: глубине 14 км и длине 100 км определён сейсмический момент $M_0 = \mu \cdot \Delta\omega \cdot S = 0.9 \cdot 10^{20}$ Н·м. и магнитуда $M_w = (\lg M_0 / 1.5) - 6.03 = 7.2$. В последующие десятилетия пост-сейсмические смещения в эпицентральной области продолжались. Их величина быстро уменьшалась со временем. Из экспериментальных данных было определено время релаксации смещений $\tau_m = 150$ лет. Рассматривалась двухслойная модель из упругого и вязко-упругого слоёв. Используя параметры

разрыва, получена величина вязкости нижнего слоя земной коры $\eta = 5 \cdot 10^{19}$ Па·с.[5]. В 2025 году на юге Горного Алтая начался новый этап активизации, вблизи эпицентра Чуйского землетрясения зарегистрированы два землетрясения 15.02.2025 $M = 5.9$ и 25.05.2025 $M = 4.8$.

Вне эпицентральной области (9 пунктов) скорость смещения Горного Алтая за весь период измерений 2000–2025 гг. составила 0.6–0.8 мм/год на ССЗ (рис. 2). На севере на равнине относительно модели плитного движения Евразии ITRF2014 скорости оказались на уровне ошибки (0.1–0.2 мм/год). По результатам измерений получена величина скорости деформации сжатия на севере на равнине $2 \cdot 10^{-9}$ /год, а в горах она на порядок выше $2 \cdot 10^{-8}$ /год. В тот же период наблюдений в южной части Азии зарегистрированы высокие скорости смещения на север: Урумчи (6 мм/год) и Лхаса (20 мм/год). Такое давление на север может служить причиной аномальных смещений-деформаций и сейсмичности Горного Алтая.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИНГГ СО РАН «Повышение точности сетевых методов наземных геофизических наблюдений в Сибири, на Дальнем Востоке и в Арктической зоне РФ для прогноза и снижения риска чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера» номер FWZZ-2026-0051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. – 2007. Т. 48. № 7. С. 692–723.
2. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады РАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 534–536.
3. Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131. DOI: 10.1002/2016JB013098
4. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардуков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 804–809.
5. Тимофеев В. Ю., Ардуков Д. Г., Тимофеев А. В. Вариации полей смещений и сейсмический режим Горного Алтая // Вулканология и сейсмология. 2024, № 4, 53–68. Journal of Volcanology and Seismology, 2024, Vol. 18, No. 4, pp. 351–365.

ОБСЛЕДОВАНИЕ КРУГЛЫХ ЗДАНИЙ МЕТОДОМ СТОЯЧИХ ВОЛН

А.А. Бах, А.Ф.Еманов, А.Г. Шеболтасов, А.Ю. Рыбушкин

*Новосибирск, Алтае-Саянский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба РАН,
abakh61@mail.ru*

Среди строительных сооружений дома-башни встречаются достаточно часто [1]. Круглые формы в архитектуре встречаются значительно реже, это жилые дома, спортивные сооружения, промышленные объекты (например, резервуары) [2].

В данной работе рассмотрим круглое в плане спортивное сооружение ледовый дворец Мегаспорт им. А.В. Тарасова, расположенного на Ходынском поле в Москве, который вмещает 13 926 зрителей. Круглое в плане здание имеет диаметр 120 метров, высота - более 50 метров. Сооружение опоясывает два мощных спиралевидных пандуса, поднимающие зрителей на верхние уровни, где, начиная со второго этажа, запроектированы вестибюли и фойе. Основное здание имеет 9 надземных этажей и подвал. Общая площадь спортивного сооружения составляет 57,5 тыс. кв. метров. Во дворце разместились две ледовых арены размером 60 на 30 метров. Обследование методом Стоячих волн данного здания было проведено для получения динамических характеристик при создании системы мониторинга.

Метод Стоячих волн [3], разработанный в конце прошлого века для сейсмометрических обследований строительных конструкций предусматривает плотную систему наблюдений для детального определения параметров резонансных колебаний. На рис. 1 приведена схема

наблюдений для записи микросейсмических колебаний ледового дворца спорта в плане и разрезе. Датчики устанавливались у колонн (компонента X ориентирована в центр здания) на разных высотных отметках по осям Г и И, в соответствии со схемой. Всего система наблюдений включала 528 точек внутри здания.

Для восстановления поля стоячих волн были установлены пять опорных точек: три на кровле сооружения и две внутри здания (рис. 1).

Для отображения результатов была выбрана система координат, связанная со зданием: ось X направлена вдоль осей ледового дворца спорта X-1 и X-2, Y – вдоль осей Y-1 и Y-2 перпендикулярно X, Z – вертикально, на рисунках такая система отмечена как глобальная. Поскольку здание круглое, в местах установки регистрирующего оборудования введена локальная система XYZ, связанная с осями датчиков, где компонента X направлена к центру сооружения. При таком выборе системы координат каждая их компонент датчиков, установленных в здании, регистрируют не «чистые» колебания в направлениях X и Y, а некоторую их суперпозицию. Однако метод Стоячих волн позволяет выделять из суммарных записей микросейсмических шумов колебания в нужном направлении [4].

В результате микросейсмического обследования здания дворца спорта в спектрах колебаний выделен ряд собственных частот в продольном X и поперечном Y направлениях. Значения частот приведены в таблице 1. Следует отметить, что частоты 1.71 Гц и 5.08 Гц для направления Y не выделены в направлении X, а 4.69 Гц, наоборот, не выделена в направлении Y. По всей видимости эти частоты относятся к модам колебаний, независимым в направлениях X и Y. Остальные частоты относятся к модам, имеющим в рассматриваемой координатной системе составляющие по двум компонентам. Это связано с тем, что здание дворца спорта имеет цилиндрической строение. На рисунке 2а приведен пример карты амплитуд собственных колебаний на частоте второй формы всего здания 2.83 Гц, стрелками показаны направления относительных перемещений.

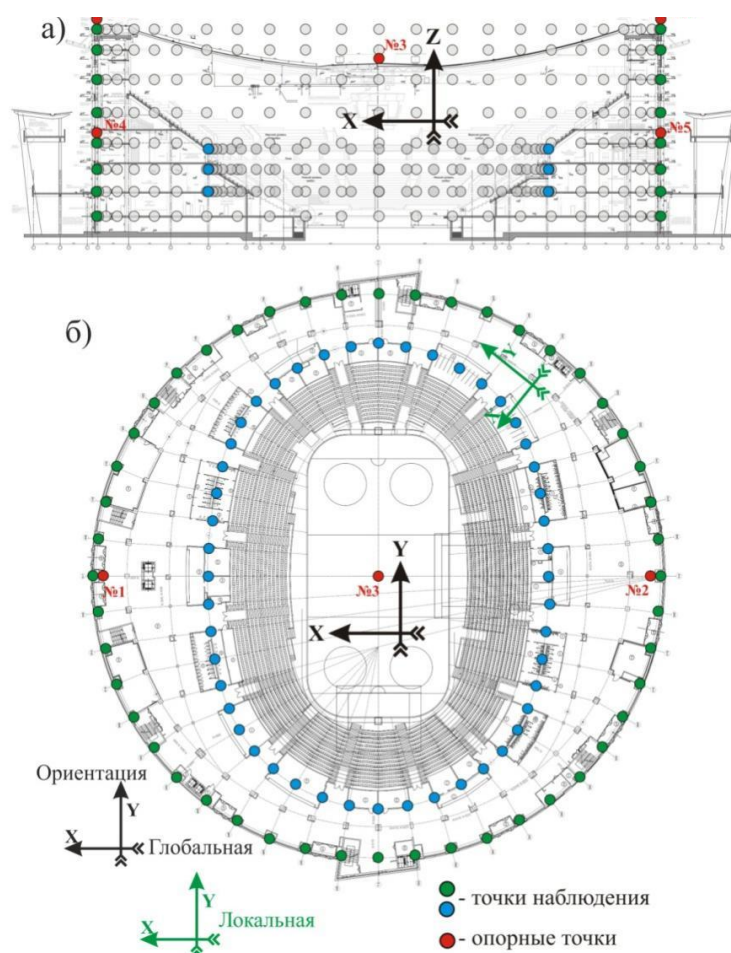


Рис. 1. Система наблюдений при регистрации микросейсмических колебаний по осям Г и И здания ледового дворца: а) разрез; б) план.

Колебания на частотах 6.98 - 8.35Гц имеют техногенную природу и являются результатом работы различного оборудования внутри обследуемого здания. Карты распределения колебаний характеризуются наличием областей повышенных амплитуд ускорений. Данные области приурочены к непосредственному источнику вибраций (например, вентиляционные камеры воздухопроводы, холодильное оборудование), либо к зонам проявления резонансных эффектов отдельных строительных конструкций. Значения частот сведены в таблицу 2.

Таблица 1. Собственные частоты здания дворца спорта

	Направление X, Гц	Направление Y, Гц
1		1.71
2	2.10	2.10
3	2.39	2.39
4	2.83	2.83
5	3.22	3.22
6	4.69	
7		5.08

На рисунке 2б приведена карта амплитуд вибраций на частоте 6.98Гц с указанием относительных перемещений.

Таблица 2. Технологические частоты в здании дворца спорта

	Направление X, Гц	Направление Y, Гц
8	6.98	6.98
9	7.81	7.81
10	7.91	7.91
11	8.35	8.35

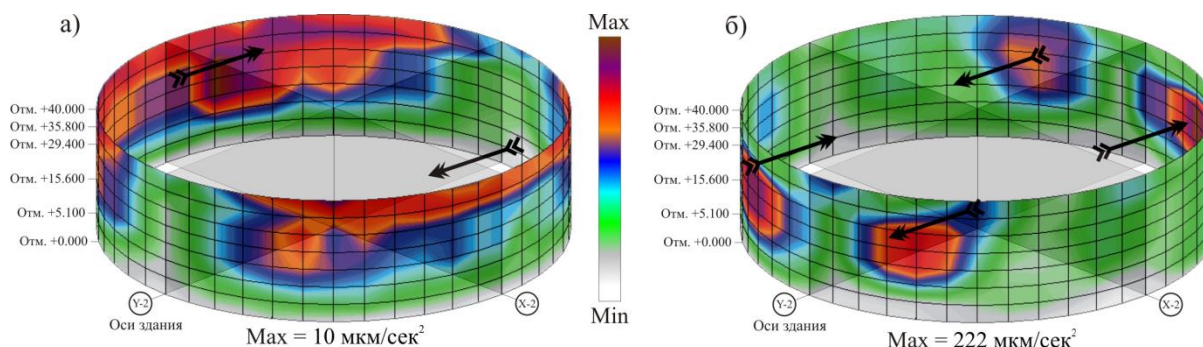


Рис. 2. Карты амплитуд колебаний здания ледового дворца: а) частота 2.83Гц – вторая мода всего здания; б) технологическая частота 6.98Гц; стрелками показано направление относительных перемещений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Еманов А.Ф., Белостоцкий А.М., Бах А.А., Хорошавин Е.А., Дмитриев Д.С., Нагибович А.И., Еманов А.А., Янкайтис В.В., Сержников Н.А., Шеболтасов А.Г. Собственные колебания высотного здания типа башни: моды горизонтальных, вертикальных и вращательных колебаний по данным метода стоячих волн и верификация расчетной модели // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49, № 2. С. 5-40
2. Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Еманов А.А., Полянский П.О., Бах А.А., Янкайтис В.В., Фатеев А.В., Сержников Н.А., Ершов Р.А., Гладышев Е.А., Семибаламут В.М. Результаты комплексных геофизических исследований аварийного резервуара ТЭЦ-3 в г. Норильск // Геофизические процессы и биосфера. 2025. Т.24, №3. С. 61-80
3. Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Бах А.А., Гриценко С.А., Данилов И.А., Кузьменко А.П., Сабуров

В.С., Татьков Г.И. // Пересчёт стоячих волн при детальном инженерно-сейсмологических исследованиях. - Геология и геофизика. 2002. № 2. С. 192-207.

4. Красников А.А. Стоячие волны в куполах: экспериментальное исследование и математическое моделирование. // Трофимуковские чтения-2007. Труды научной конференции. 2007. С. 241-243.

ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР СИБИРИ

Р.А. Бакеев, Ю.П. Стефанов, Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, А.А. Татаурова

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

Массовые силы гравитации вносят основной вклад в формирование напряженно-деформированного состояния. Анализ напряжений, вызванных действием силы тяжести, является наиболее важным этапом исследования напряженно-деформированного состояния, тем более, в случае недостаточных данных о наличии и величине тектонических сил. Рельеф поверхности и внутренних границ, неоднородность распределения упругопластических свойств и плотности приводят к неоднородному напряженному состоянию. Оценки областей повышенных и пониженных напряжений крайне важны для выделения возможных зон активного развития деформации, а также могут быть полезны в качестве информации о потенциальных зонах формирования залежей полезных ископаемых.

В докладе представлены результаты численного расчета напряженного состояния коры для ряда региональных профилей Сибири в двумерной постановке в условиях гравитационной нагрузки, а также при растяжении. Показаны аномалии напряжений, а также области необратимой деформации и формирование полос локализованного сдвига.

РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ВЧР С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОТРАЖЕННЫХ SH-ВОЛН

А.А. Белоусов^{1,2}, П.А. Дергач^{1,2}, Г.Ю. Зобнин^{1,2}, А.В. Яблоков^{1,2}

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

*² Новосибирск, Новосибирский государственный университет,
belousov111222@gmail.com*

Данная работа посвящена развитию методов инженерной сейсморазведки, направленных на изучение верхней части разреза. Первоочередной задачей является оптимизация процесса получения полевых сейсморазведочных данных без ущерба для их качества. В экспериментах использовалась модернизированная версия прототипа системы для оперативного проведения инженерных сейсморазведочных работ, состоящая из наземной буксируемой расстановки [1], портативного вибрационного источника и автомобиля-буксира, с установленными в багажном отсеке сейсмостанциями и блоком управления вибрационным источником. Эксперименты проводились на дороге с бетонным покрытием в зимний период для оценки влияния наличия инверсного слоя в верхней части разреза [2].

В ходе испытаний выявлены ряд преимуществ при использовании данной системы на протяженных объектах с минимальными изменениями рельефа. Это позволяет за один рабочий день бригаде из 2–3 человек профилировать более 1–1,5 км с шагом между пунктами возбуждения 2,5 м.

На момент проведения экспериментов новая версия наземной буксируемой расстановки включала 12 двухкомпонентных сейсмоприемников на базе 5-герцовых геофонов GS-ONE LF, закреплённых на стальных подложках с грунтозацепами, обеспечивающих устойчивое положение на линии профиля. Они были смонтированы на буксировочном тресе длиной 60 метров с шагом между приемниками в 2 метра.

В качестве источника сейсмических сигналов в данных экспериментах использовался портативный вибрационный источник, выполненный в компоновке с поперечно-горизонтальной ориентацией акустических преобразователей энергии, — авторская разработка [3].

Вибрационный источник состоит из следующих основных элементов:

Блока излучателей, включающего шесть низкочастотных акустических преобразователей, закреплённых внутри металлического корпуса (по три с каждой стороны).

Блока питания и управления, включающего два аккумулятора (LiFePO₄, 48 В, 12 Ач, 30 А) и шесть усилителей.

Аудиоустройства для воспроизведения опорного сигнала и синхроимпульса.

Силовой кабеля питания РПШ 12х2,5 с разъёмами P32K3Q 12pin.

Такая компоновка обеспечивает устойчивое распространение сигнала от виброисточника на расстояния до 355 м (SNR > 5), что более чем достаточно для решения задач данной работы. Для достижения таких характеристик достаточно излучать линейный СВИП-сигнал длительностью 30–60 секунд с частотной разверткой от 5 до 80 Гц. Синхронизация запуска системы с сейсмостанцией осуществляется по беспроводному каналу, что позволяет использовать систему при удалённом размещении вибрационного источника.

Полевые испытания системы проводились на территории полигона «Ключи» на фрагменте дороги с бетонным покрытием в летний и зимний периоды.

Измерения выполнялись с шагом 2 м между пунктами приёма и возбуждения. Вибрационный источник запускался с линейным свип-сигналом с частотной разверткой от 5 до 80 Гц, длительностью 30 секунд. В результате получены 12 встречных полевых сейсмограмм. Пример одной из них приведён на рис. 1, где вибрационный источник расположен в центре (буксировка системы осуществлялась в обе стороны, после чего полученные односторонние сейсмограммы склеивались).

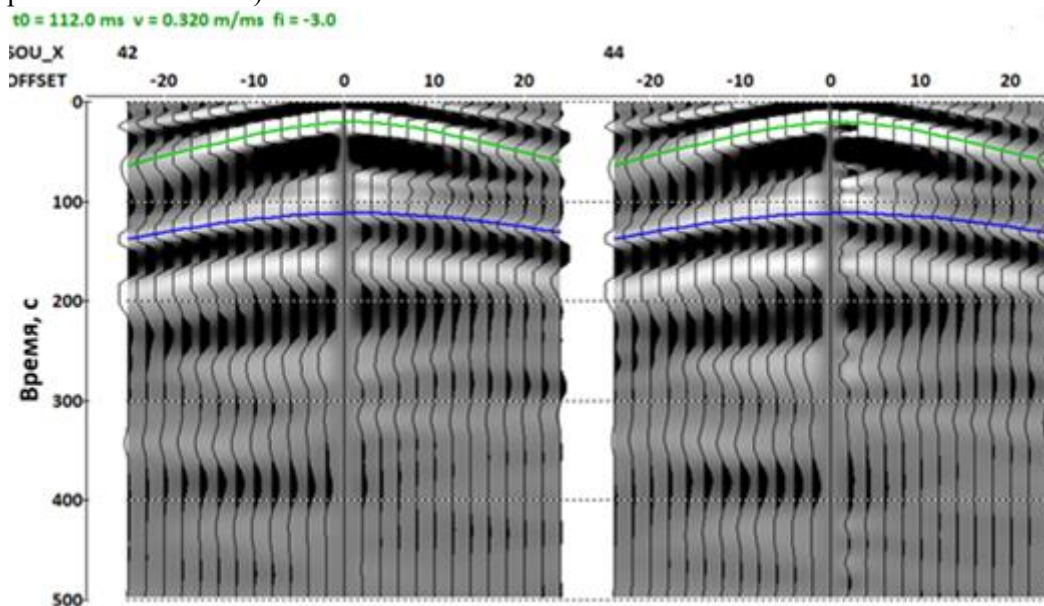


Рис. 1. Пример полевой сейсмограммы.

В результате экспресс-обработки данных с профиля на дороге с бетонным покрытием был получен временной разрез методом МОВ ОГТ (рис. 2). На временном разрезе выделяется отражающая граница с t_0 порядка 112 мс., глубина которой оценивается приблизительно в 18 метров. Для более точного построения этой же границы с использованием метода МПВ потребовалась бы фиксированная расстановка апертурой не менее 100 метров.

Вероятно, на временном разрезе прослеживаются границы и на больших глубинах порядка 45–50 метров. Для выявления более глубоких границ необходима расширенная обработка данных методом МОВ ОГТ с использованием процедуры подавления кратных волн.

В результате работы успешно проведены полевые испытания системы для детальной диагностики верхней части разреза. Были выявлены основные преимущества и ограничения системы. Получен временной разрез с явно выделяющейся границей на глубине около 18 метров, а при использовании расширенной обработки полевых данных существует перспектива определения более глубоких границ.

Бетонные плиты (полигон «Ключи»)

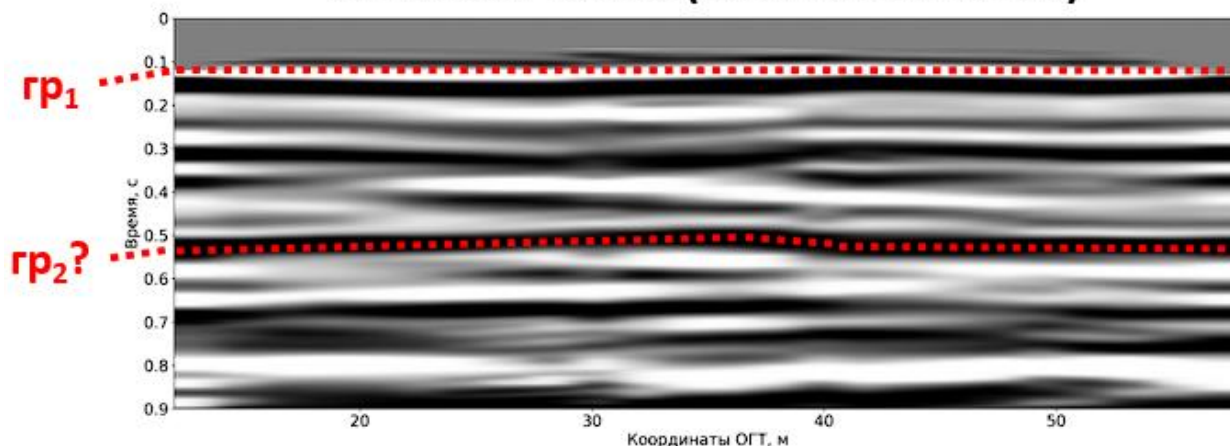


Рис. 2. Временной разрез по результатам измерений на бетонной дороге на территории полигона «Ключи».

Следующим этапом разработки системы, позволяющей значительно сократить время и трудозатраты при проведении инженерных сейсморазведочных работ, является реализация метода Ground Force [4]. Этот метод предназначен для борьбы с корреляционными и гармоническими помехами.

Параллельно ведется разработка системы дистанционного управления вибрационным источником, которая включает контроль состояния блока усилителей (температурный режим, принудительное охлаждение, напряжение аккумуляторных батарей, выходная мощность) и управление конфигурацией пилотных сигналов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Дергач, П. А., Яблоков, А. В., Полозов, С. С., Зобнин, Г. Ю., & Дучков, А. А. (2024). Результаты полевого тестирования портативного вибрационного источника поперечных волн для задач детального изучения верхней части геологического разреза. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о земле, 69(2), 237-250.
2. Скворцов, А. Г., Царев, А. М., Садуртдинов, М. Р., & Гаврилов, А. В. (2011, October). Высокоразрешающая сейсморазведка на поперечных волнах опыт применения. In Galperin Readings 2011 (pp. ср-276). European Association of Geoscientists & Engineers.
3. Дергач П.А., Яблоков А.В., Зобнин Г.Ю., Белоусов А.А., Полозов С.С. Разработка портативного вибрационного источника поперечных волн для задач инженерной и рудной сейсморазведки // Сейсморазведка в Сибири и за ее пределами: Материалы научно-практической конференции (г. Красноярск, 22-25 октября 2024 г.) ñ Сибирский федеральный университет ñ Красноярск С. 37-42 ñ 2025.
4. Wei Z. The vibrator-ground model and the vibroseis source wavelet // First Break. – 2017. – Т. 35. – №. 6.

МЕТОДИКА ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЧАГОВ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА

А.В. Беляшов

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, BelyashovAV@ipgg.sbras.ru*

Последняя к настоящему моменту эволюционная итерация метода уточненной гипоцентрии (с подбором решения через срединную линию V_p/V_s на суммарном графике Вадати [1]) формировалась в рамках релокации коровых землетрясений Центрального Байкала 2001-2003 гг. Вошедшие в число зарегистрированных в этот период событий карьерные взрывы на Черемшанском кварцитовом руднике лоцированы на средней глубине 7.6 км при истинной, близкой к нулю. Такая ошибка в определении глубины обусловлена отклонением локальных данных от срединной линии V_p/V_s на суммарном графике Вадати. Локализация очагов взрывов по отдельным событиям позволила снизить их глубину в среднем до 1.9 км.

Основываясь на примере карьерных взрывов, проведена параллельная гипоцентрия землетрясений 2001-2003 гг. двумя способами – через срединную линию V_p/V_s и по отдельным событиям. Выявлена линейная зависимость отклонений по глубине от разницы между усредненными (полученными через срединную линию V_p/V_s) и локальными значениями T_0 , рассчитанная поправка добавлена к локационному решению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Бурмин В.Ю. Мажорантные оценки погрешностей в определении T_0 и V_p/V_s по графику Вадати // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Тезисы XVI Международной сейсмологической школы, Минск, 12–16 сентября 2022 г. / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022. С. 23.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ НЕЙРОСЕТЕВОЙ АЛГОРИТМ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ИЗ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Е. И. Бубнов¹, А. В. Яблоков^{1,2,3}

¹ *Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия*

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

³ *Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск, Россия
e.bubnov@g.nsu.ru*

Введение

Анализ поверхностных волн активно применяется как для решения задач инженерной сейсмике (глубины до 50 м): построение модели ВЧР [1], микросейсмическое районирование [2], так и в разведочной сейсмике (глубины до 200 м) при обработке данных методом МОВ ОГТ [3].

Основным этапом метода поверхностных волн является спектральный анализ, в ходе которого строится спектральное изображение амплитуд сейсмических волн в координатах фазовая скорость (V_{ph}) – частота (f). На основе этого изображения с помощью ручной или автоматической процедуры пикирования выделяются максимумы амплитуд, что позволяет получить зависимость $V_{ph}(f)$ – так называемую дисперсионную кривую [4].

Разработано и реализовано полностью автоматизированное нейросетевое решение задачи извлечения дисперсионных кривых поверхностных волн из спектральных изображений. Ключевой элемент разработанного алгоритма – специализированный автоэнкодер с авторской архитектурой, обученный на репрезентативной синтетической выборке с контролируемыми комбинациями фундаментальной и высших мод, а также реалистичными полями шума и артефактов спектрального анализа.

Апробация на данных инженерной сейсморазведки

В рамках научно-исследовательских работ выполнялись сейсмические исследования в районе с. Бельтир, Республики Алтай. Исследовался участок долины реки Чаган (притока Чаганузуна) подвергнувшийся тектоническому нарушению во время землетрясения 2003 года. Разлом проявляется на дневной поверхности в виде трещины шириной порядка 5 м и длиной 200 м. Для построения площадной карты распределения скоростей поперечных волн были зарегистрированы данные вдоль серии из 6 параллельных линейных профилей общей протяженностью 1.3 км. Шаг по пунктам приема составил 2.5 м, по пунктам возбуждения (ПВ) 10 м. Общее количество ПВ составило 132.

Из каждой сейсмограммы было получено спектральное изображение с использованием SFK-преобразования, к которому применён алгоритм АЕ для автоматического извлечения дисперсионной кривой (рис. 1). Для данного района исследования характерно наличие чёткой границы между зонами талых и мёрзлых пород. В области с мёрзлыми породами (рис. 1а) фазовые скорости поверхностной волны достигают 600–700 м/с, тогда как в области талых пород (рис. 1б) скорости не превышают 200–250 м/с. Для обеспечения высокого разрешения на малых глубинах спектральное изображение строилось до достаточно высоких частот — до 50 Гц. Суммарное время обработки всех сейсмограмм, включая извлечение дисперсионных кривых и их инверсию, составило около 120 секунд.

По результатам обработки поверхностных волн (рис. 1-4) можно выявить границу понижения скоростей, что свидетельствует о переходе между мерзлыми и талыми породами, это согласуется с априорной информацией, которая указывает на положение перехода от мерзлых пород к талым, так же использование АЕ вместо ручного пикирования помогло существенно сократить процесс обработки и получить результаты в реальном времени прямо в полевых условиях.

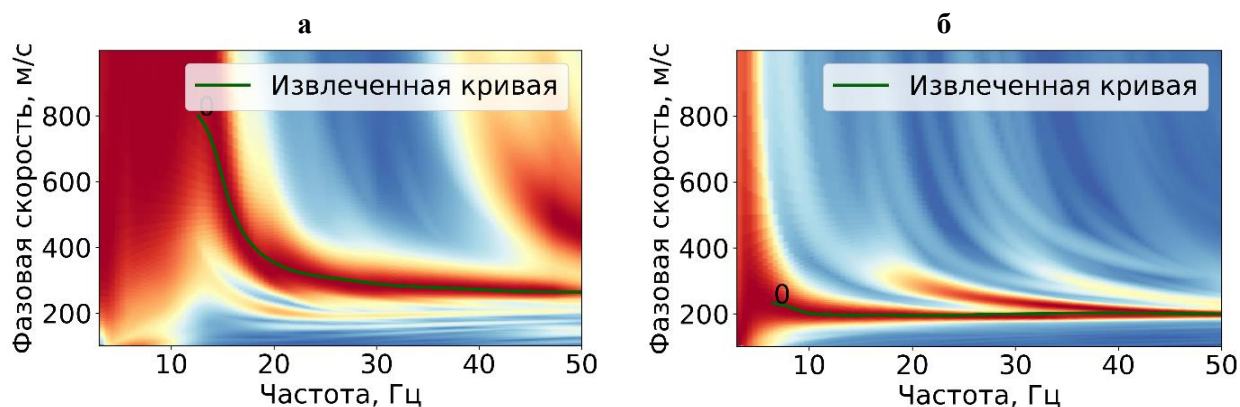


Рисунок 1. Примеры спектров с извлеченными кривыми из сейсмограмм в области мерзлых (а) и талых (б) пород.

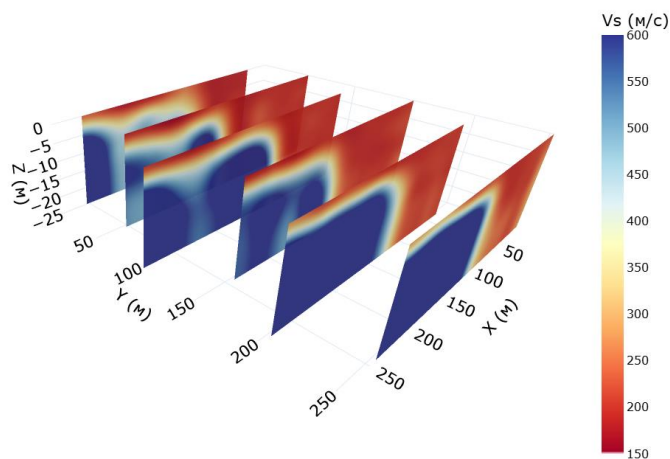


Рисунок 2. Восстановленные двумерные скоростные разрезы вдоль каждого сейсмического профиля.

Апробация на данных нефтегазовой сейсморазведки

Для апробации разработанного алгоритма используются данные сейсморазведочных работ (СРР) для северного региона России. Регистрация данных проводилась по системе наблюдений 3D МОВ ОГТ, которая включала всего 5808 ПВ с шагом по направлению X 50 м и по Y 200 м. Шаг по ПП в соответствующих направлениях составлял 200 м и 25 м.

Исследуемый регион характеризуется наличием зон распространения многолетнемерзлых грунтов (ММГ), что приводит к разнообразию анализируемых спектральных изображений и резких границ в восстановленных моделях скоростей. Спектральные изображения (рис. 3) демонстрируют характерное разделение областей высоких и низких фазовых скоростей: для зон ММГ амплитуда фундаментальной моды смещена в область повышенных скоростей (рис. 3а) при широком рабочем диапазоне частот, тогда как для талых и рыхлых отложений доминирует амплитуда в низкоскоростной области (рис. 3б)

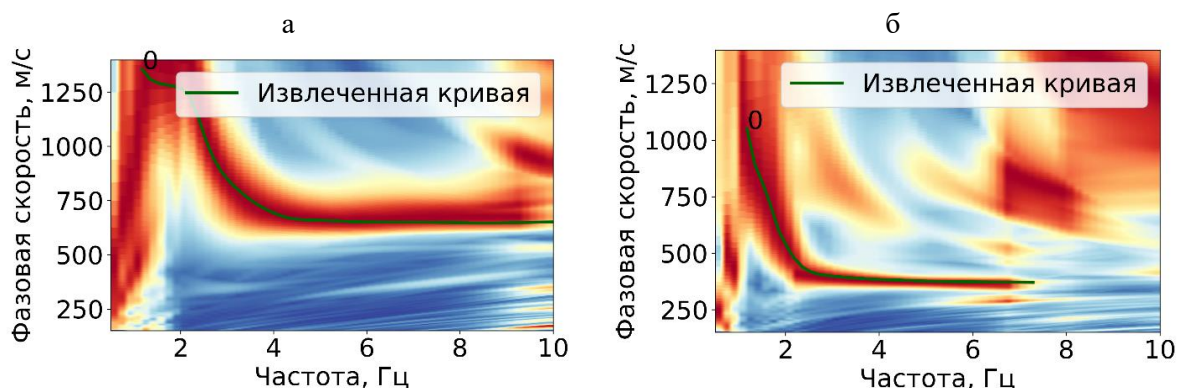


Рисунок 3. Спектральные изображения для данных 3D СРР в зоне высоких (а) и низких (б) скоростей с нанесенными извлеченными дисперсионными кривыми

Вертикальный срез куба скоростей V_S (рис. 18) отражает чередование высокоскоростных и низкоскоростных аномалий, пространственно согласованных с элементами рельефа и предполагаемым распространением многолетнемерзлых грунтов. Повышенные значения V_S , локализованные под понижениями рельефа и в бортах долин, интерпретируются как зоны развитых промёрзших пород с повышенной лёдосодержательностью, тогда как участки с пониженными скоростями на поднятых участках связаны с более мощной толщей рыхлых, слабосцементированных или частично талых грунтов.

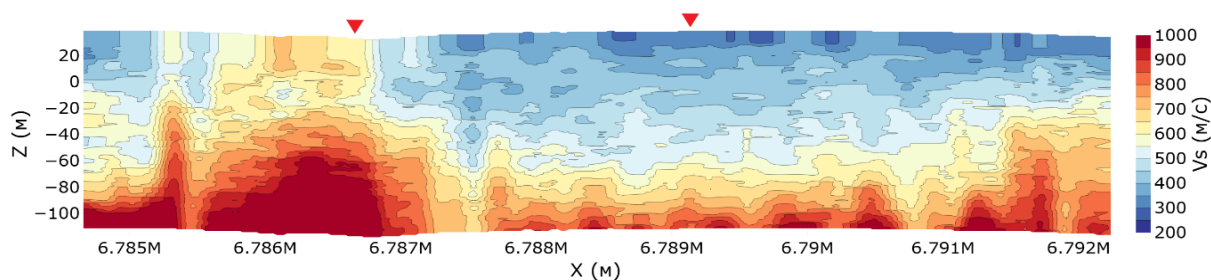


Рисунок 4. Вертикальный срез из восстановленного куба скоростей в результате обработки методом MASW. Треугольники маркируют координаты точек для спектральных изображений, продемонстрированных на рисунке 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Dal Moro G. Some aspects about surface wave and HVSR analyses: a short overview and a case study // *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. – 2011. – Vol. 52 (2). – P. 241–259.
2. Верхоланцев А. В. Использование дисперсионных кривых поверхностных волн для изучения грунтовых условий в рамках работ по СМР // *Modern methods of processing and interpretation*

of seismological data. – 2017. – С. 79-81.

3. Askari R., Ferguson R.J., Isaac J.H., Hejazi, S.H. Estimation of S-wave static corrections using CMP cross-correlation of surface waves // Journal of Applied Geophysics. 2015, vol. 121, pp. 42–53.
4. Park C. B., Miller R. D., Xia J. Multichannel analysis of surface waves // Geophysics. – 1999. – Т. 64. – №. 3. – С. 800-808.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА В ОБЛАСТИ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ: АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

Н.А. Бушенкова¹, А.Н. Василевский^{1,2}, Е.И. Есин^{1,2}, Т.А. Ступина¹

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

² *Новосибирск, Новосибирский Государственный Университет,
bushenkovana@ipgg.sbras.ru*

Устойчивость решений 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. Настоящее исследование посвящено определению детальной 3D структуры коры и верхов мантии до глубин ~100 км в области южной границы Охотской плиты, проходящей согласно [1] вкост зоны субдукции Тихоокеанской плиты через залив Утиура и полуостров Осима (юго-западная оконечность о. Хоккайдо), а не по хребту Хидака или центральную область о. Хонсю, как представлялось в более ранних исследованиях (например, [2, 3] и др.).

Сейсмотомографическое моделирование выполняется с использованием методики и программного кода локальной сейсмической томографии LOTOS [4], который находится в открытом доступе и активно используется, в том числе и для зон субдукции (например, для районов Камчатки [5, 6], и др.). Методика основана на использовании времен пробега объемных сейсмических волн от местных землетрясений, зарегистрированных станциями в исследуемом регионе, и позволяет изучать структуру земных недр в масштабах от нескольких километров до первых сотен километров, глубинность моделирования ограничивается распределением землетрясений и размером области. Алгоритм был оптимизирован для работы с исключительно плотным набором исходных данных из бюллетеней Японского Метеорологического Агентства (JMA, <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/>). За период 1998-2022 гг. предварительно было отобрано ~2 млн. локальных событий, зарегистрированных более 2 тыс. региональными сейсмическими станциями, с соблюдением условия, что каждое из событий должно быть зарегистрировано как минимум 10 местными сейсмостанциями (для повышения точности определения гипоцентров).

Тестирование показало, что в имеющейся системе наблюдения детальность по всему объёму моделирования позволяет надежно выделять структуры характерного размера от 40 км, а под островами, благодаря плотности станций на суше, от 15 км [7]. Разрешение под акваторией залива Утиура на глубинах от 20 км и до подошвы литосферы приближается к детальности под островной сушей, в соответствии с плотностью лучей в системе наблюдения (по распределению источников в зоне Беньофа).

Полученные к настоящему времени модели распределения аномалий сейсмических скоростей P- и S-волн [8] согласуются с выводами о расположении южной границы Охотской плиты, предварительно установленном в [1]. Выявляются интересные особенности распределения скоростных аномалий на коровых глубинах изучаемой области, которые по совокупности характеристик аномалий Vs и отношения Vp/Vs указывают на значительную раздробленность верхней коры.

Помимо данных, полученных методом сейсмической томографии, для анализа тектонических проявлений ключевых геологических процессов района были применены технологии, использовавшиеся авторами ранее для анализа пространственной структуры Центральной Камчатки [9]. Элементами анализа структуры участка послужили локальные и региональные особенности рельефа [10] и аномалии в свободном воздухе глобальной

гравитационной модели SDUST2023GRA_MSS [11], полученные с помощью функции двумерного лапласиана при разных радиусах осреднения.

С помощью функции двумерного лапласиана на радиусах осреднения получена возможность независимо от глубины и углов склонов, от амплитуды подчеркивать особенности рельефа и аномалий гравитационного поля — делать их гораздо более выразительными, чем обычное изображение. Разные радиусы осреднения подчеркивают особенности, отвечающие разным масштабам и, возможно, глубинности. Полагая, что тектоническая структура определяет особенности как рельефа дневной поверхности, так и гравитационных полей, были выстроены системы предполагаемых разломов (или границ тектонических блоков) таким образом, чтобы визуально минимизировать рассечения однородных областей аномалий гравитационного поля.

Выделяемые структуры имеют хорошую согласованность с данными потенциальных полей и сейсмическими построениями, что подтверждает продуктивность применяемого способа анализа и выявления пространственных связей геофизических полей. Согласованность результатов сейсмической томографии с данными независимого метода, с другой стороны, указывает на качество полученной модели сейсмических скоростных аномалий в исследуемой области и повышает достоверность сделанных на её основе выводов.

Работа выполнена при частичной поддержке ФНИ FWZZ-2026-0052.

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. 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.
3. 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>.
4. 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>.
5. 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>.
6. Кулаков И.Ю. Сейсмическая томография вулканов Камчатки // Геология и геофизика, 2022, Т. 63, № 11, С. 1455-1499. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2021151>.
7. 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. // XIII научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей (г. Екатеринбург, Россия, 22-26 сентября 2025 г.). Сборник научных материалов ИГФ УрО РАН, Екатеринбург, 2025, 79-82.
8. Бушенкова Н.А., Ступина Т.А., Кондратюк В.Д. Скоростные неоднородности в литосфере района южной границы Охотской плиты по данным JMA каталогов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. VII Всероссийская конференция с международным участием: материалы конференции (г. Владивосток, 15-18 сентября 2025 г.), 2025, 48-50. <http://elibrary.ru/item.asp?id=83244676>.
9. Есин Е. И., Василевский А. Н., Бушенкова Н. А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика, 2024, Т. 65, №. 2, С. 303-318. <https://doi.org/10.15372/GiG2023165>

10. Глобальная база данных «Global Multi-Resolution Topography» Global MultiResolution Topography (GMRT). URL: <https://www.gmrt.org/GMRTMapTool/>
11. Guo J., Wei X., Li Z., Jia Y., Chang X., Liu X. SDUST2023GRA_MSS: the new global marine gravity anomaly model determined from mean sea surface model //Scientific Data, 2025, Vol. 12, №. 1, 11 p. <https://doi.org/10.1038/s41597-025-04394-1>

ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВО ВРЕМЯ КРУПНОГО РОЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ САНТОРИНИ – АМОРГОС В ЭГЕЙСКОМ МОРЕ В ЯНВАРЕ - МАРТЕ 2025 г.

Р.Г. Горова¹, П.Г. Дядьков^{1,2}, А.В. Михеева^{2,3}

¹*Новосибирск, Новосибирский государственный университет,*

²*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН,*

³*Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики
СО РАН, r.gorova@g.nsu.ru*

24 января 2025 г. к северо-востоку от греческого острова Санторини на территории Эллинской субдукционной зоны началась крупнейшая за последние 12 лет последовательность землетрясений. Анализ изменения параметров её сейсмического режима позволил сделать предположение о её типе и природе, обусловленной сложной геологической обстановкой региона.

Зона Санторини-Аморгос, охватывающая территорию от вулканического острова Санторини на западе до невулканических островов Аморгос, Кинайрос и Левита на северо-востоке и островов Анафи и Астипалеа на юге, является наиболее сейсмически активной частью Эллинской субдукционной зоны [1]. Она образовалась в связи с активным сбросо-сдвиговым рифтогенезом, являющимся результатом правостороннего СВ-ЮЗ сдвига и растяжения в СЗ-ЮВ направлении [2]. Крупнейшее зарегистрированное землетрясение в зоне Санторини-Аморгос с $M=7,8$ произошло 9 июля 1956 г. рядом с островом Аморгос и сопровождалось афтершоком с $M=7.2$ [2].

В юго-западной части зоны Санторини-Аморгос находится одна из наиболее опасных вулканических систем Европы - вулканическое поле Кристиана-Санторини-Колумбо, где произошло больше 100 эксплозивных извержений за последние 360 000 лет, например извержение подводного вулкана Колумбо в 1650 г., вызвавшее разрушительное цунами и выброс токсичных газов, что привело к разрушениям и жертвам на Санторини [3-5]. Последние 15 лет наблюдалась роевая сейсмичность и под кальдерой Санторини, и под Колумбо, которая была связана с поднятием магмы и интрузиями [1,5]. Данные сейсмической томографии также указывают на наличие активной магматической камеры под Колумбо [5-6].

Для анализа сейсмической последовательности, начавшейся в конце января 2025 года использовались графики распределения количества землетрясений и магнитуды от времени, а также график повторяемости землетрясений, построенные в программе GIS_EDDB [7]. Последний использовался для установления представительной магнитуды [8] каталога Эллинской сейсмической сети [9], а его наклон (*b-value*) - для определения предположительной природы сейсмичности. Предполагается, что значения $b < 1$ с большей вероятностью могут свидетельствовать о тектонической природе сейсмичности, связанной с подвижками по разломам, а $b > 1$ - с вулканической деятельностью [10]. Графики распределения магнитуд и количества землетрясений во времени использовались для выяснения типа сейсмической последовательности - афтершоковая, форшок-афтершоковая или роевая [11]. Также было рассмотрено изменение глубин гипоцентров, миграция которых со временем могла бы указывать на вулканическую природу. Изучаемая сейсмическая последовательность была сравнена с другими самыми крупными последовательностями региона Эллинской субдукционной зоны.

В результате работы получены следующие основные результаты:

1. Установлено, что последовательность землетрясений в феврале 2025 года представляет собой рой, что подтверждается отсутствием выраженного главного события и несоответствием изменения во времени количества событий закону Омори, и что этот рой является началом сейсмической активизации региона, которая еще не закончилась к середине октября 2025 г. (Рис. 1. А, Б).

2. Значения наклона графика повторяемости для данного роя землетрясений, полученное по нескольким вариантам расчёта, не превышает 1 (в сравнении с периодами до и после роя, для которых $b > 1$), что может указывать на повышенные значения касательных напряжений и тектоническую природу роя (Рис. 1. В, Г, Д).

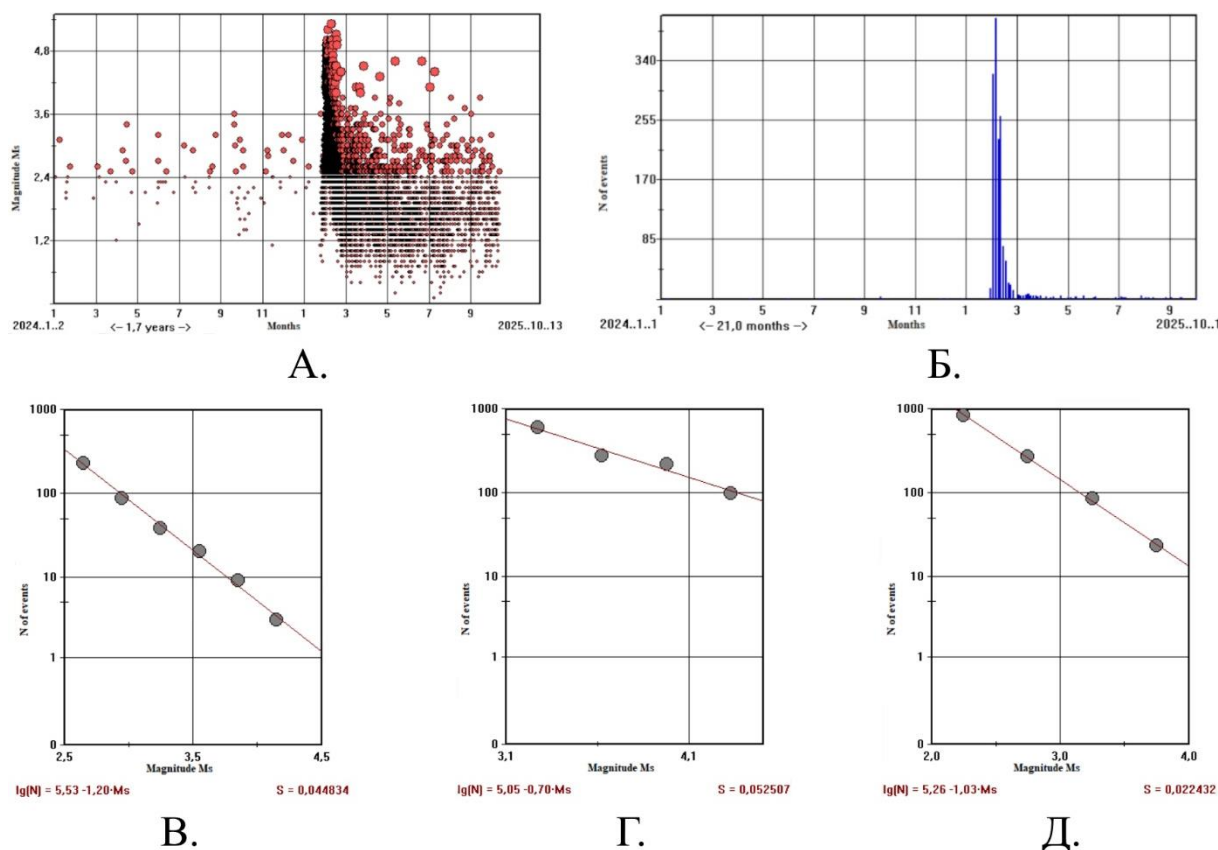


Рис. 1. А. - график распределения магнитуды от времени $M(t)$ для периода 01.01.2024-13.10.2025; Б. - график распределения количества землетрясений с $M \geq 3$; В. - график повторяемости для периода 01.01.2012-23.01.2025 с шагом $dM=0,3$ и $b=1,2$; Г. - график повторяемости для периода 24.01.2025-28.02.2025 с шагом $dM=0,35$ и $b=0,7$; Д. - график повторяемости для периода 01.03.2025-13.10.2025 с шагом $dM=0,5$ и $b=1,03$.

3. Пространственный анализ сейсмичности показал, что основные события роя сконцентрированы вне области современных вулканов (Санторини, Колумбо) и приурочены к разлому Аморгос и разломным зонам в районе поднятия Анидрос, и что отсутствует чёткая пространственная миграции гипоцентров во времени, что также свидетельствует в пользу невулканической природы роя.

4. По количеству землетрясений с магнитудами $M \geq 3$ и $M \geq 4$ данный рой является уникальным событием в пределах исследованного периода (2012–2025 гг.), превосходя по масштабам как другие рои, так и афтершоковые последовательности крупных землетрясений.

Таким образом, можно заключить, что рой землетрясений в зоне Санторини–Аморгос в феврале 2025 года является уникальным явлением и с высокой долей вероятности имеет тектоническое происхождение, обусловленное активизацией разломных структур в пределах зоны Санторини-Аморгос.

Работа подготовлена при частичной поддержке проекта FWZZ-2026-0051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Bohnhoff M., Rische M., Meier T., Becker D., Stavarakakis G., Harjes H.-P. Microseismic activity in the Hellenic volcanic arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini Amorgos zone // Tectonophysics, 2006, Vol. 423 (1–4), p. 17–33.

2. Tsampouraki-Kraounaki K., Sakellariou D., Rousakis G., Morfis I., Panagiotopoulos I., Livanos I., Manta K., Paraschos F., Papatheodorou G. The Santorini-Amorgos shear zone: evidence for dextral transtension in the South Aegean back-arc region, Greece // *Geosciences*, 2021, Vol. 11, No. 5, 216.
3. [3] Preine J., Hübscher C., Karstens J., Nomikou P. Volcano-tectonic evolution of the Christiana-Santorini-Kolumbo rift zone // *Tectonics*. – 2022a. – Vol. 41. – e2022TC007524.
4. Druitt T. H., Edwards L., Mellors R. M., Pyle D. M., Sparks R. S. J., Lanphere M., Davies M., Barreiro B. Santorini volcano // *Geological Society, London, Memoirs*, 1999, Vol. 19, p. 48.
5. Nomikou P., Carey D., Papanikolaou D., Croff K., Sakellariou D., Alexandri M., Bejelou K. Submarine volcanoes of the Kolumbo volcanic zone NE of Santorini Caldera, Greece // *Global and Planetary Change*, 2012, Vol. 90–91, p. 135–151
6. Dimitriadis I., Karagianni E., Panagiotopoulos D., Papazachos C., Hatzidimitriou P., Bohnhoff M. и др. Seismicity and active tectonics at Coloumbo reef (Aegean Sea, Greece): Monitoring an active volcano at Santorini volcanic center using a temporary seismic network // *Tectonophysics*, 2009, Vol. 465, No. 1–4, p. 136–149.
7. Михеева А. В., Дядьков П. Г., Марчук А. Н. Геоинформационная система GISEEDB и методы пространственно-временного анализа сейсмологических данных // *Геоинформатика*, 2013, № 2, с. 58–65.
8. Михеева А. В. Геоструктурные элементы, выявляемые математическими алгоритмами и цифровыми моделями геоинформационно-вычислительной системы GIS-ENDDDB, Новосибирск: Омега Принт, 2016, 300 с.
9. Эллинская сейсмическая сеть – Hellenic Seismic Network (HL) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://bbnet.gein.noa.gr/HL/> (дата обращения: 13.10.2025).
10. Farrell J., Husen S., Smith R. B. Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2009, Vol. 188, p. 260–273.
11. Omori F. On the aftershocks // *Rep., Imp., Earthquake Invest., Comm*, 1894, № 2, P. 103–139.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ НОВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАНЫХ МЕТОДОМ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА

А.Г. Гоев^{1,2}

¹*Москва, Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН*

²*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, goev@idg.ras.ru*

Ранняя эволюция Земли запечатлена в строении наиболее древних ее частей – кратонов. В последние годы в связи с расширением сейсмических сетей, а также объемов разнородных данных и методов их обработки, удалось существенно повысить детальность исследований земной коры и верхней мантии различных регионов Земли [1,2,3]. В рамках этих работ, в частности, выявлены потенциально реологически ослабленные зоны в мантийной части кратонов – mid-lithospheric discontinuity (MLD), которые выражены в сейсмических данных слоями пониженных скоростей [4].

Исследования глубинного скоростного строения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и, в частности, ее северной части (Кольского-Карельского палеоконтинента) долгое время сдерживались отсутствием достаточно равномерной и плотной сети широкополосных сейсмических станций. Это делало невозможным применение современных методов пассивной сейсмологии. В последние десятилетия на территории ВЕП развивается проект по установке временной широкополосной сейсмической сети для изучения строения земной коры и верхней мантии [5]. В его рамках, совместно с Кольским филиалом ФИЦ ЕГС РАН, в Кольском регионе было установлено несколько новых сейсмических станций таким образом, чтобы заполнить пробел между постоянными станциями, установленными в регионе, и ближайшими станциями международных сетей (рис. 1) [6]. Получившаяся в результате наблюдательная сеть позволила создать новую модель строения литосферы Кольского региона методом функций приёмника.

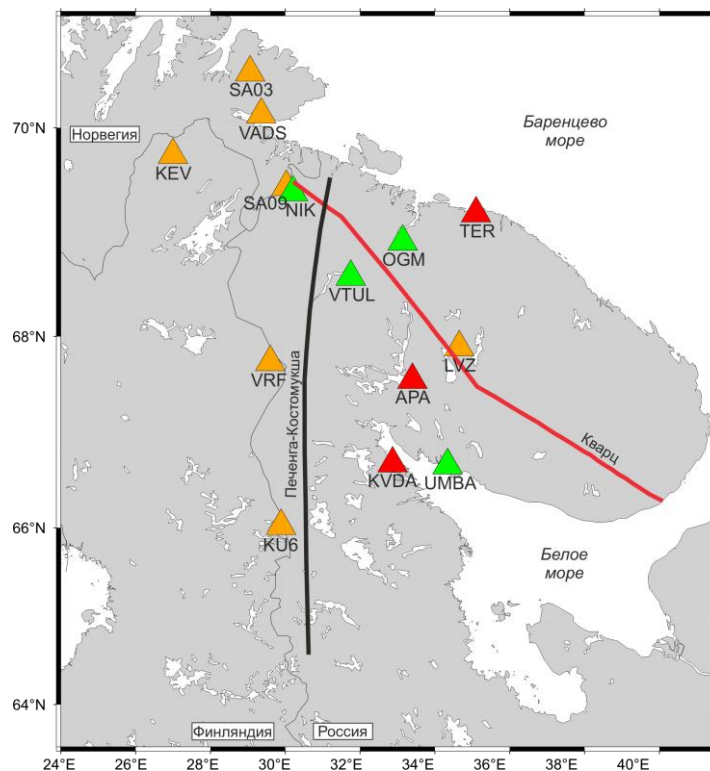


Рис.1. Карта изучаемого региона. Треугольниками показано положение широкополосных сейсмических станций в регионе: оранжевым - международных сетей, красным – Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН, зеленым – новые временные станции, установленные в рамках проекта по изучению региона.

Наиболее важными деталями новой модели являются – характеристики коро-мантийного перехода, представленной либо резкой границей, либо зоной мощностью до первых десятков км; наличие MLD, который на некоторых моделях выявлялся на глубинах около 90-140 км, на некоторых отсутствовал, а на некоторых обнаруживалось два таких слоя; значения параметра V_p/V_s в верхней мантии повышены практически во всех моделях, что не характерно для деплетированной мантии кратона и характеризует фертильный состав вещества [7]. Выявленные особенности хорошо согласуются с ранее полученными результатами строения отдельных частей региона на основе сейсмопрофилирования и сейсмической томографии (для северной Финляндии).

Суммируя выявленные особенности строения верхней мантии северо-западной части Фенноскандинавского щита, можно предположить что сложная, крайне гетерогенная структура ее литосферы является следствием взаимодействия протерозойского плюмового события с уже сформированным слоем MLD и архейской литосферой. Это взаимодействие вызвало разрушение, деформацию и перемешивание слоев в верхней мантии с, по крайней мере, частичным замещением деплетированного материала мантии кратона на фертильный.

Работа выполнена в соответствии с темой НИР ИДГ (№ 125012200561-3) и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Thybo H., Perchuc E. The Seismic 8° Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science, 1997. V. 275. Iss. 5306, p. 1626-1629. DOI: 10.1126/science.275.5306.1626
2. Thybo H., Bulut N., Grund M., Mauerberger A., Makushkina A., Artemieva I., Balling N., Gudmundsson O., Maupin V., Ottemøller L., Ritter J., Tilmann F. ScanArray—A Broadband Seismological Experiment in the Baltic Shield // Seismological Research Letters. 2021. V. 92. № 5. P. 2811–2823. DOI: 10.1785/0220210015
3. Guo W, Li Z, Zhao S and Chen X (2023) Characterizing the shallow structure with the multimodal dispersion curves and the body wave refraction traveltimes from deep seismic sounding data // Front. Earth Sci. 2023. 10:1025935. DOI: 10.3389/feart.2022.1025935
4. Fu H.Y., Li Z.H. Roles of continental mid-lithosphere discontinuity in the craton instability under

- variable tectonic regimes // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2024. V. 129. e2023JB028022. DOI: 10.1029/2023JB028022
5. Sadovaly Institute of Geosphere Dynamics & Schmidt Institute of Physics of the Earth. (2017). East-European Craton Transportable Broadband Seismic Array [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/kdpa-0128>
 6. Goev A.G., A.V. Fedorov, I.S. Fedorov, V.E. Asming, I.M. Aleshin, N.A. Yudochnik The present state of the Kola peninsula broadband seismic network // Russian Journal of Earth Sciences. 2023. Vol. 23. P. ES6003. DOI 10.2205/2023ES000872.
 7. Barzgar E., Niu F., Pei S. A global comparison of Vp, Vs, and Vp/Vs structures of the mantle lithosphere beneath major cratons // Sci. China Earth Sci. 2023 V. 66. P. 492–504. DOI: 10.1007/s11430-022-1023-x.

ИТЕРАЦИОННЫЙ АЛГОРИТМ СОВМЕСТНОЙ ГЛУБИННОЙ МИГРАЦИИ И АКУСТИЧЕСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ УПРУГОЙ СРЕДЫ

Д.К. Дмитрачков, М.И. Протасов

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, dmitrachkovdk@ipgg.sbras.ru*

В работе исследуется итерационный алгоритм совместного применения глубинной миграции в истинных амплитудах и акустической сейсмической инверсии для восстановления распределения скорости в геологической среде. В то время как использование инверсии после миграции распространено на практике, именно последовательное применение процедур миграции и инверсии друг за другом восстанавливает глубинную скоростную модель среды, что актуально для областей со сложным строением. Разработанный алгоритм учитывает как кинематические, так и динамические свойства волнового поля. В отличие от вычислительно затратных алгоритмов обращения полного волнового поля (FWI) [1], в разработанном алгоритме используется миграция на основе гауссовых пучков [2] и одномерная сейсмическая инверсия [3, 4], благодаря чему алгоритм является вычислительно эффективным.

Серией численных экспериментов доказывается, что с использованием разработанного алгоритма восстанавливается глубинная скоростная модель среды в случае известного распределения плотности среды (рис. 1). Для применения алгоритма в практически значимом случае неизвестной плотности разработана модификация с привлечением дополнительной информации о плотности среды. Численные эксперименты выполнены на известной реалистичной модели Marmousi. Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 21-71-20002-П.

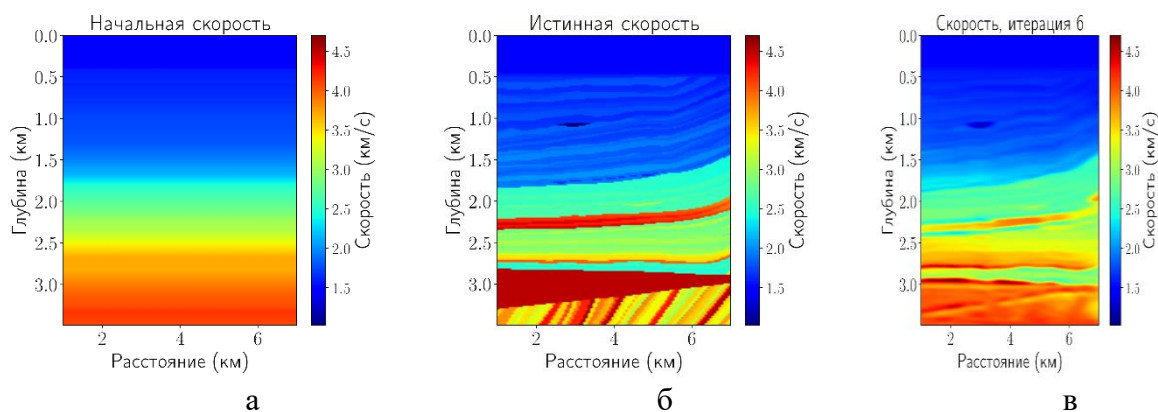


Рис. 1. Результат работы алгоритма при известной плотности: начальная (а), истинная (б) и восстановленная после 6 итераций (в) скоростные модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Guoxin Chen et al. Salt Structure Elastic Full Waveform Inversion Based on the Multi-scale Signed Envelope // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2022.
2. Protasov M.I., Tcheverda V.A. True amplitude imaging by inverse generalized Radon transform based on Gaussian beam decomposition of the acoustic Green's function // Geophysical Prospecting, 2011. V. 59. P. 197–209.
3. Russell B.H. and Hampson D.P. Comparison of poststack seismic inversion methods // SEG Annual Meeting, Expanded Abstracts, 1991, P. 876–878.
4. Ампилов Ю.П. и др. Почти все о сейсмической инверсии. Часть 1 // Технологии сейсморазведки, 2009, № 4, С. 3–16.

ФОРМИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В СВЕТЕ ИДЕЙ С.В. ГОЛЬДИНА

П.Г. Дядьков

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, DyadkovPG@ipgg.sbras.ru*

Вряде работ [1, 2, 3] С.В. Гольдину с соавторами удалось выявить ряд важных закономерностей и особенностей сейсмического процесса, и предложить некоторые физические механизмы для их объяснения, что явилось базовой основой для дальнейшего развития исследований по этим направлениям. Рассмотрим некоторые из этих результатов, актуальных с точки зрения разработки моделей подготовки землетрясений.

Процессы подготовки землетрясений в блочной среде. Показано [4], что подготовка Култукского землетрясения сопровождалась роем землетрясений, возникшим в 2007 году у восточного края жесткого асейсмичного блока. Интенсивность роя снижалась по мере приближения к основному событию и события в рое полностью прекратились приблизительно за 3 месяца до Култукского землетрясения ($M=6.3$), которое произошло у западного края этого же жесткого асейсмичного блока. Возможным объяснением этой роевой последовательности может быть процесс переупаковки блочной системы [1] на заключительной стадии подготовки Култукского землетрясения.

Зоны деформационной тени. В работе [2] при изучении пространственного распределения типа напряженного состояния по данным о механизмах очагов землетрясений было обнаружено, что при общем характере смещения и деформирования среды в северном, северо-восточном направлении и преобладающих условиях близгоризонтального сжатия в этом направлении (что обусловлено силами Индо-Евразийской коллизии), севернее крупных консолидированных структур (микроплиты, блоки) наблюдаются так называемые зоны деформационной тени. В этих зонах имеют место сбросовые механизмы очагов, т.е. преобладают условия растяжения. При анализе нами пространственного распределения типов механизмов очагов в области подготовки Чуйского землетрясения в Горном Алтае, 2003 г., $M=7.3$, было обнаружено, что при подготовке этого землетрясения в его ближней зоне преобладают сбросовые типы очагов [5]. Это позволило нам предположить, что зоны деформационной тени могут иметь место не только как постоянные структурные особенности деформируемой среды, но и возникать в областях подготовки землетрясений в ответ на формирование консолидированной блочной структуры, состоящей из нескольких блоков [6]. Зона деформационной тени была также обнаружена нами в области подготовки землетрясения Чьяпас в Мексике, 2017 г., $M=8.2$, при анализе сейсмотектонических деформаций, рассчитанных по механизмам очагов землетрясений [7].

Сейсмические затишья и паузы молчания. Хотя сейсмические затишья являются практически обязательным среднесрочным признаком готовящегося землетрясения, однозначного ответа о механизме этого явления пока нет. Природа затишья может иметь два объяснения. Во-первых, это может быть объяснено консолидацией блочной среды, при этом внутри этой консолидированной области по крайней мере умеренные и сильные землетрясения могут отсутствовать. Во-вторых, природа затишья может объясняться обратным явлением - возможностью реализации упругих деформаций в среде за счет относительно медленных

квазипластических подвижек в блочной среде [1], например, при достижении в некотором объеме среды такого уровня касательных напряжений, при котором наступает возможность пластического деформирования. Полученные данные по процессу подготовки Култукского землетрясения в большей степени указывают на первый тип природы затишья, обусловленный консолидацией блочной среды, поскольку наблюдаемое двухлетнее сейсмическое затишье сопровождалось стабилизацией вертикальных движений в пункте Талая и стабилизацией изменений магнитного поля в ряде пунктов, что при интерпретации последних в рамках магнитоупругого эффекта горных пород указывает на стабильность напряженного состояния в этот период. Что касается второго типа природы затишья, связанного с диссипацией упругой энергии за счет медленных пластических, возможно криповых подвижек, то более вероятным кандидатом на объяснение природы затишья являются паузы молчания, которые наблюдались нами в Байкальском регионе и характеризовались кратковременным (недели – месяцы) отсутствием в регионе событий с $M=3$ и выше непосредственно перед главным событием [8].

Работа подготовлена при поддержке проекта FWZZ-2026-0051.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения. Физика Земли – № 10 – С. 37-54 – 2004.
2. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // в журнале «Геология и геофизика» в 2007 году (том 48, № 7, с. 692–723).
3. Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Ю.А. Дашевский Ю.А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском прогностическом полигоне: современное состояние и новые подходы // Геология и геофизика, 2001, № 10, с. 1484-1496.
4. Dyadkov P., Kozlova M., Mikheeva A., Tsbizov L. Rigid blocks in the earth's crust and strong earthquakes // The International Conference on Astronomy and Geophysics in Mongolia, 2017 (Ulaanbaatar, Mongolia, 20-22 July, 2017): Book Extended Abstracts – Ulaanbaatar – С. 59-62 – 2017.
5. Дядьков П.Г., Кучай О.А., Михеева А.В., Романенко Ю.М. Стадии подготовки Алтайского землетрясения (27.09.2003 г., $M_w=7.3$) и связанные с ними изменения состояния сейсмогенной среды // Физическая мезомеханика – том 13 – Спец. выпуск – С. 78-82 – 2010.
6. Дядьков П.Г. О модели подготовки землетрясения с зоной деформационной тени // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тезисы докладов IX Международной школы-семинара (г. Иркутск, 2-6 сентября 2013 г.) – ИЗК СО РАН – Иркутск – 35с. – 2013
7. Дядьков П.Г., Кучай О.А., Романенко Ю.М., Джумагалиева З.С. Деформации в Центрально-Американской зоне субдукции по данным механизмов очагов землетрясений и их особенности в районе землетрясения Чьяпас, Мексика, 2017 г., $MW=8.2$ // Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал – том 11 – № 2 – С. 320-333 – 2020.
8. Дядьков П.Г., Козлова М.П., Кулешов Д.А. Паузы молчания перед Байкальскими землетрясениями // Интерэкспо ГЕО-Сибирь - XIX Международный научный конгресс. Международная научная конференция "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 8 т. (г. Новосибирск, 17-19 мая 2023 г.) – СГУГиТ – Новосибирск – том Т. 2 – № 3 – С. 129-134 – 2023.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ НОВЫХ ОЧАГОВЫХ ЗОН В ГОРНОМ АЛТАЕ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 Г.

*А.А. Еманов^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, А.В. Фатеев^{1,2}, П.О. Полянский¹, И.С. Новиков³,
Е.В.Шевкунова¹, Е.А. Гладышев¹, В.В. Аранов¹, Е.С. Седлецкая¹*

¹Новосибирск, Алтай-Саянский филиал ФИЦ ЕГС РАН,

²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН,

³Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН,
alex@gs.nsc.ru

Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. с $M_S=7.3$ [1] детально исследовано на основе материалов плотной сети станций, длительных наблюдений и современных методов локации гипоцентров афтершоков; в очаговой области сформировалась объемная структура сейсмически активизированных разломов [2]. Чуйское землетрясение во многом повлияло на дальнейшее развитие сейсмичности Алтая. В первые годы после него землетрясения происходили в эпицентральной зоне, а иные структуры Алтая оставались практически асейсмичными. После 2009 г. начали формироваться изменения как в ближней зоне, охватывающей смежные с эпицентром геологические структуры, такие как Айгулакский, Курайский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский хребты и в дальней зоне на удалениях до 250–450 км от эпицентра и в разных направлениях от него [3].

Одна из ближних зон – Айгулакская очаговая область. После Айгулакского землетрясения 2019 г. с $M_L=5.5$ сформировался афтершоковый процесс, обеспечивший смещение значительной доли сейсмичности Алтая в его очаг [4]. Активизирована область в виде структуры размером 10×10 км с глубинами очагов от первых сотен метров до 20 км. Очаговая область не является дальнейшей активизацией вдоль одного и того же разлома с Чуйским землетрясением, а разместилась на субпараллельном разломе в узловой области с его разветвлением на три разлома. Сейсмическая активизация Айгулакской очаговой области – это динамично изменяющийся сейсмический процесс. Результаты изучения плотности землетрясений в очаговой зоне свидетельствуют об изменении режима во времени: от хаотичного до самоорганизующегося вдоль коротких элементов разломов, входящих в структуру очаговой области [4].

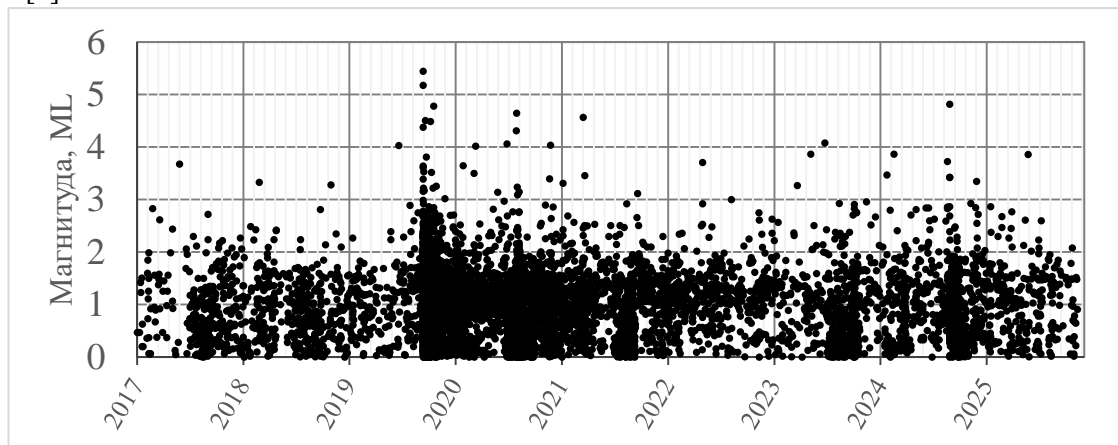


Рис. 1 Сейсмический процесс в Айгулакской очаговой области.

Ещё одна новая очаговая область сформировалась в Цаган-Шибэтинском хребте на востоке Горного Алтая вблизи Тувинской котловины, где произошло Цаган-Шибэтинское землетрясение 29.07.2022 г. с $M_L=6.2$. Примечательно, что в XX веке данный хребет был сейсмически неактивен, но при этом соседствует с очаговой областью Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. с $M_S=7.0$ и Шапшальским хребтом, где регулярно происходят землетрясения с магнитудой до пяти. Во внутренней структуре хребта сформировалась очаговая область с импульсным развитием процесса во времени (рис.2) и тройственной площадной структурой, в которой события с магнитудой $M_L \geq 4$ занимают одну область, а более слабые два других участка очаговой области [5].

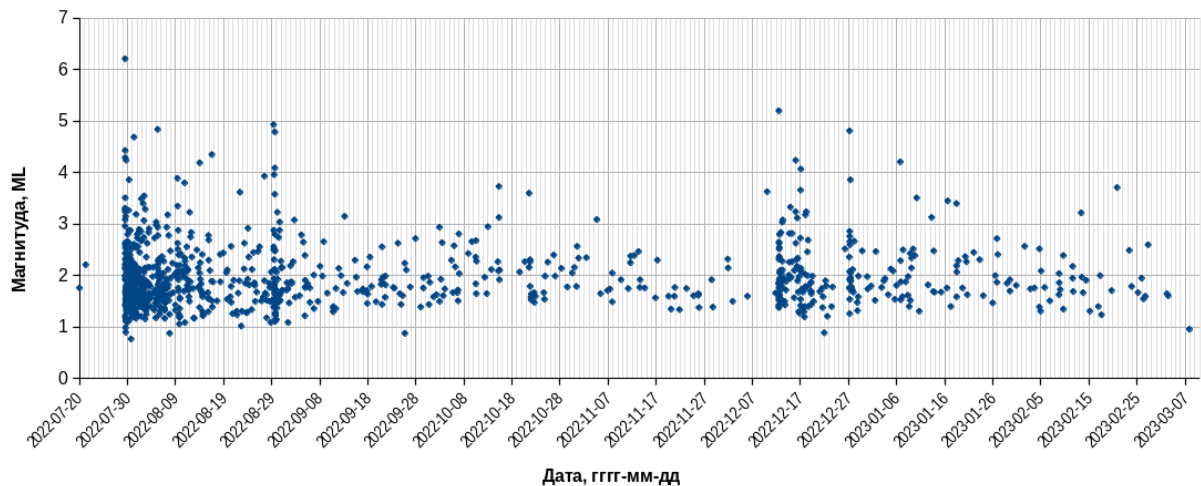


Рис.2 Развитие во времени сейсмичности очаговой области Чаган-Шибэтинского землетрясения 29.07.2022 с $M_L=6.2$ с 20.07.2022 по 07.03.2023

В последующие годы наблюдается развитие структуры очаговой области Чаган-Шибэтинского землетрясения и расширение её площади.

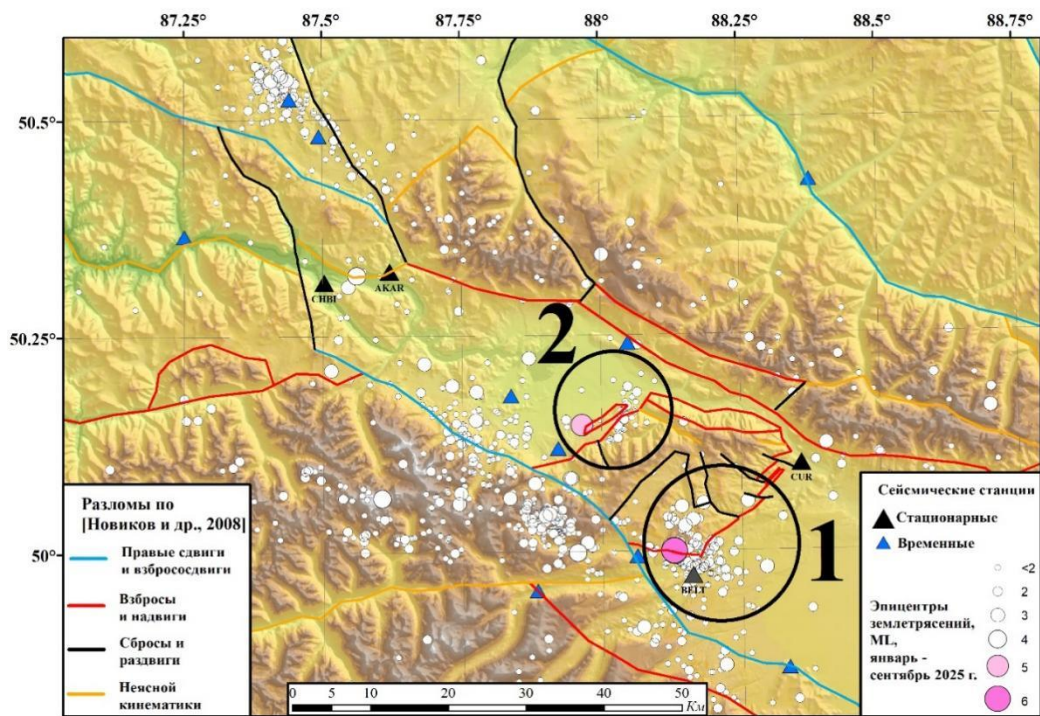


Рис.3 Карта эпицентров землетрясений в Чуйско-Курайской зоне в 2025 г. 1 – район Бельтирского землетрясения 15.02.2025 г. с $M_L=6.4$; 2 – район землетрясения Курайского землетрясения 25.05.2025 г. с $M_L=5.4$

В 2025 г. два самых крупных землетрясения Алтае-Саянской горной области произошли в районе Чаган-Узунского блока. Несмотря на то, что данный район находится буквально в 10-15 км от эпицентра Чуйского землетрясения, столь сильных сейсмических событий здесь не фиксировалось. Речь идёт о Бельтирском землетрясении с $M_L=6.4$, 15.02.2025 г. в зоне сочленения Чаган-Узунского блока с Чуйской впадиной [6, 10] и о Курайском землетрясении 25.05.2025 г. с $M_L=5.4$, эпицентр которого расположен с северо-западной стороны Чаган-Узунского блока на границе с Курайской впадиной (рис.3). Оба землетрясения на взбросовых разломах, оперяющих сдвиговый разлом более высокого ранга, на котором произошло Чуйское

землетрясение 2003 г. Афтершоковые процессы этих землетрясениям, характеризуются отсутствием крупных афтершоков и быстрым затуханием процесса во времени. Бельтирское землетрясение 15.02.2025 г. по своей силе не сопоставимо с Чуйским, но оно может интерпретироваться и как продолжающаяся активизация смежных структур после Чуйского землетрясения [6, 3], и как сближенная в пространстве активизация [10]. По взбросовой природе землетрясения вокруг Чаган-Узунского блока отличны от Чуйского землетрясения и его наиболее сильных афтершоков. Все афтершоки Чуйского землетрясения с $M_L > 3.7$ сдвиги [8]. В данном случае взбросы. Формирование новых активизаций около Чаган-Узунского блока можно объяснять как продолжение процесса выдвигания Чаган-Узунского блока вверх относительно смежных с ним впадин. Общей особенностью рассмотренных землетрясений является отсутствие соответствия афтершоковых процессов закону Бота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Гольдин С.В., Селезнёв В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 4. С. 534-536.
2. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Сейсмотектоника активизированной объёмной структуры разломов: результаты исследования строения верхнекоревой очаговой области Чуйского землетрясения $M_S=7.3$, произошедшего 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае // Геотектоника. 2021. № 2. С. 94–104.
3. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. и др. Эволюция сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г. // Вулканология и сейсмология. 2023. № 6. С. 26–40.
4. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Новиков И.С. и др. Айгулакская очаговая область как результат воздействия Чуйского землетрясения 2003 года на Горный Алтай // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 11. С. 1630–1646.
5. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Чаган-Шибэтинское землетрясение 29.07.2022 с $M_L=6.2$ и положение очаговой области в западном горном обрамлении Тувинской котловины // Геология и геофизика, 2025. Т. 66, № 66. С. 803–810.
6. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Гладышев Е.А. и др. Бельтирское землетрясение 2025 года, $M_L=6.4$ (Горный Алтай) // Вулканология и сейсмология. 2025. № 5. С. 39–47.
7. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В. Об изменении сейсмического режима в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая в 1963-2016 гг. // Интерэкспо ГЕО-Сибирь, 2017. Т. 2. № 3. С. 41–45.
8. Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 1, с. 113-123.
9. Овсяченко А.Н., Вакарчук Р.Н., Ларьков А.С. и др. Бельтирское землетрясение 15.02.2025 ($M_S = 5.7$, Горный Алтай): результаты геологических и сейсмологических исследований в ближней зоне // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2025. Т. 524. № 2. С. 293-301.
10. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Очаг сильного землетрясения как геологический объект // Геотектоника. 2021. № 3. С. 3–30.

СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А.А. Еманов^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, Е.А. Гладышев¹, Е.В. Шевкунова¹,
И.Ф. Ешкунова¹, А.В. Фатеев^{1,2}

¹Новосибирск, Алтай-Саянский филиал ФИЦ ЕГС РАН,

²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, alex@gs.nsc.ru

Блоковая структура стыка Алтай-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной отличается своеобразием структуры сейсмичности в обеих граничащих друг с другом горных областях. В данной работе анализируется сейсмичность территории, охватывающей Тувино-Монгольский блок и примыкающих к нему: Восточно-Тувинское нагорья как части Саяно-Тувинского блока и Хангая в структуре Монгольского блока. Блочная структура по работе [10].

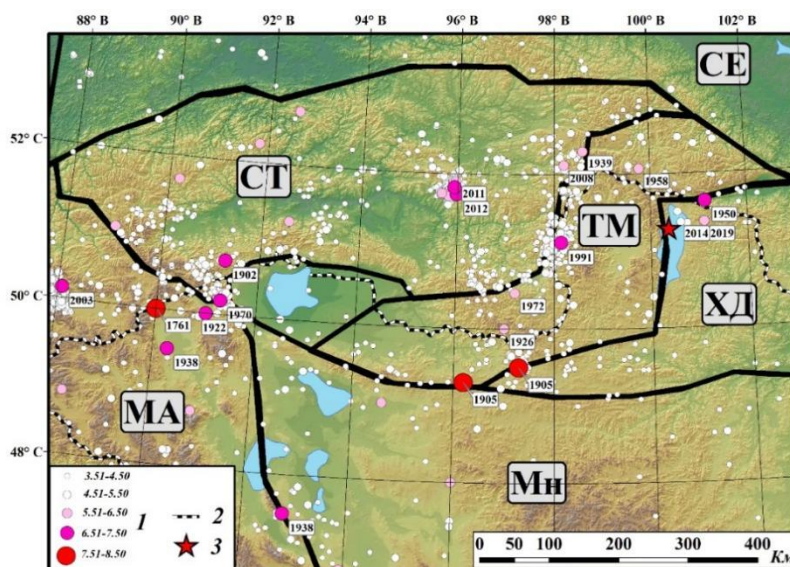


Рис.1 Карта блоковой структуры и эпицентров крупных землетрясений из каталога АСФ ФИЦ ЕГС РАН. Буквами обозначена плита (СЕ – Северная Евразия) и блоки (СТ – Саяно-Тувинский, ТМ – Тувинно-Монгольский, ХД – Хамар-Дабанский, МА – Монголо-Алтайский, Мн – Монгольский). Цифры: 1 – магнитуда, 2 – гос. границы, 3 – эпицентр Хубсугульского землетрясения 12 января 2021 г. с $M_L=6.9$

Тувинно-Монгольский массив выделяется на фоне более молодых палеозойских комплексов. Он расположен на границе Байкальской рифтовой зоны с Алтай-Саянской горной областью. Закономерности сейсмичности Алтай-Саянской горной области и Байкальской рифтовой зоны принципиально различаются. В Алтай-Саянской области землетрясения преимущественно происходят в горном окружении впадин, а в Байкальской рифтовой зоне внутри впадин. Граница между столь различными типами сейсмичности приурочена к Тувинно-Монгольскому блоку. Именно в этом блоке находится группа рифтовых впадин: Хубсугульская, Дархатская, Бусингольская, Белинская и Терехольская.

На рис.1 представлены наиболее крупные землетрясения и многие из них расположены вблизи границ Тувинно-Монгольского блока и при этом крупнейшие землетрясения 1905 г. – Цэцэрленское с $M=7.6$ и Болнайское с $M=8.2$ - произошли на разломах, ограничивающих этот блок [9] с юга.

Прихубсугульской системы рифтовых впадин, которые в работах многих авторов рассматриваются как окончание Байкальской рифтовой зоны, а в некоторых как самостоятельная система развития рифтогенеза над областью плюма [8]. Выявлено не полное соответствие линейных структур в сейсмической активности главным тектоническим нарушениям. Хубсугульская и Бусингольская впадины - это окраины Тувинно-Монгольского блока и для них

характерно развитие сейсмичности со стороны внутренних горных обрамлений блока, а в Дархатской рифтовой впадине в центральной части Тувино-Монгольского блока сейсмичность развивается внутри впадины.

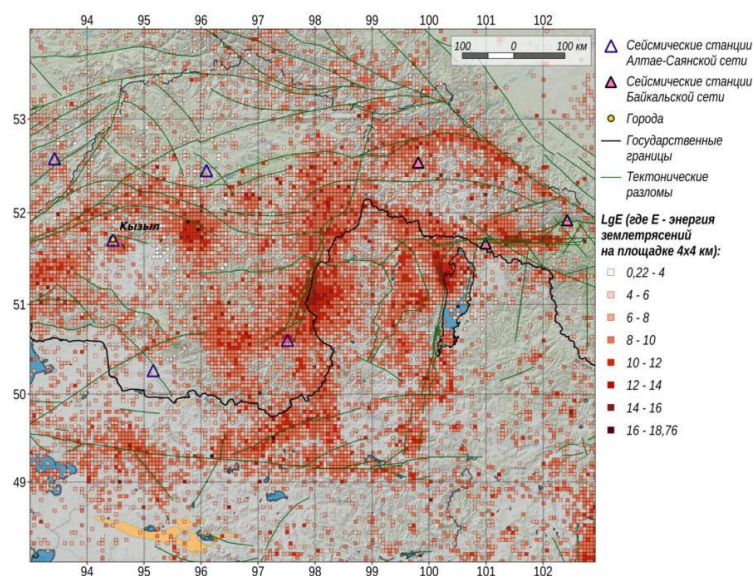


Рис. 2. Карта суммарной сейсмической энергии за 1905–2023 гг.

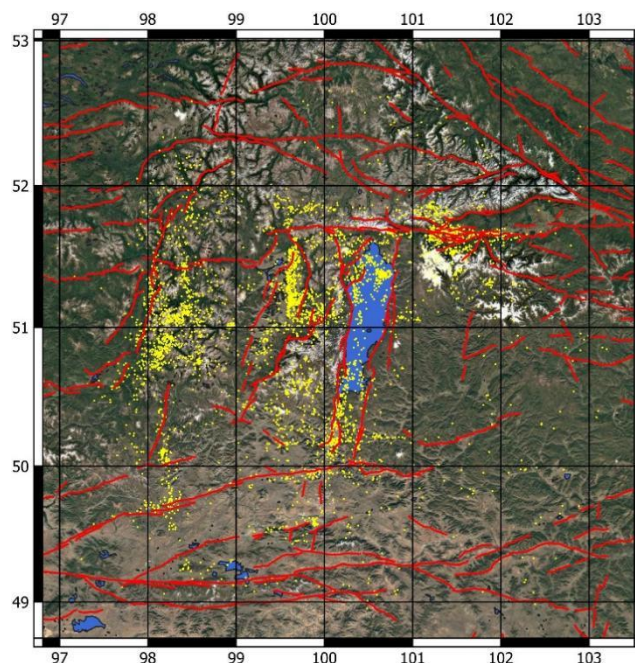


Рис.3 Карта эпицентров землетрясений Прихубсугуля за период с 14.08.2014 по 11.07.2016. Результат автоматической обработки эксперимента с временной сетью станций (разломы по данным ГИН РАН)

Для Хангайского массива как поднятия над областью плюма характерным является высокая сейсмичность с магнитудами до 8 [1, 9], по обрамляющим массив разломам и практическое отсутствие сейсмичности внутри блока. В 2024 году внутри блока зафиксирован рой землетрясений с наиболее сильным событием с $M_L=5.7$, что может рассматриваться как начало нового этап в эволюции Хангайского блока. В целом взгляд на совместное рассмотрение сейсмичности Тувино-Монгольского блока и Хангая является обоснованием поэтапного развития процессов в районе распространения плюмов [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Дэмбэрэл С. Сейсмичность и напряжённо-деформированное состояние литосферы Монголии. Диссертация на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук / Институт земной коры СО РАН. Иркутск. 2017. – 374с.
2. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 10, с. 1060 -1074
3. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода // Физика Земли. 2022. № 1. С. 67–82.
4. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г., $M_L = 6.9$ в структуре сейсмичности Тувино-Монгольского блока// Физика Земли. 2023. № 5. С. 79–95.
5. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. О влиянии Хубсугульского землетрясения 2021 года на сейсмичность стыка Алтае-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной // Вулканология и сейсмология, 2024, №6, С.28-39
6. Еманов А.А., Ешкунова И.Ф. Автоматизация обработки больших объёмов сейсмологических данных при изучении сейсмичности Присубхугуля за 2014-2016гг. // Физика Земли. 2025. № 6. С. 79–95.
7. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмоструктура и сейсмичность Прихубсугуля. Новосибирск: Наука, 1993. 182 с.
8. Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И. Юго-Западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений / Вулканология и сейсмология. 1983. №2. -С.74-83
9. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе. – В сб. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.
10. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. К.Г. Леви. Новосибирск: Академ. изд-во ГЕО, 2006. 151 с.
11. Meltzer Anne The Central Mongolia Seismic Experiment: Multiple Applications of Temporary Broadband Seismic Arrays // Seismological Research Letters (2019) 90 (3): 1364–1376 <https://doi.org/10.1785/0220180360>

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЮЖНОМ КУЗБАССЕ И ГОРНОЙ ШОРИИ

***А.А. Еманов^{1,2}, А.В. Фатеев^{1,2}, А.Ф. Еманов¹, А.И. Артемова¹, Е.В. Шевкунова¹,
А.О. Шаталова¹, Л.А. Подлипская¹, Т.В. Васильева¹***

¹Новосибирск, АСФ ФИЦ ЕГС РАН,

²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, fateev@gs.nsc.ru

Рост темпов добычи твердых полезных ископаемых приводит к реализации тектонических напряжений, накопленных в ходе естественных процессов. Начиная с 2005 г., в Западной Сибири выполнено свыше десятка экспериментальных исследований с детальными сетями сейсмологических станций, нацеленных на изучение техногенных сейсмических активизаций при разработках угольных и железорудных месторождений как открытым, так и закрытым способами [1].

Особый интерес представляет техногенная сейсмичность, к которой приводит комбинация обоих способов разработки, когда разрезы находятся вблизи от шахт, а то и вовсе угленосные пласты, разрабатываемые лавами, залегают непосредственно под ложем разреза [2]. В таких случаях, как правило, энергия техногенных землетрясений коррелирует с масштабами

перемещаемых масс грунта, и потому энергия землетрясений, сопровождающих добычу угля в шахтах, на 1-2 порядка меньше энергии землетрясений при добыче угля открытым способом в разрезах. Тем не менее, сильные землетрясения (рис. 1) возникают и в районах комбинирования открытой и подземной добычи угля [3].

Детальной сетью станций изучена техногенная сейсмическая активизация в районе добычи угля Распадской угольной компанией на уровне землетрясений малых энергий с общим количеством свыше 10 тысяч. Зафиксированные техногенные землетрясения формируются в группы, увязанные с конкретными горными работами. Глубины гипоцентров в основном ограничены значением в 2-3 км, большинство событий происходят на глубинах порядка 1-2 км [4].

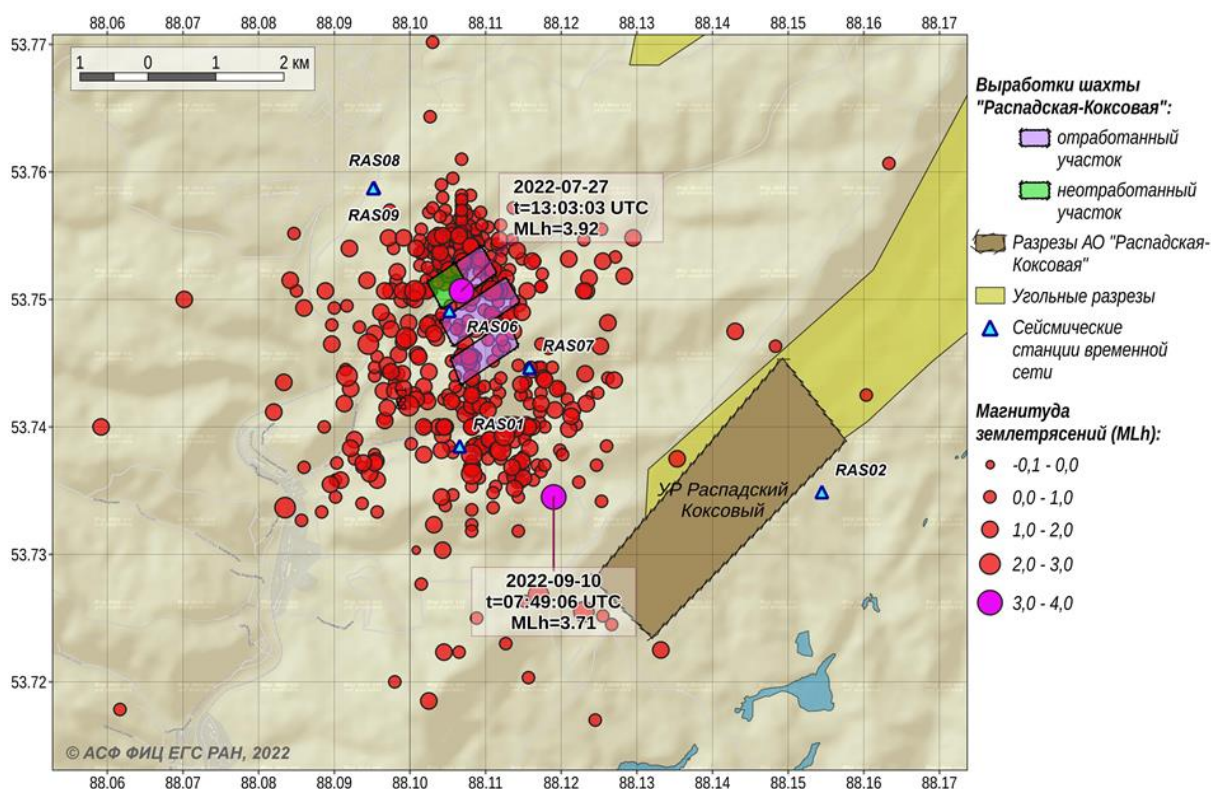


Рис. 1. Эпицентры техногенных землетрясений в районе шахты «Распадская-Коксовая» и одноименного разреза.

Техногенная сейсмическая активность сопровождает и разработку железорудных месторождений в Горной Шории [5, 6, 7, 8]. Энергетический уровень сейсмических активизаций коррелирует с режимом добычи полезных ископаемых. Неуклонный рост темпов разработки месторождений приводит ко все более значимым сейсмическим событиям. В 2024 г. в районе населенных пунктов Шерегеш и Таштагол произошли ощутимые землетрясения с $ML=4.5$ и $ML=4.6$ соответственно. Сейсмические активизации зачастую демонстрируют пульсирующий характер, с периодическим затуханием процесса как по энергетическому уровню, так и по количеству событий, и последующим его возобновлением. К настоящему времени шахта в п. Каз перестала работать, что предопределило снижение уровня активизации и по количеству землетрясений, и по их энергии (рис. 2).

Кроме того, обнаружен эффект частичной синхронизации активизаций в трех разных районах Горной Шории, выражающийся в одновременном усилении сейсмичности в период с 2014 г. по настоящее время (рис. 2). Пространственная приуроченность к районам добычи указывает на техногенный вклад в развитие сейсмичности, а наличие синхронизации в ослаблении и усилении сейсмичности всех трех районов указывает на значимое влияние естественных тектонических напряжений на развитие сейсмичности. В связи с этим необходимо учитывать, что неподалеку от разработок угля и железной руды в Южном Кузбассе и Горной Шории происходили сильные тектонические землетрясения – Новокузнецкие в 1898 и 1903 гг. с магнитудами 5.7 и 6.1 соответственно. Регистрируемые в настоящее время сейсмические

активизации следует относить к триггерному подвиду техногенной сейсмичности, когда антропогенное воздействие позволяет реализоваться естественным тектоническим напряжениям. Для таких случаев введен термин «техногенно-тектоническая сейсмичность» [8], который лучше всего подходит для описания сейсмических процессов в Горной Шории.

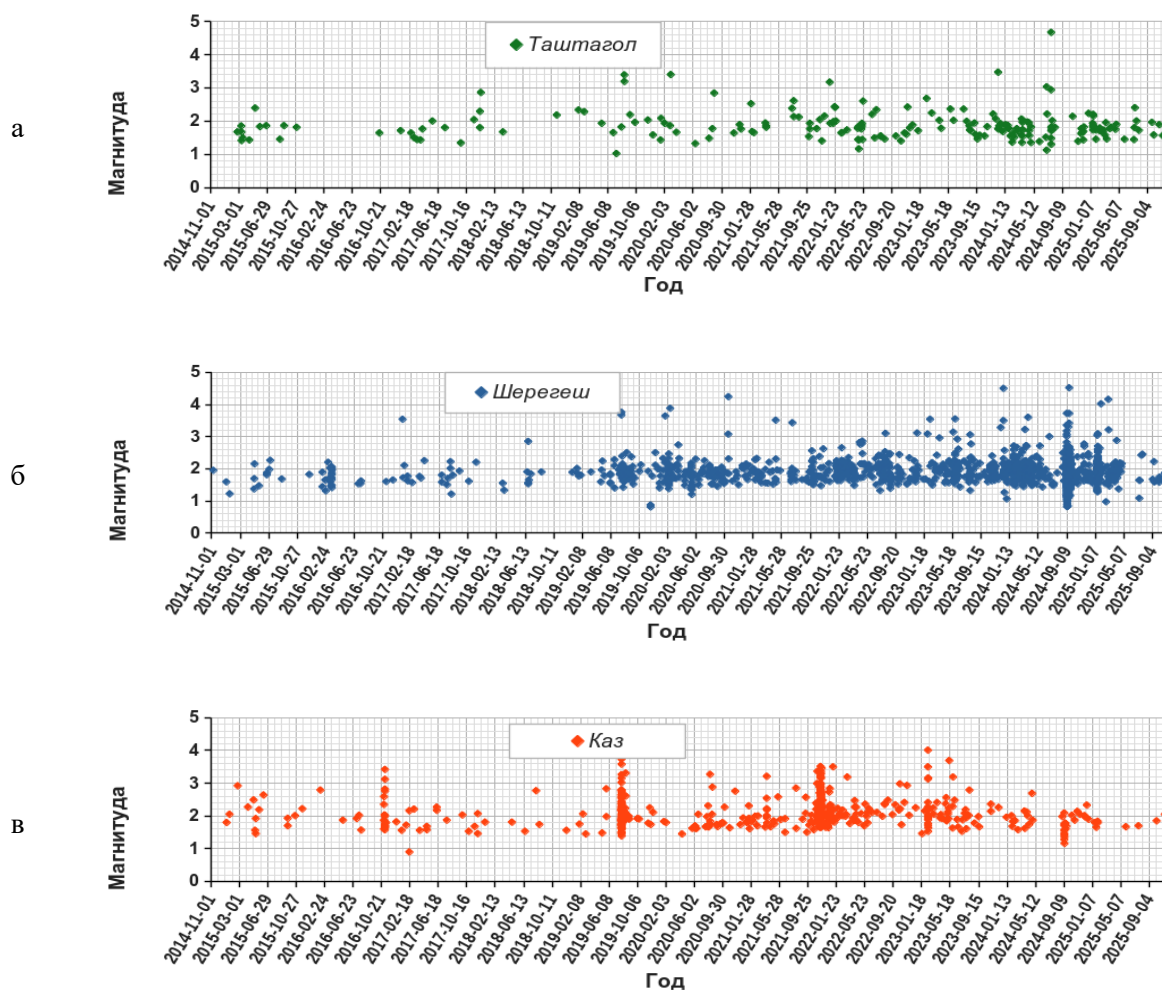


Рис. 2. Развитие природно-техногенного сейсмического процесса при железорудных месторождениях в Горной Шории в 2014–2025 гг. а – п. Таштагол, б – п. Шерегеш, в – п. Каз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В. Экспериментальное исследование наведенной сейсмичности в Кузбассе // Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в области сильного техногенного воздействия / Отв. ред. Н.Н. Мельников. Новосибирск, 2012. Разд. V. С. 426–459.
2. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Одновременное воздействие открытых и подземных горных работ на недра и наведенная сейсмичность // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44, № 4. С. 51–62.
3. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Янкайтис В.В., Ершов Р.А., Полянский П.О. Техногенная сейсмическая активность в районе выработок Распадской угольной компании // Землетрясения России в 2022 году. 2024. С. 139–144.
4. Фатеев А.В., Еманов А.А., Ершов Р.А., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А. Экспериментальные исследования с временными сетями станций наведённой сейсмичности в районе добычи угля Распадской угольной компанией // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тезисы XVIII Международной сейсмологической школы. Обнинск, 2024. С. 87.

5. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г., Куприш О.В. Наведенная сейсмичность в угольных и железорудных районах Кузбасса // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2, № 3. С. 88–96.
6. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Ершов Р.А., Бах А.А., Корабельщиков Д.Г. Мониторинг наведенной сейсмичности в Западной Сибири // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2023. Т. 10, № 2. С. 16–21.
7. Еманов А.А., Еманов А.Ф., Гладышев Е.А., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В. Наведенная сейсмичность в Горной Шории // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2025. № 4. С. 38–45.
8. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М., ИДГ РАН. 2015. 364 с.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ПОСТРОЕНИЕ И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ПЛАСТОВЫХ МОДЕЛЕЙ ВЧР ПО ДАННЫМ ВРЕМЕН ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ ДЛЯ ЗАДАЧ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Г.Ю. Зобнин^{1,2}, П.А. Дергач^{1,2}, А.В. Яблоков^{1,2}, Г.С. Чернышов¹

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

²Новосибирск, Новосибирский государственный университет, g.zobnin@g.nsu.ru

Во многих современных работах, посвященных сейсмической инверсии по временам первых вступлений, основное внимание уделяется получению и интерпретации единственного решения, которое удовлетворяется критерию минимальной невязки между наблюдаемыми и теоретическими временами [4, 5, 11, 12, 17, 18]. Такой подход удобен с точки зрения последующей интерпретации, однако не позволяет охарактеризовать апостериорные распределения параметров модели и степень их неопределённости [7, 10, 15]. В отсутствие вероятностной оценки диапазона допустимых значений возрастает риск неверного представления о разрешающей способности данных и неоднозначностях в итоговой модели, что может приводить к систематическим ошибкам при геологической интерпретации [1, 12].

В работе рассматривается алгоритм 2D пластовой томографической инверсии. Расчет прямой задачи выполняется на основе численного решения уравнения эйконала [8, 9, 14]. Обратная задача решается последовательно и независимо для глубин границ и скоростей между ними с модифицированным представлением траектории лучей в томографических матрицах [2, 5, 13, 17, 18].

При построении сейсмических разрезов в реализованном алгоритме одинаковые значения функционала невязки могут соответствовать целому семейству моделей, поскольку присутствует факторы взаимной компенсации изменения глубин границ и скоростей в слоях [4, 11, 12, 17, 18]. Таким образом, задача оценки диапазона допустимых решений и пространственного распределения неопределенности становится не менее важной задачей, чем получение наилучшей модели [10, 12, 15].

Для количественной оценки неопределённости реализовано два алгоритма:

Монте-Карло марковских цепей (МСМЦ);

Null-space shuttle (NSS).

Метод МСМЦ описывает параметры модели как случайные величины и формирует выборку из апостериорного распределения $p(m|d)$, пропорционального произведению правдоподобия и априорного распределения [6, 7, 15, 16]. Правдоподобие определяется невязкой между наблюдаемыми и теоретическими временами при заданной модели ошибок данных, а априорные ограничения задают допустимую изменчивость глубин и скоростей.

Алгоритм Null-space shuttle основан на анализе null-пространства томографических матриц конечной модели путем их SVD разложения [3, 4]. В NSS формируется случайная комбинация слабых правых сингулярных векторов, которая пересчитывается в поправки к границам (или скоростям) в исходной параметризации. Таким образом, NSS позволяет

исследовать именно те изменения, которые практически неразличимы по невязке вокруг конечной модели последней итерации [4].

Верификация разработанных алгоритмов была выполнена на синтетических и реальных данных. Синтетические данные были рассчитаны путём численного решения уравнения эйконала, а в качестве реальных – времена первых вступлений SH волн, полученные методом МПВ на геофизическом полигоне «Ключи».

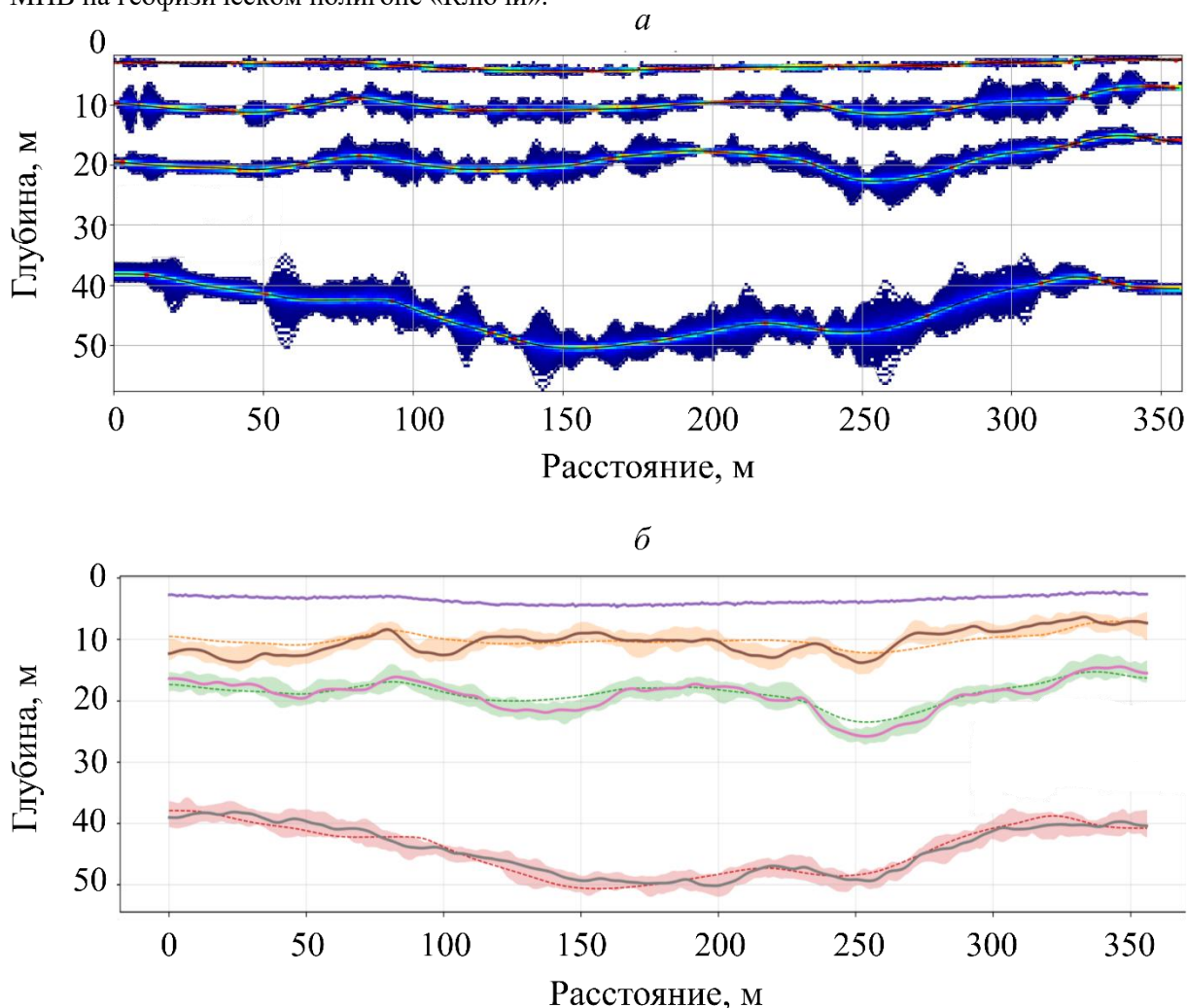


Рис. 1. Результаты оценки точности для положения глубин границ по данным SH-волн пол. Ключи: *а* – результаты алгоритма NSS; *б* – результаты алгоритма МСМЦ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Bodin T., Sambridge M., Rawlinson N., Arroucau P. Transdimensional tomography with unknown data noise // *Geophys. J. Int.*, 2012, Vol. 189, No. 3, p. 1536-1556.
2. Cooke D.A., Schneider W.A. Generalized linear inversion of reflection seismic data // *Geophysics*, 1983, Vol. 48, No. 6, p. 665-676.
3. Deal M.M., Nolet G. Nullspace shuttles // *Geophys. J. Int.*, 1996, Vol. 124, No. 2, p. 372-380.
4. de Wit R.W.L., Trampert J., van der Hilst R.D. Toward quantifying uncertainty in travel time tomography using the null-space shuttle // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2012, Vol. 117, No. B3, p. 1-20.
5. Hampson D., Russell B. First-break interpretation using generalized linear inversion // *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, 1984, Vol. 20, No. 2, p. 40-54.
6. Hastings W.K. Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications // *Biometrika*, 1970, Vol. 57, No. 1, p. 97-109.
7. Mosegaard K., Tarantola A. Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems // *J. Geophys. Res.*, 1995, Vol. 100, No. B7, p. 12431-12447.

8. Nikitin A.A., Serdyukov A.S., Duchkov A.A. Cache-efficient parallel eikonal solver for multicore CPUs // *Comput. Geosci.*, 2018, Vol. 22, No. 3, p. 775-787.
9. Podvin P., Lecomte I. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools // *Geophys. J. Int.*, 1991, Vol. 105, No. 1, p. 271-284.
10. Rawlinson N., Fichtner A., Sambridge M., Young M.K. Seismic Tomography and the Assessment of Uncertainty // *Adv. Geophys.*, 2014, Vol. 55, p. 1-76.
11. Rawlinson N., Houseman G.A., Collins C.D.N. Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for three-dimensional layered crustal structure // *Geophys. J. Int.*, 2001, Vol. 145, No. 2, p. 381-400.
12. Rawlinson N., Pozgay S., Fishwick S. Seismic tomography: A window into deep Earth // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2010, Vol. 178, No. 3-4, p. 101-135.
13. Rawlinson N., Sambridge M. Irregular interface parameterization in 3-D wide-angle seismic traveltime tomography // *Geophys. J. Int.*, 2003, Vol. 155, No. 1, p. 79-92.
14. Rawlinson N., Sambridge M. Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method // *Geophys. J. Int.*, 2004, Vol. 156, No. 3, p. 631-647.
15. Sambridge M. Monte Carlo methods in geophysical inverse problems // *Rev. Geophys.*, 2002, Vol. 40, No. 3, p. 1009.
16. Tarantola A. *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation* // SIAM, 2005, 342 p.
17. Zelt C.A., Barton P.J. Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin // *J. Geophys. Res.*, 1998, Vol. 103, No. B4, p. 7187-7210.
18. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J. Int.*, 1992, Vol. 108, No. 1, p. 16-34.

ПОСТРОЕНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ ВСП С КОНТРОЛЕМ УГЛА ОТРАЖЕНИЯ В СРЕДЕ С АНИЗОТРОПНЫМИ СЛОЯМИ В ПЛОСКОСТИ ИХ СИММЕТРИИ

В.В. Карстен

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, karstenvv@ipgg.sbras.ru*

Наблюдения ВСП характеризуются небольшим числом источников, и при построении изображения околоскважинного пространства в процедуре миграции необходимо, для устранения артефактов, ограничивать её апертуру. В ИНГГ СО РАН разработан алгоритм построения изображения с контролем угла отражения [4]. В этом алгоритме ограничение апертуры, вплоть до отказа от суммирования, производится путём задания допустимых углов наклона отражающих площадок в среде.

При этом для расчёта задаётся горизонтально-слоистая скоростная модель, но в каждом узле расчётной сетки задаётся значение угла наклона отражателя. Соответственно, двухточечная задача решается только для падающего луча, который должен попасть в заданный узел расчётной сетки. Затем производится отражение в этом узле, соответствующее отражению от наклонной границы, и трассировка отражённого луча в горизонтально-слоистой модели до пересечения с линией скважины.

Этот алгоритм можно также применять для обработки данных обменных волн, задавая разные скоростные модели для трассировки нисходящего и восходящего луча.

В случае анизотропии в слоях этой модели, для применения такого алгоритма необходимо, чтобы плоскость построения изображения была плоскостью симметрии анизотропной среды. В полярно анизотропной (трансверсально изотропной) модели с вертикальной осью симметрии бесконечного порядка это возможно в любом азимуте лучевой плоскости [1]. В полярно анизотропной модели с горизонтальной осью симметрии бесконечного порядка это возможно в азимуте оси симметрии и ортогональном ему, при наклонной оси симметрии — в азимуте оси симметрии, а также в плоскостях симметрии орторомбической

модели с вертикальной осью. Во всех этих случаях поляризация двух волн в анизотропной среде останется в этой плоскости симметрии, а поляризация третьей волны будет этой плоскости ортогональна. Лучи же и волновые нормали всех трёх волн будут лежать в этой плоскости симметрии [3].

В горизонтально-слоистой среде существует параметр луча p , сохраняющий своё значение во всех слоях [2]. Если обозначить скорости во всех слоях v_i , а углы падения α_i , то для годографа на поверхности среды $t(x)$ можно записать:

$$p = \frac{dx}{dt} = \frac{\sin \alpha_i}{v_i}$$

Таким образом, этот параметр представляет собой горизонтальную проекцию p_1 вектора медленности, или вектора рефракции. В слоистой анизотропной среде вектора рефракции также подчиняются закону Сенеллиуса и параметр p также сохраняется и выражается через фазовую скорость — зависящую в анизотропной среде от угла падения [3]. Это позволяет строить решение двухточечной задачи в зависимости от параметра p , и проводить трассировку восходящего луча для найденного параметра, как в изотропной среде.

Для определения зависящей от угла падения фазовой скорости в анизотропной среде, заданной своим тензором упругих модуле c и плотностью ρ , проще всего записать уравнение Кристоффеля для векторов рефракции p и поляризации l

$$c_{ijkl} p_j p_k l_l = \rho l_i$$

Лежащий в плоскости симметрии вектор рефракции имеет две компоненты, одна из которых известна, а вторую можно найти из этого уравнения как

$$|c_{ijkl} p_j p_k - \rho \delta_{il}| = 0$$

В результате в общем случае получается алгебраическое уравнение четвёртой степени, которое может быть решено численно или аналитически, но при наличии горизонтальной плоскости симметрии в среде — а это имеет место во всех перечисленных случаях, кроме полярной анизотропии с наклонной осью — это уравнение сводится к биквадратному.

Однако для трассировки луча необходимо перейти от нормали к лучу. Для этого можно из уравнения Кристоффеля определить вектор поляризации l , тогда компоненты вектора лучевой скорости v определяются через второй тензор Кристоффеля

$$v_j = \frac{1}{\rho} c_{ijkl} p_k l_l$$

Поскольку уравнение четвёртой степени для компоненты вектора рефракции имеет четыре решения, необходимо корректно определить, какие из решений соответствуют преломленным квазипродольной и квазипоперечной волнам, а какие — отражённым. Различение квазипродольных и квазипоперечных волн производится по их вектору поляризации, а падающих и отражённых — в зависимости от знака вертикальной компоненты найденной лучевой скорости.

Таким способом можно построить луч для заданного параметра p . На восходящем луче используется определённое при отражении значение параметра. Для падающего луча значение параметра определяется в итерационном процессе с условием попадания луча в заданный узел сетки, и описанная процедура представляет собой решение прямой задачи для этой обратной. В реализованном в ИНГГ СО РАН алгоритме для ускорения решения двухточечной задачи используется модифицированный параметр p' , определяемый в зависимости от максимальной скорости в модели v_{\max} как [4]

$$p' = \frac{p}{\sqrt{1 - p^2 v_{\max}^2}}$$

Это позволяет избежать ситуаций, когда в итерационном процессе параметр принимает недопустимое значение, поскольку модифицированный параметр может принимать любое вещественное значение. В анизотропной модели недопустимое значение параметра p проявляется как отсутствие вещественного решения в уравнении четвёртой степени. Если для анизотропных слоёв известно значение максимальной фазовой скорости в горизонтальном направлении, его можно использовать для расчёта модифицированного параметра. В противном случае можно взять максимальное значение фазовой скорости. Безусловно, для расчётов в

анизотропной среде необходимо обратно перейти от модифицированного параметра к стандартному:

$$p = \frac{p'}{\sqrt{1 + p'^2 v_{\max}^2}}$$

В случае, если узел сетки находится в анизотропном слое, и в этой точке происходит отражение как от наклонной границы, необходимо сделать преобразование координат, направив оси вдоль этой наклонной границы и ортогонально ей, пересчитать вектор рефракции и тензор упругих модулей, и решить задачу определения нормали и луча отражённой волны, как выше описано.

Таким образом, предложенная схема позволяет использовать алгоритм построения изображения околоскважинного пространства для анизотропных слоёв, при совпадении плоскости симметрии среды с лучевой плоскостью. В общем случае параметр луча также имеет постоянное в горизонтально-слоистой среде значение, но вектор лучевой скорости будет иметь ортогональную плоскости волновых нормалей компоненту. Это приведёт к тому, что луч более не будет лежать в одной плоскости, и для решения двухточечной задачи необходимо будет определять два параметра: азимут плоскости волновых нормалей, наряду с горизонтальной проекцией медленности. Это потребует разработки более сложного алгоритма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Thomsen L. Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. // Tulsa OK: SEG, 2002. 253 pp.
2. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. // М:Недра, 1980. 551с.
3. Гольдин С.В. Сейсмические волны в анизотропных средах. // Новосибирск: СО РАН, 2008. 375 с.
4. Карстен В.В., Черноиванов А.И. Построение изображения по данным ВСП путём Кирхгофской миграции с контролем угла отражателя. // Материалы конференции “К эффективности через сотрудничество”, г. Тюмень, 2007.
5. Карстен В.В. Быстрое решение двухточечной задачи для горизонтально-слоистой среды. // Интерэкспо ГЕО-Сибирь 2019: Сборник материалов в 9т. СГУГиТ Новосибирск. Т. 2 № 3 с. 131—134.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ОЧАГОВ МЕГАЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ($M \geq 8.0$) ВДОЛЬ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В.П. Комзалева¹, А.Н. Беседина²

¹ Новосибирск, Новосибирский государственный университет

*² Москва, Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН,
v.komzeleva@g.nsu.ru*

Курило-Камчатская дуга простирается примерно на 2100 км от о. Хоккайдо, Япония, вдоль Курильских островов и тихоокеанского побережья Камчатского полуострова до пересечения с Алеутской дугой в районе Командорских островов и является «в первом приближении однородной протяженной структурой» [1].

Разработанный С.А. Федотовым [2] метод долгосрочного сейсмического прогноза позволяет оперировать понятием цикличности сейсмического процесса и выделить 17-летний эффективный период повторяемости сильнейших землетрясений и его гармоники для Курило-Камчатской дуги. Предложенная концепция дает возможность выделять особые участки наибольшей вероятности возникновения сильнейших землетрясений ($M \geq 7.7$) – сейсмические бреши [1,3]. Понятие сейсмической бреши как участка накопления сейсмической энергии, можно ассоциировать с зонами неровностей («асперити», контактные пятна), буквально «прочные, напряженные» области, в окружении которых происходит частичный сброс напряжений в межсейсмический период [4]. Согласно [5], модель неровностей служит основой для понимания процессов, происходящих в зонах субдукции по всему миру, и помогает объяснить природу крупных землетрясений в этих регионах. В частности, особенное внимание уделяется изучению

формы, размеров, пространственного распределения неровностей в зоне субдукции, а также феноменологическому наблюдению о приуроченности очагов повторных землетрясений к одному и тому же участку разлома [4].

В данной работе были использованы каталоги КФ ФИЦ ЕГС РАН и USGS NIEC за период инструментальных сейсмологических наблюдений с 1990 по 2024 гг. Для каждого землетрясения показана функция источника, полученная из базы данных SCARDEC [6]. Функция источника описывает процесс распространения разрыва в очаге. Как правило, наличие нескольких выраженных экстремумов этой функции связывают со сложной структурой очаговой области, существованием зон «асперити» в области разрыва. Для Курило-Камчатской зоны субдукции характерна простая – однокупольная форма функции источника, исключения составляют землетрясения 2006 и 2020 гг. с выраженными тремя и двумя максимумами соответственно (рис. 1).

Построенная объединенная карта плотности количества фоновых и кластеризованных (связанных) событий использовалась для выделения предполагаемых областей «асперити» на поверхности скольжения, которые представляют собой участки повышенной плотности сейсмических событий. Полученные результаты сопоставлялись с существующими представлениями о структуре зоны субдукции Курило-Камчатской дуги [7-10].

Совместный анализ плотности независимых и связанных землетрясений показал хорошее соответствие между построенной моделью зон «асперити» и независимыми моделями, построенными на основе распределения области афтершоков сильнейших землетрясений. Выделены области, которые могут соответствовать зонам локализации потенциально возможных очагов мегаземлетрясений с магнитудами 8, 8.5 и 9. События таких магнитуд могут произойти при одновременном срыве нескольких контактных пятен на плоскости разлома.

В результате был проведен комплексный анализ фоновой сейсмичности, выделенных афтершоковых последовательностей, а также параметров разрыва сильнейших землетрясений зоны субдукции. Используемый подход позволил выделить пространственно-временные особенности распределения сейсмичности в областях локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги.

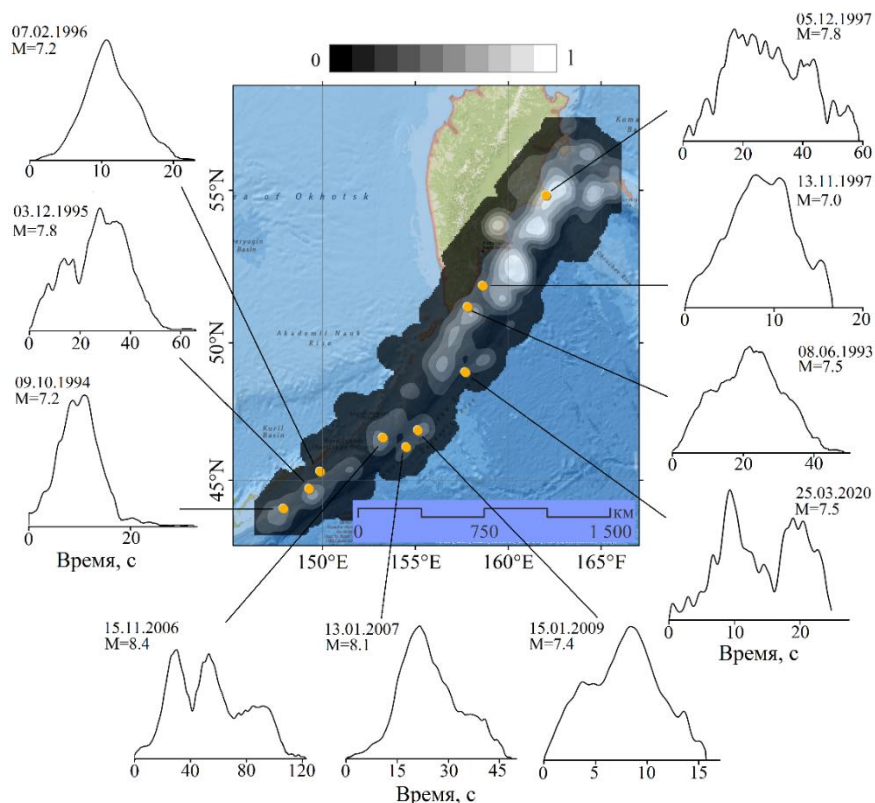


Рис. 1. Объединенная карта плотности количества независимых и связанных событий. Желтыми символами отмечены землетрясений с $M_w \geq 7$ за 1990-2024 гг. Для каждого землетрясения показана функция источника из базы данных SCARDEC [6].

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по проекту № FSUS-2025-0015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010-VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология, 2011, № 2, С. 3–27.
2. Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Известия АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2, С. 8-31.
3. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз (ДССП) для Курило-Камчатской дуги на VI 2019-в 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017-V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП // Вулк. и сейсм, 2019, № 6, С. 6–22.
4. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физ. мезомех, 2020, Т. 23, № 6, С. 9-24.
5. Lay T., Kanamori H., Ruff L. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes // Earthquake Prediction Research, 1982, Vol. 1, p. 3-71
6. Vallée M., Douet V. A new database of Source Time Functions (STFs) extracted from the SCARDEC method // Phys. Earth Planet. Int, 2016, No. 257, p. 149-157.
7. Johnson J.M., Satake K. Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka // Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones, 1999, p. 541-553.
8. Rhea S., Tarr A.C., Hayes G., Villaseñor A., Furlong K.P., Benz H.M. Seismicity of the earth 1900–2007, Kuril-Kamchatka arc and vicinity: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2010. 2010–1083-C, scale 1:5,000,000.
9. Bürgmann R., Kogan M. G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // "J. Geophys. Res. Solid Earth, 2005. Vol. 110, No. B7.
10. Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C. Tracing asperities in Kamchatka area using break of slope in magnitude-frequency distribution // EGU General Assembly Conference Abstracts, 2018, Vol. 20. p. 15860.

ПОДХОДЫ К ПРОСТРАНСТВЕННОЙ РЕГУЛЯРИЗАЦИИ ЗАДАЧИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АМПЛИТУДНОЙ ИНВЕРСИИ

В.Д. Корчуганов

Новосибирск, Новосибирский Государственный Университет, НГУ.

Сейсмическая амплитудная инверсия является плохо обусловленной задачей, поскольку одному и тому же наблюдаемому волновому полю могут соответствовать различные распределения упругих свойств среды [1, 2]. Для стабилизации решения традиционно используется регуляризация обратной задачи, основанная на подходе, предложенном А. Н. Тихоновым [3].

Одним из перспективных направлений развития методов регуляризации в сейсмической инверсии является пространственная регуляризация, предполагающая учёт информации о соседних сейсмических трассах в процессе обращения. Включение пространственных связей между трассами позволяет существенно снизить неоднозначность решения и повысить его устойчивость, особенно в условиях сложного геологического строения [2].

В работе рассматриваются различные подходы к пространственной регуляризации и предлагается новая методика, ориентированная на учёт локальных структурных особенностей сейсмических данных на основе анализа структурных тензоров [4]. Результаты апробации на модельных и реальных данных показывают более точное восстановление разрезов акустического импеданса по сравнению с традиционными методами: снижается ошибка восстановления, при этом сохраняются чёткость границ и геологическая согласованность полученных результатов (рис. 1).

Выполнение работы осуществлялось при поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2026-0052.

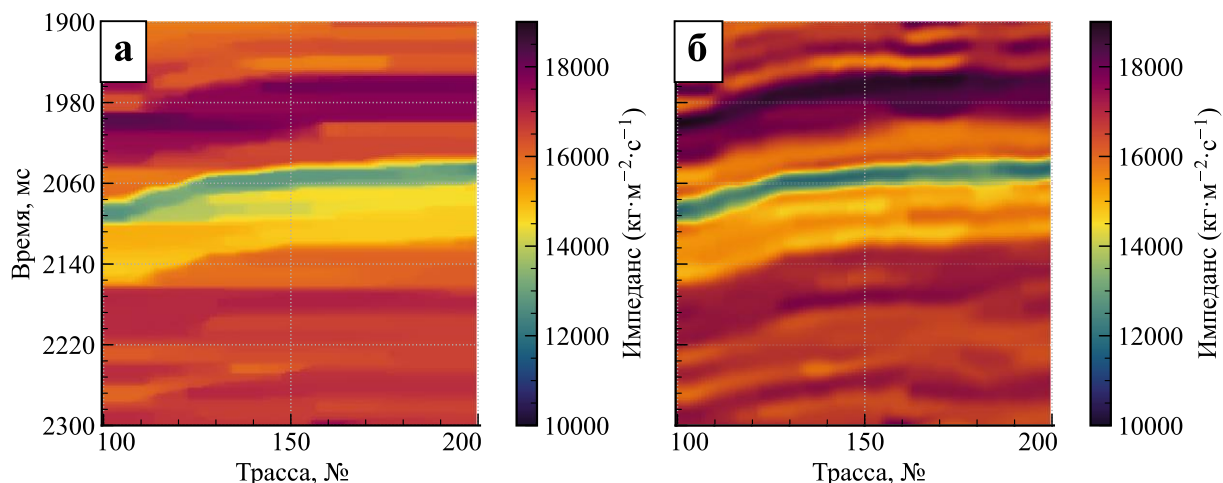


Рис. 1. Результаты акустической инверсии: традиционный подход (а) и структурно-регуляризованный подход (б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Wang Y. Seismic Inversion: Theory and Applications // Wiley-Blackwell, 2016.
2. Oldenburg D.W., Scheuer T., Levy S. Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms // Geophysics, 1983, Vol. 48, No. 10, p. 1318–1337.
3. Тихонов А.Н. О решении некорректно поставленных задач и методе регуляризации // Доклады АН СССР, 1963, т. 151, № 3, с. 501–504.
4. Lefkimmiatis S., Roussos A., Maragos P., Unser M. Structure tensor total variation // SIAM Journal on Imaging Sciences, 2015, Vol. 8, No. 2, p. 1090–1122.

АФТЕРШОКИ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

О.А. Кучай, Е.А. Мельник

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

За последние годы вышел целый ряд статей с глубоким анализом афтершокового процесса сильных землетрясений [1, 3, 4, 6] и теоретическими исследованиями поведения повторных толчков [2, 7]. В настоящее время особый интерес представляет детальное рассмотрение динамики временной и пространственной структуры афтершоковых серий внутриплитных коровых землетрясений ($7.5 \leq M \leq 7.9$) вдоль сформированной плоскости разрыва. Для этого оценивается изменение суммарной величины скалярного сейсмического момента вдоль линейной протяженности очага, определенной по облаку афтершоков. Динамика развития сейсмического процесса рассматривается по значениям суммарных скалярных сейсмических моментов, высвободившихся при развитии афтершоковых процессов с $m_{b(isc)} \geq 4.5$ и разделении на участки в 0.25° вдоль плоскости разрыва. В пределах этих фрагментов рассчитывались суммарные величины скалярных сейсмических моментов и строились подробные графики распределения значений для каждого элемента за сутки, за 10 дней, месяц и год.

Для исследования из каталога (<https://earthquake.usgs.gov>) выбраны девять сильнейших коровых землетрясениях (с $M_w \geq 7.5$ за временной период 1971-2016 гг. на территории Центральной Азии с координатами 20° - 55° с.ш. и 60° - 120° в.д. Афтершоковые серии отобраны на площадках $3^\circ \times 3^\circ$ с эпицентром основного землетрясения в центре с $m_{b(isc)} \geq 4.5$ по данным (<http://www.isc.ac.uk>). Из каталога (www.globalcmt.org) использовались данные о моментной магнитуде (M_w), величине скалярного сейсмического момента сильных землетрясений (M_0), а

также информация о параметрах механизмов очагов землетрясений. В результате выполненных расчетов были построены графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов для каждого фрагмента афтершокового облака. На рисунке 1 приводится пример для землетрясения 25.04.2015 г. ($M_w = 7.8$) с расположением афтершоковой серии и графиками высвобождения кумулятивных скалярных сейсмических моментов.

Землетрясение 25.04.2015 г. ($M_w = 7.8$) произошло в зоне Фронтального разлома Гималаев. Фокальный механизм очага дает субширотное простирание обеих нодальных плоскостей, поэтому трудно определить какая плоскость была рабочей. Максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в восточном секторе, на достаточно большом расстоянии, в 1.1° от эпицентра главного очага, на периферии плоскости разрыва (рис. 1).

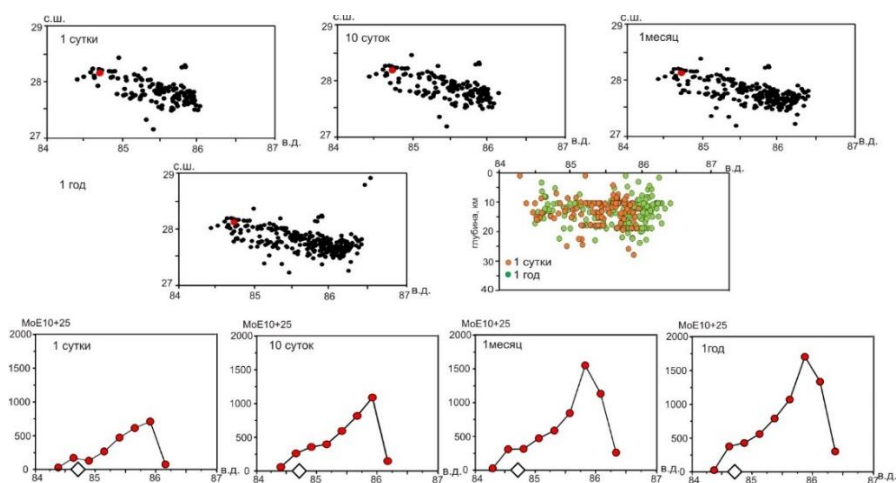


Рис.1. Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 25.04.2015 г. (вверху) и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов (внизу). Красным кружком отмечен эпицентр главного землетрясения, красными точками показаны уровни величин скалярных сейсмических моментов, определенных вдоль плоскости разрыва за сутки, в течении 10 дней, месяца и года. На графиках эпицентр отмечен ромбом на оси абсцисс.

Суммарная величина скалярного сейсмического момента каждой афтершоковой серии по отношению к сейсмическому моменту главного события составляет от 0.56% до 20% (таб. 1). Землетрясения под № 7, 8, 9 (таб. 1) с наибольшими значениями накопленных суммарных скалярных сейсмических моментов повторных событий произошли в зонах наиболее мощных разломов, № 6 на локальном разломе. Необходимо отметить, что величина скалярного сейсмического момента землетрясения 6.11.1988 г. не соответствуют действительности, так как это значение меньше чем накопленные суммарные скалярные сейсмические моменты афтершоков.

Особенности развития афтершоковых серий ($m_b(isc) \geq 4.5$) девяти сильнейших землетрясений показывают, что в первом приближении, сохраняется форма графиков по высвобождению суммарного скалярного сейсмического момент, и лишь со временем увеличиваются их значения. Тем не менее существуют некоторые детали развития афтершоковых серий. В частности, повторные сейсмические толчки ($m_b(isc) \geq 4.5$) главных землетрясений 12.05.2008 г., 6.11.1988 г. и 26.01.2001 г., 14.11.2001 г. 25.04.2015 г. развиваются только в рамках области простирания афтершоков, образованных в первые сутки.

Соответственно, основная перестройка поля напряжений и деформаций среды для этих пяти сильнейших землетрясений осуществляется в пределах этой афтершоковой области. В остальных четырех случаях (землетрясения № 1, 3, 6, 8, табл. 1) спустя сутки процесс деформации активизируется на концах плоскости разрыва, возникают вторичные нарушения. Подобные изменения поля напряжений и деформаций подтверждаются модельными исследованиями [5].

В результате анализа фрагментов афтершоковых серий вдоль линейной протяженности разрыва главных очагов наибольшие всплески активности отмечены вблизи эпицентра главного события или на конце афтершоковой области.

Таблица 1. Каталог сильнейших землетрясений Центральной Азии ($M \geq 7.5$) за 1976-2015 гг. с данными о максимальных магнитудах землетрясений, величинах скалярного сейсмического момента главных событий и накопленных скалярных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей $M_{oi\ af}$ с $mb(isc) \geq 4.5$ и отношения накопленных скалярных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей $M_{oi\ af}$ с $mb(isc) \geq 4.5$ к величинам скалярного сейсмического момента главных землетрясений.

N п/п	дата	время	широта	долгота	M_w USGS	H USGS	$M_{0глав}$	$\sum M_{oi\ af}$ [дин-см]	$\sum M_{oi\ af} / M_{0глав}$
1	27.07.1976	23:17	39.36	117.85	7.5	23	2.77e+27	2.8e+25	1%
2	06.11.1988	13:03	22.87	99.74	7.7	18	3.66e+26	5.0e+26	136%
3	08.11.1997	10:02	35.08	87.41	7.5	33	2.23e+27	1.2e+25	0.53%
4	26.01.2001	3:16	23.38	70.34	7.7	16	3.43e+27	7.9e+25	2.3%
5	14.11.2001	9:45	35.69	93.33	7.8	10	5.9e+27	4.8e+25	0.81%
6	08.10.2005	3:50	34.49	73.7	7.6	26	2.94e+27	5.7e+26	19.38%
7	12.05.2008	6:28	30.99	103.39	7.9	19	8.97e+27	5.7e+26	6.35%
8	24.09.2013	11:29	26.91	65.53	7.7	15	5.59e+27	4.7e+26	8.4%
9	25.04.2015	6:11	28.13	84.72	7.8	8	8.39e+27	1.7e+27	20.26%

Полученные результаты демонстрируют неравномерное снятие напряжений вдоль плоскости разрыва главного события из-за различия в строении среды. Благодаря этому возникают разнообразные деформаций в зоне очага землетрясения, которые сказываются на распределении величин накопительного скалярного сейсмического момента афтершоков, возникающих вдоль плоскости разрыва.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2026-0050 «Сейсмогравитационные неоднородности земной коры Сибири в связи с ее напряженным состоянием, признаками сейсмичности и разработка интерактивных вычислительных технологий построения разномасштабных структурно-скоростных сейсмических моделей».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Tikhotsky S.A., Tatevosyan R.E., Rebetsky Yu.L., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S. The 2023 Kahramanmaraş Earthquakes in Turkey: Seismic Movements along Conjugated Faults // Doklady Earth Sciences, 2023, Vol. 511, P. 703-709.
2. Баранов С.В., Шебалин П.Н. Оценивание области афтершоковой активности по информации об основном толчке // Геофизические исследования, 2018, Т. 19(2), С. 34-56. doi: 10.21455/gr2018.2-2.
3. Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология, 2021, № 1, С. 22–29. doi: 10.31857/S0203030621010065.
4. Лутиков А.И., Донцова С.Н., Родина С.Н. Временные и энергетические параметры афтершокового процесса землетрясений Кавказа и сопредельных территорий // Геофизические исследования, 2017, Т. 18 (1), С. 20-36. doi: 10.21455/gr2017.1-2
5. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов. // Физические процессы в очагах землетрясений, 1980, изд. Наука, Москва, С.187-206.
6. Родкин М.В. Типовая фор- и афтершоковая аномалия — эмпирика, интерпретация // Вулканология и сейсмология, 2020, № 1. С. 64–76.
7. Шебалин П.Н., Баранов С.В. Дзедобоев Б.А. Закон повторяемости количества афтершоков // Доклады РАН, 2018, Т. 481(3), С. 320-323. doi: 10.31857/S086956520001387-8.

ПАССИВНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ НА КАМЧАТКЕ

И.Ю. Кулаков^{1,2}, Н.Н. Беловежец^{1,3}, Я.М. Бережнев^{1,3}, Э.К. Хмарин^{1,4}

^{1.} Москва, Сколковский институт науки и технологий, *ivan.science@gmail.com, nadezhda.belovezhets@skoltech.ru, Yaroslav.Berezhnev@skoltech.ru*

^{2.} Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

^{3.} Новосибирск, Новосибирский государственный университет.

^{4.} Москва, ООО "ЗН Геотерм" (Группа АО "Зарубежнефть"), *Ekhmarin@nestro.ru*

В условиях возрастающего спроса на возобновляемые источники энергии геотермальные ресурсы Камчатки приобретают особое значение. Наиболее перспективным районом является вулканический комплекс Мутновский–Горелый, где уже функционирует Мутновская геотермальная электростанция (ГеоЭС). Для детального изучения глубинного строения и выявления источников тепла в 2023–2024 годах была развернута уникальная сейсмическая сеть, объединившая более 60 временных станций различного типа и четыре постоянные станции Камчатского филиала Геофизической службы РАН. В основе исследования лежали два современных метода пассивной сейсмологии: шумовая томография на поверхностных волнах, выявленных из анализа сейсмического шума, и томография на объемных волнах от локальных землетрясений.

На первом этапе были обработаны данные с локальных профилей в Жировской и Вилючинской долинах. Методом сейсмической интерферометрии были выделены устойчивые поверхностные волны Рэлея и построены двумерные модели распределения скорости поперечных волн до глубин около двух километров. Результаты выявили четкую слоистую структуру верхней части разреза: верхний низкоскоростной слой, интерпретируемый как рыхлые осадки и зона дренажа; подстилающий его высокоскоростной слой, выполняющий роль регионального водоупора; и глубокий низкоскоростной горизонт, который рассматривается как перспективный водоносный коллектор. Синтетическое тестирование подтвердило надежность моделей, хотя и указало на ограничения горизонтального разрешения, определяемого в основном интервалом между станциями.

Главным достижением работы стало построение первой региональной трехмерной модели скорости S-волн для верхней коры в этом районе по данным сейсмической интерферометрии на основании алгоритма поверхностноволновой томографии [1]. На основе более тысячи дисперсионных кривых удалось получить детальную картину до глубин 5–7 км [2]. В модели четко выделяется несколько ключевых аномалий. Под Мутновской ГеоЭС на глубинах 2–5 км обнаружено крупное низкоскоростное тело, которое интерпретируется как активный магматический интрузив, являющийся основным источником тепла для геотермальной системы. Под вулканом Горелый прослеживается обширная низкоскоростная зона, связанная с заполнением послекальдерной депрессии рыхлыми, водонасыщенными отложениями. Центральная часть постройки вулкана Мутновский, напротив, выражена высокоскоростной аномалией, что типично для консолидированных стратовулканов. Важным практическим выводом является выявление структурной связи между Мутновским геотермальным полем и термальными источниками Жировской долины через систему низкоскоростных аномалий. В то же время, Вилючинская долина отделена от этой системы высокоскоростным массивом палеовулканического сооружения, что указывает на ее гидрологическую обособленность.

Для независимого изучения глубинного строения была применена томография на объемных волнах от локальных землетрясений. Использовался каталог из 160 отобранных по критериям качества событий, для которых было вручную определено около 1600 времён вступлений P- и S-волн. Инверсия проводилась с использованием алгоритма пассивной томографии по местным землетрясениям LOTOS с совместным уточнением положения гипоцентров и трёхмерной скоростной структуры [3]. Синтетическое тестирование («шахматная доска») показало, что, несмотря на ограниченное количество данных, метод надёжно восстанавливает крупные аномалии с горизонтальным размером от 3–4 км в центральной, наиболее плотно покрытой станциями части исследуемого района. Вертикальное разрешение модели, как это типично для локальной томографии, оказалось ниже горизонтального. Построенные модели скоростей P- и S-волн в целом подтверждают наличие низкоскоростной аномалии в районе Мутновской ГеоЭС, хотя и с меньшим пространственным разрешением. Эти

данные служат важным независимым подтверждением выводов шумовой томографии и намечают путь для дальнейшего улучшения моделей за счет накопления сейсмического каталога.

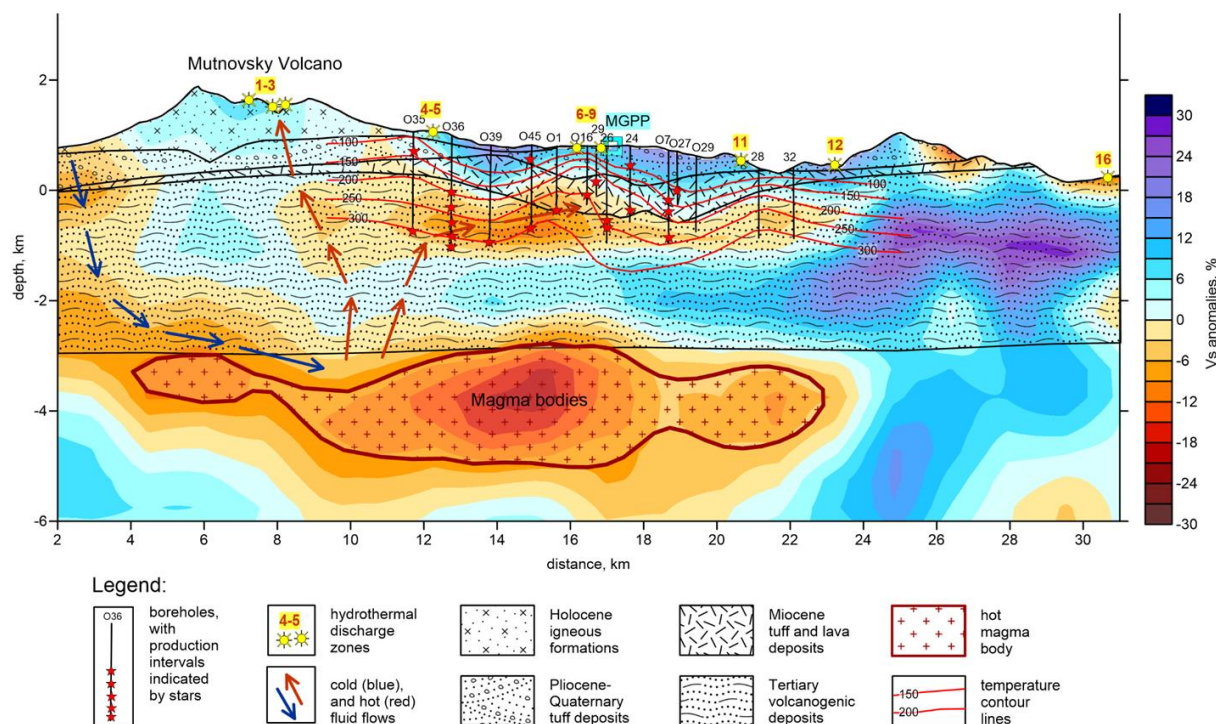


Рисунок 1. Распределение скорости S-волн на вертикальном сечении вкост Мутновского вулкана и геотермального поля в сопоставлении с геологической моделью и проекциями скважин по данным [4]. Звездочками отмечены эксплуатационные интервалы скважин. Распределение температур из работы [4] на основе замеров в скважинах. Положение магматического тела определено по скоростной модели, построенной в данном исследовании. Желтыми символами показаны проявления гидротермальной разгрузки (фумаролы и горячие источники): 1 — Активный кратер Мутновского вулкана; 2, 3 — фумарольные поля Донное и Верхнее; 4, 5 — Северо-Мутновское поле; 6 — Новое поле (с 2003 г.); 7 — Дачные источники; 8 — Радоновые источники; 9 — Медвежьи источники; 11 — Пиратовские горячие источники; 12 — Верхне-Жировские источники; 16 — Вилучинские источники.

Проведенные исследования наглядно продемонстрировали высокую эффективность методов пассивной сейсмической разведки, и в частности шумовой томографии, для изучения глубинного строения и оценки потенциала геотермальных систем в активных вулканических областях. Полученные результаты имеют не только фундаментальное научное значение, раскрывая особенности строения магматических и гидротермальных систем, но и важное практическое применение. Они позволяют обоснованно оценивать ресурсную базу, оптимизировать эксплуатацию существующих месторождений, таких как Мутновское, и выявлять перспективные новые участки. Для дальнейшего повышения детальности исследований рекомендовано увеличение длины сейсмических профилей, совершенствование аппаратуры и продолжение накопления данных о локальной сейсмичности. Полученные результаты формируют прочную основу для долгосрочного комплексного мониторинга вулканической и гидротермальной активности на Камчатке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Koulakov, I. Y., Maksotova, G., Jaxybulatov, K., Kasatkina, E., Shapiro, N. M., Luehr, B., et al. (2016). Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic centers of Central Java modeled from ambient noise tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10), 4195–4211. <https://doi.org/10.1002/2016GC006442>
2. Belovezhets, N., Berezhev, Y., Abramnikov, S., Abkadyrov, I., Dergach, P., Khmarin, E., Chebrov, D., and Koulakov, I. (2025). Crustal sources of geothermal and magmatic activity in the area of

Mutnovsky-Gorely Volcanic Complex (Kamchatka) inferred from ambient noise tomography
Journal of Geophysical Research, Solid Earth DOI: 10.1029/2025JB032025

3. Koulakov I. (2009). LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 1, pp. 194-214, doi: 10.1785/0120080013
4. Kiryukhin, A. V., Polyakov, A. Y., Usacheva, O. O., & Kiryukhin, P. A. (2018). Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high-temperature geothermal field (Kamchatka, Russia). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 356, 36–55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.02.010>

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)

М.В. Лемзиков

*Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
lemzikov@kscnet.ru*

Вулкан Плоский Толбачик с абсолютной высотой 3085 м является действующим. Вместе с потухшим вулканом Острый Толбачик (абс. высота 3682 м) расположены в юго-западной части вулканов Ключевской группы. С юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики примыкает региональная трещинная зона, получившая название «Толбачинский дол» [3].

В течение многих лет региональная трещинная зона, примыкающая с юга к вулканам Плоский и Острый Толбачики и получившая название «Толбачинский дол», находилась в состоянии относительного покоя, хотя слабые вулканические землетрясения в этом районе сейсмологи регистрировали почти постоянно. Трещинно-Толбачинское извержения в региональной трещинной зоне происходили несколько раз. Первое началось 7 мая 1941 года и продолжалось почти неделю. Второе началось 6 июля 1975 года, получившее название Большое Трещинно-Толбачинское извержение и продолжалось 1,5 года. И третье Новое Трещинно-Толбачинское извержение им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (НТТИ-50) началось 27 ноября 2012 года и длилось почти год.

В работе использовались волновые формы сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик, которые относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева, с очагами под ним на глубинах до 20 км. Они выбирались из архива цифровых сейсмограмм за период 2008 -2023 г. Не ниже седьмого энергетического класса $K_{S1,2}^{\phi 68} = 7,0$ [2]. Регистрация сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик выполнена 19-ю радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского Филиала Федерального Исследовательского Центра Единой Геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленными на конусе, вблизи и в окрестностях Северной группы вулканов: Байдарная (BDR), Семкарок (SMK), Сорокина (SRK), Цирк (CIR), Логинов (LGN), Крестовский (KRS), Ключи (KLY), Безымянный (BZM), Безымянный – грива (BZG), Безымянный-запад (BZW), Срединный (SRD), Зеленая (ZLN), Киришева (KIR), Козревск (KOZ), Каменистая (KMN), Тумрок (TUM), Тумрок-источники (TUMD), Кизимен (KZV). (Рис.1).

На всех станциях установлен трехкомпонентный короткопериодный канал для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два горизонтальных (SHE, SHN), и дополнительно еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (EHZ). На станции Тумрок-Источники установлен широкополосный канал горизонтальный (BHZ) и два вертикальных (BHN, BHE).

Имеются разные методы решения и построения механизмов очагов землетрясений. Широко известен комплекс программ под названием FPFIT, FPPL0T и др. [5], разработанный во второй половине XX века по идеям работы [1]. Алгоритмы, инструкции, описание и тексты этих программ доступны для специалистов на различных сайтах (например: <http://www.usgs.gov/>).

Для решения и построения механизмов очагов использован алгоритм программы FPFIT вместе с некоторыми новейшими алгоритмами [5], детализирующими и уточняющими нахождение параметров механизмов очагов землетрясений. Для используемых в работе сильных

вулcano-тектонических землетрясений можно применить только метод, основанный на полярностях знаков первых вступлений P -волн.

В результате получены параметры 15-ти механизмов очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик: а) простирание нодальной плоскости (strike); б) падение нодальной плоскости (dip); в) угол скольжения по нодальной плоскости (rake). (табл 1).

Удачное расположение сейсмических станций на конусе, вблизи и в окрестностях Северной группы вулканов, позволило выполнить решение механизмов очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик. Следует отметить, что не все волновые формы сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик подходят для решения и построения механизмов очагов. На некоторых записях вулcano-тектонических землетрясений волновые формы сейсмических сигналов едва видны на фоне помех. Поэтому использовались только такие записи сильных вулcano-тектонических землетрясений, у которых волновые формы имеют четкие вступления P -волн на фоне помех. Вторую нодальную плоскость, которая получается в результате вычислений, можно также принять за главную нодальную плоскость.

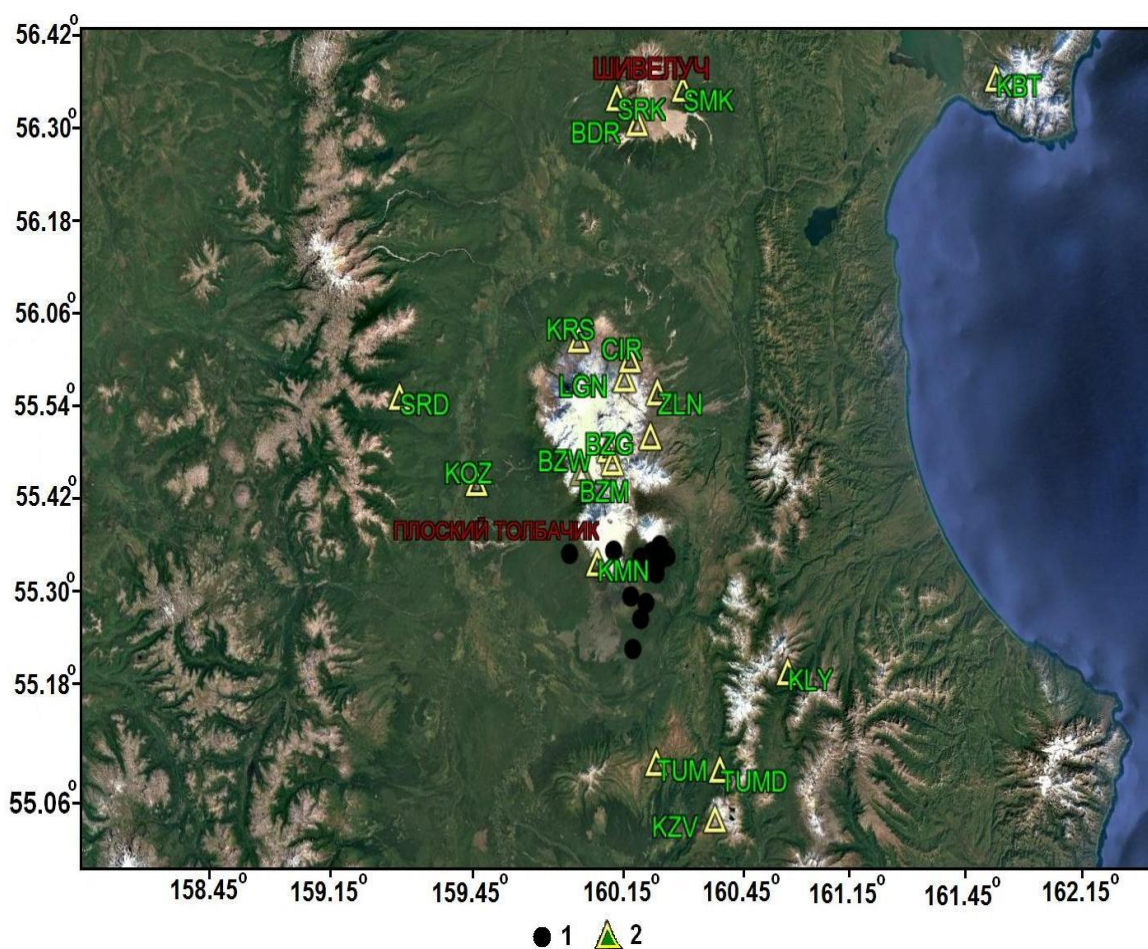


Рис. 1. Карта района исследования. 1 – эпицентры сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик; 2 – радиотелеметрические сейсмические станции.

На примере вулкана Плоский Толбачик опробован метод решения и построения механизмов очагов с использованием поляризации первых вступлений P -волн. Получены параметры механизмов очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик. Механизмы очагов получены в период постэруптивной сейсмичности вулкана Плоский Толбачик.

Таблица 1. Механизмы очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик

№	Дата	Time(UTC)	Координаты очагов			К	Механизмы очагов		
			φ, с.ш.	λ, в.д.	Н, км		STR	DIP	RAKE
1	2008/08/08	06:28:33.13	55.619	160.382	6.3	7.8	225	65	- 138
2	2009/07/17	20:16:49.43	55.594	160.332	23.9	8.4	351	79	179
3	2018/08/18	18:41:36.45	55.685	160.555	2.9	8.8	324	65	155
4	2018/08/19	02:20:44.13	55.693	160.543	3.0	8.3	326	67	169
5	2018/08/26	13:12:04.08	55.712	160.499	15.1	8.2	232	57	- 176
6	2019/04/13	12:12:22.75	55.701	160.453	18.6	7.5	258	57	- 153
7	2020/06/21	02:28:59.80	55.807	160.146	14.6	8.0	198	64	- 165
8	2021/01/31	04:59:26.37	55.672	160.470	9.9	9.3	248	67	180
9	2021/01/31	06:22:21.80	55.665	160.478	3.8	7.9	343	62	- 163
10	2021/05/31	18:52:37.08	55.715	160.543	5.2	8.9	223	58	175
11	2021/06/10	10:24:42.96	55.687	160.514	7.0	10.1	309	62	- 161
12	2022/05/05	22:43:19.17	55.544	160.246	8.9	7.9	312	59	- 164
13	2023/07/16	02:55:28.22	55.690	160.495	12.4	8.6	294	59	- 163
14	2023/07/20	04:28:50.51	55.714	160.442	17.1	9.1	323	60	- 169
15	2023/07/29	13:45:53.86	55.707	160.492	13.8	8.5	343	66	166

Исследование выполнено по теме FWME-2024-0007 Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>) [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Введенская А.В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. // Известия АН СССР Серия геофизическая. 1956. № 3. С. 34 – 47.
2. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатский землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
3. Двигало В.Н., Федотов С.А., Чирков А.М. Вулкан Плоский Толбачик // Действующие вулканы Камчатки. М.:Наука, 1991. № 1. С. 200 – 209.
4. Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., и др., Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. том 21. № 3. С. 66 – 91.
5. Reasenberg P., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1985. № 85 – 739. 109 p.

ОЦЕНКА ДОБРОТНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ТРАСС МЕТОДОМ ПРОНИ И ЕЁ СВЯЗЬ С ЛИТОЛОГИЕЙ ПО ДАННЫМ ГИС

А. А. Лусин^{1,2}, Г.М. Митрофанов¹

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

*²Новосибирск, Научно-образовательный центр «Газпромнефть-НГУ»,
lisinaa@ipgg.sbras.ru*

Добротность среды Q является одним из ключевых параметров, определяющих характер затухания сейсмических волн при их распространении в геологической среде. Она является интегральным параметром, описывающим интенсивность затухания упругих волн при их распространении в геологической среде. Физически добротность отражает соотношение между запасённой и рассеиваемой энергией волнового процесса за один период колебаний. Пространственные вариации Q обусловлены совокупным влиянием литологического состава пород, пористости, трещиноватости, степени цементации и характера флюидонасыщения.

В прикладной сейсморазведке параметр Q традиционно используется ограниченно, в основном из-за сложности его устойчивой оценки. Тем не менее, добротность несёт прямую информацию о свойствах среды и потенциально может служить информативным атрибутом при интерпретации разреза. Поэтому развитие методов его оценивания является актуальной задачей.

Для гармонической волны, распространяющейся в поглощающей среде, амплитуда убывает по экспоненциальному закону, характеризуемому коэффициентом затухания. Добротность Q при этом определяется как отношение круговой частоты колебаний к коэффициенту затухания. Таким образом, чем выше затухания, тем ниже добротность среды.

Снижение Q связано с увеличением внутренних потерь энергии, обусловленных вязкоупругими свойствами пород, рассеянием на неоднородностях, наличием микротрещин и флюидонасыщенных пор.

Целью работы является разработка методики оценки добротности среды непосредственно по сейсмическим трассам на основе параметров затухания, получаемых из модельного разложения сигнала. В отличие от спектральных подходов, реализованных в методе спектральных отношений, предлагаемый метод опирается на физически интерпретируемую модель волнового процесса.

В рамках работы анализируется применимость метода Прони к реальным сейсмическим данным и исследуется связь рассчитанной добротности с характеристиками среды, определяемыми ее литологическими особенностями и фиксируемыми данными ГИС.

В методе Прони сейсмический сигнал аппроксимируется линейной комбинацией затухающих гармонических компонент [1], представляющих собой базис распространяющегося сигнала. Такой базис является естественным для описания волновых процессов в поглощающей среде, где каждая отражённая волна имеет конечную длительность и экспоненциальное затухание. Таким образом, метод Прони обеспечивает возможность прямой оценки параметра добротности среды через получаемые значения затухания отдельных компонент.

Метод Прони применим к анализу отраженных сигналов от сред, содержащих системы рассеивателей. Наличие мелкомасштабных неоднородностей приводит к формированию затухающих колебаний в сейсмическом сигнале, которые могут быть представлены набором экспоненциально затухающих синусоид (рис. 1). Таким образом, алгоритм применим в случаях, когда импульс существенно отличается от дельта-функции, а волновое поле формируется суперпозицией отражённых и рассеянных волн.

В работах [2] и [3] рассмотрены два типа реализации метода Прони: классическая, использующая метод наименьших квадратов (LSM), и алгоритм *matrix pencil* (MP). Показано, что реализация через MP обеспечивает более устойчивое выделение параметров затухающих компонент при наличии шума и интерференции волн.

Сопоставление рассчитанных по сейсмическим трассам значений добротности с данными ГИС выявило устойчивую корреляцию между Q и литологическим составом пород. Плотные и слаборазрушенные породы характеризуются повышенными значениями добротности, тогда как глинистые и трещиноватые разности демонстрируют пониженные значения Q (рис. 2).

Выполнение работы осуществлялось при поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2026-0052.

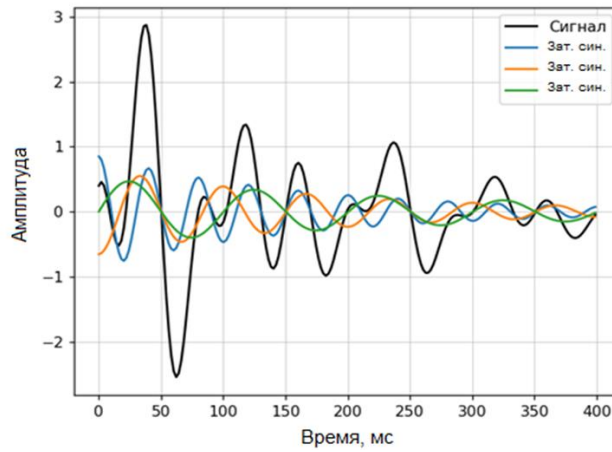


Рисунок 1. Разложение сигнала на три затухающие синусоиды методом Прони.

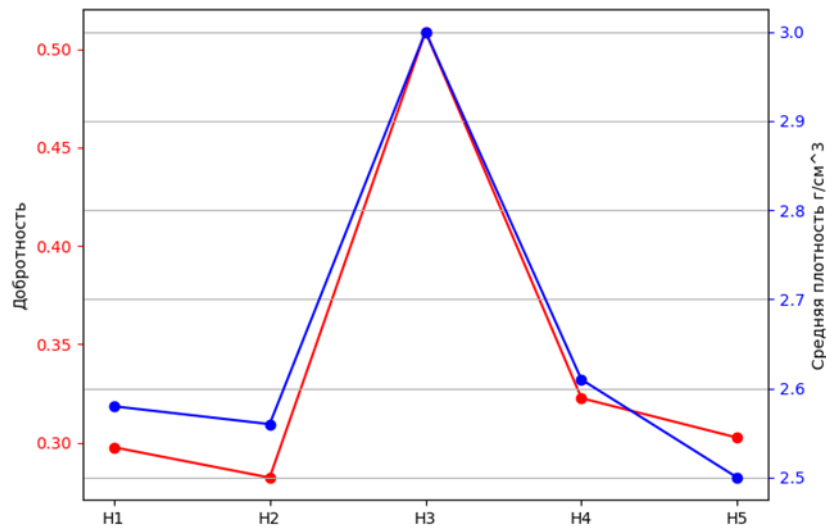


Рисунок 2. Взаимосвязь между добротностью и плотностью пород, определенная на основе сопоставления оценок добротности, полученных по результатам разложения Прони, с величинами средних значений плотностей пород, относящихся к пяти горизонтам, определенным по данным ГИС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения – М.: Мир, 1990. — 584 с.
2. de Oliveira I. B., Mitrofanov G. M., Priimenko V. I., Freires J. C. P. S. Some aspects of the development of the Prony filtering method. Brazilian Journal of Geophysics. 2021. Vol. 39, no. 1. P. 147–158.
3. Лисин А.А., Митрофанов Г.М., Костащук Д.И. Применение разложения Прони при анализе сейсмических сигналов // Геофизические технологии. 2024. № 4. С. 75-88.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРА ГОТОВЯЩЕГОСЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО GPS ДАННЫМ

Л.А. Назарова

Новосибирск, Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН,
larisa.a.nazarova@mail.ru

Введение. Прогноз динамического явления в массиве горных пород, в том числе – землетрясения, должен включать местоположение очага, время и энергию (магнитуду) будущего события [1,2] что невозможно без существования действенных предвестников, которые могут быть зарегистрированы инструментально и/или выявлены в результате обработки и интерпретации длинных рядов наблюдений параметров геофизических процессов. В [3] выделено 17 таких предвестников, первый из них – поверхностные деформации перед землетрясениями, регистрируемые с помощью GPS и InSAR технологий. Многочисленные лабораторные эксперименты [4] и натурные наблюдения [5] поведения геосреды в окрестности нарушений сплошности различного масштабного уровня (от трещин в образцах до межплитных тектонических разломов) выявили, что динамическому срыву разлома предшествует фаза медленного скольжения (подготовка землетрясения), которая и обуславливает вариацию параметров геофизических полей – предвестников. В частности, анализ горизонтальных движений [6] и деформаций [7] дневной поверхности показал их резкое возрастание в эпицентральной области непосредственно перед сильными землетрясениями.

Зоны дилатансии – предвестники? Для анализа отклика геосреды на изменение состояния в очаговых зонах при подготовке землетрясений в [8] предложено использовать функцию дилатансии $T = \tau_{max} - \tau_*$, где τ_{max} – максимальное касательное напряжение, $\tau_* = \sigma_n \operatorname{tg} \varphi + C$ (σ_n – нормальное напряжение на площадке действия τ_{max} , φ – угол внутреннего трения, C – сцепление). Рассмотрим простейшую модель очаговой зоны – сосредоточенную силу F в однородном упругом полупространстве [1] (Рис. 1а). Для расчета полей напряжений воспользуемся суперпозицией решений [9] и [10]. На Рис. 1б показаны области дилатансии $T > 0$ для сбросового геодинимического режима (коэффициент бокового отпора $q = 0.4$) и различной ориентации F : при определенном соотношении прочностных свойств среды, параметров внешнего поля напряжений и очаговой зоны эти области достигают дневной поверхности и могут быть обнаружены методами космической геодезии.

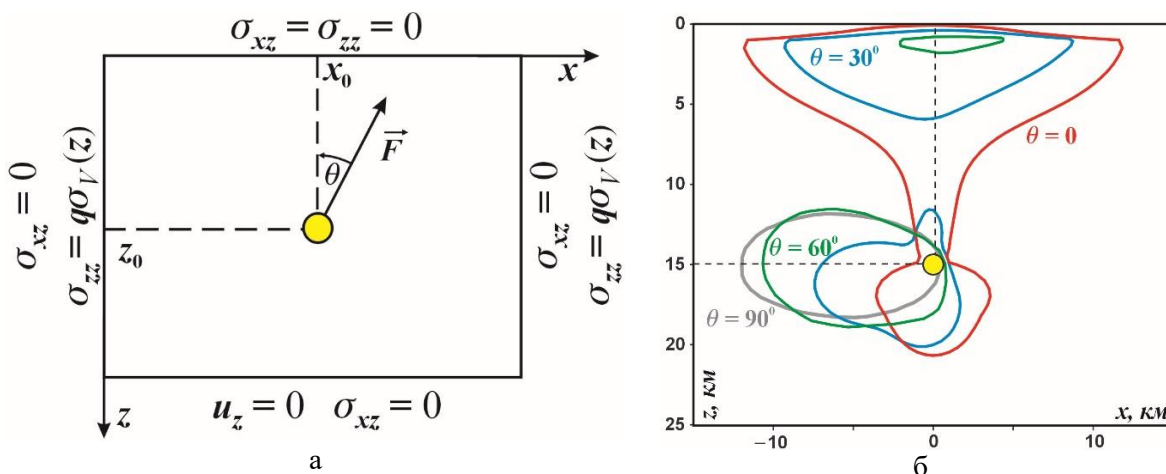


Рис. 1. Постановка задачи и граничные условия (а); зоны дилатансии при $F=10^{13}$ Н/м, $\varphi = 40^\circ$, $C = 30$ МПа и различных углах θ (б).

Синтез параметров эквивалентного источника по деформациям свободной поверхности. GPS и InSAR технологии позволяют получить подробные данные об изменении полей деформаций D_{ij} в окрестности дневной поверхности, которые, в свою очередь, несут информацию о геотектонических процессах в земной коре. Можно ли по D_{ij} получить представление о параметрах этих процессов, в частности, о характеристиках готовящегося землетрясения?

Рассмотрим модельную задачу: в упругом параллелепипеде (рис. 2) расположен тонкий слой J мощностью Δ , имитирующий тектоническое нарушение (α и β – углы простираия и падения). Ось z декартовой системы координат вертикальна, оси x и y параллельны главным горизонтальным напряжениям σ_h и σ_H . Подготовка сейсмического события [11] начинается, как правило, с возникновения на J разломе зоны концентрации напряжений B (рис. 2) (например, вследствие зацепления берегов разлома на локальных неоднородностях). В геосреде происходят изменения полей смещений и деформаций, которые можно зарегистрировать на дневной поверхности методами космогеодезии и использовать в качестве входных данных.

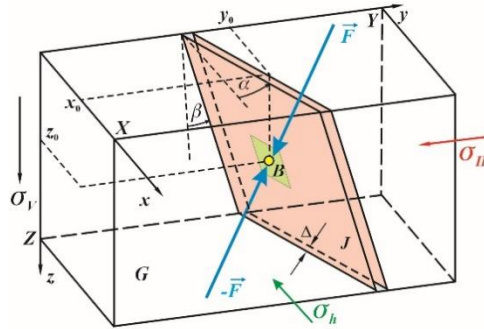


Рис. 2. Область расчета и модель эквивалентного источника

Принцип Сен-Венана гласит, что на расстояниях порядка нескольких диаметров области приложения системы сил поля напряжений и деформаций зависят только от главного вектора и главного момента этой системы, поэтому определить форму и свойства зоны B по зарегистрированным D_{ij} невозможно. В этой связи будем искать эквивалентный точечный источник «двойная сила с моментом» [1], генерирующий на свободной поверхности $z=0$ деформации ε_{ij} , близкие к D_{ij} в известном дискретном множестве точек M . Для этого введем целевую функцию

$$\Psi(\Pi) = \sum_{i,j=x,y} \sum_{(x,y) \in M} \gamma_{ij} [1 - \varepsilon_{ij}(\Pi, x, y) / D_{ij}(x, y)]^2$$

(γ_{ij} – юстировочные коэффициенты; $\Pi = \{F_x, F_y, F_z, x_0, y_0, z_0\}$; $\varepsilon_{ij}(\Pi, x, y)$ – теоретические деформации, рассчитанные при некотором наборе Π аргументов Ψ), минимум которой, доставляющий решение Π^* поставленной задачи, отыскивался модернизированным методом сопряженных градиентов [12].

Входные данные D_{ij} рассчитывались при следующих значениях параметров модели: $\alpha = 0$, $\beta = 15^\circ$, $\sigma_h = 0.35\sigma_V$, $\sigma_H = 0.6\sigma_V$ (сбросовый геодинамический режим), $\Delta = 0.1$ км, B – прямоугольник 2×2 км с центром в точке $(15, 25, 5)$ (в км). Рисунок 3а демонстрирует изолинии D_{xx} на свободной поверхности. Для $\gamma_{xx} = \gamma_{yy} = 0$, $\gamma_{xy} = 1$ минимум Ψ достигается при $F_x^* = 0$, $F_y^* = 0.6 \cdot 10^{13}$ Н/м, $F_z^* = 0.9 \cdot 10^{13}$ Н/м, $x_0^* = 15$ км, $y_0^* = 25$ км и $z_0^* = 5$ км: на Рис. 3б показаны соответствующие изолинии ε_{xx} , рассчитанные при $\Pi = \Pi^*$. Необходимо отметить хорошую количественную сходимость D_{ij} и ε_{ij} , хотя эквивалентный источник синтезирован только по данным о сдвиговых деформациях D_{xy} .

Описанный подход позволяет дать априорную оценку фокальных характеристик предстоящего землетрясения (координаты гипоцентра, компоненты силы) по результатам мониторинга смещений дневной поверхности сейсмоактивных территорий.

Работа выполнена в рамках проекта НИР (№ гос. регистрации 124020700085-5).

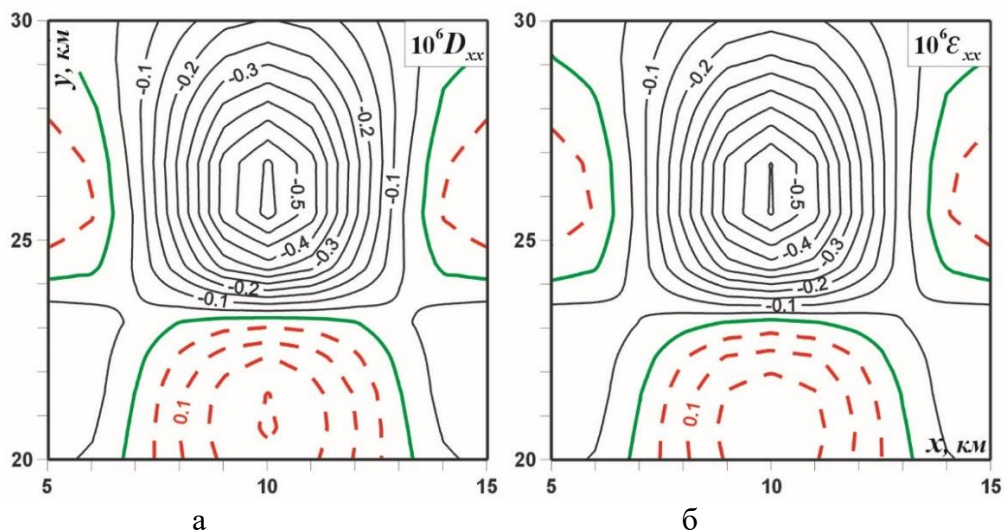


Рис. 3. Изолинии приращений деформаций, вызванных зоной B (черные линии – укорочение, красные – удлинение) (а); деформации от эквивалентного источника (б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Аки К., Ричард М. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах. М.: Мир, 1983. 520 с, 365 с.
2. International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection. Operational earthquake forecasting, state of knowledge and guidelines for utilization // *Annals of Geophysics*, 2011, Vol. 54, No. 4, p. 315-391.
3. Пулинец С.А., Узунов Д.П., Давиденко Д.В. и др. Прогноз землетрясений возможен?! М.: Тривант, 2014. 144 с.
4. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake Prediction: A Physical Basis // *Science*, 1973, Vol. 181, p. 803-810.
5. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016, 424 с.
6. Bletery Q., Nocquet J.M. The precursory phase of large earthquakes // *Science*, 2023, Vol. 381(6655), p. 297-301.
7. Nazarova L.A., Nazarov L.A. Method for determination of impending earthquake focal parameters based on daylight surface displacement data // *Doklady Earth Sciences*, 2009, Vol. 427, No. 2, p. 1001-1005.
8. Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. В кн.: Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982, 217 с.
9. Mindlin R., Cheng D. The unit force in elastic half-space // *Journal of Applied Physics*, 1950, Vol. 21, No. 6, p. 926-930.
10. Назарова Л.А. Использование сеймотектонических данных для оценки полей напряжений и деформаций земной коры. // *ФТПРПИ*, 1999, № 1, с. 28-36.
11. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 219 с.
12. Nazarov L.A., Nazarova L.A., Panov A.V., Karchevskii A.L. Estimation of stresses and deformation properties of rock masses which is based on the solution of an inverse problem from the measurement data of the free surface displacement // *Journal of Applied and Industrial Mathematics*, 2013, Vol. 7, No. 2, p. 234-240.

ФИЛЬТРАЦИЯ ПО ПРОСТРАНСТВЕННОЙ КОГЕРЕНТНОСТИ ГОЛОВНЫХ ВОЛН ПО МАТЕРИАЛАМ МОВ-ОГТ НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ И ПРЕЛОМЛЯЮЩИЕ ГРАНИЦЫ В ВЕРХАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

П.О. Полянский¹, А.Ф. Еманов¹, А.С. Сальников²

¹Новосибирск, Алтае-Саянский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН»

²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, polyansky@gs.nsc.ru

Сейсмические исследования на государственной сети опорных профилей и параметрических скважин [1] выполняются комплексом методов – глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ). Этот комплекс призван дополнять друг друга при изучении разных интервалов глубин в земной коре и верхней части мантии.

Данные, регистрируемые плотной системой МОВ-ОГТ, предназначены только для автоматизированной обработки. Методы цифровой обработки данных отражённых волн широко используются, но в то же время, в мировой практике, обработка преломленных волн существенно отстает по степени автоматизации. Метод динамического пересчета преломленных волн [2] основан на интерференционном суммировании когерентных по пространству сигналов (волн с параллельными нагоняющими годографами), за счет чего осуществляется подавление некогерентных составляющих (остальных видов волн и случайных помех). Вследствие высокой кратности наблюдений (50-100) появляется возможность получать детальную дополнительную информацию о верхней части земной коры (0-3 км) вдоль опорных профилей. Так, например, в створе опорного профиля 3-ДВ общей длиной свыше 2500 км детально изучена верхняя часть земной коры [3], с построением временных и глубинных разрезов зоны сочленения Сибирской платформы и Яно-Колымской складчатой системы [4] по данным Р- и S- волн (рис. 1 а, б).

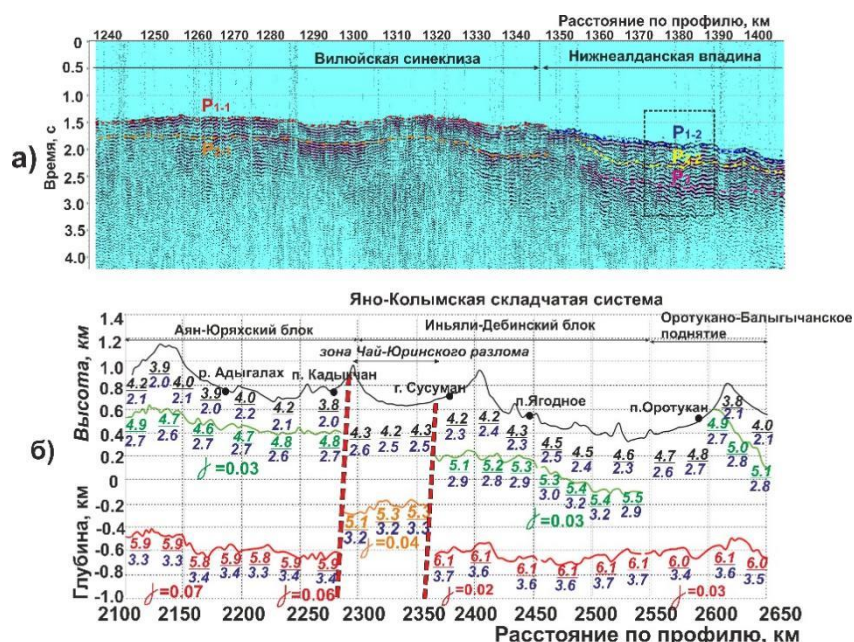


Рис.1. Результаты цифровой обработки преломленных волн на опорном профиле 3-ДВ: а) – фрагмент временного разреза с выделенными осями синфазности разных преломленных волн; б) – скоростной разрез по данным Р- и S- волн.

Интерпретация временных разрезов и переход от них к глубинным зачастую существенно усложняются, когда в результате когерентного суммирования происходит усиление амплитуд поперечных волн в последующих вступлениях, на фоне чего корреляция осей синфазности продольных волн первых вступлений становится затруднительна (например, на интервалах временного разреза 612-632 км и 660-680 км, рис.2). Также нередко возникают обратные ситуации, при которых высокие амплитуды продольных волн не позволяют

проследивать поперечные волны в последующих вступлениях (отрезок временного разреза 632-652 км, рис.2).

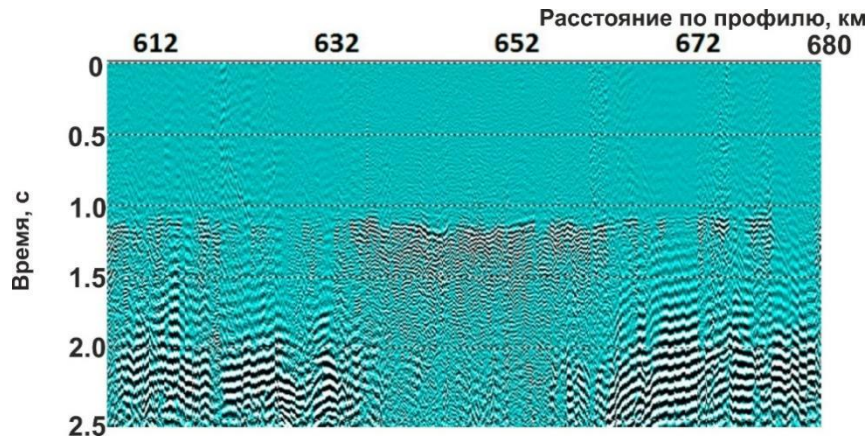


Рис. 2. Фрагмент временного разреза по профилю 1-СБ.

Для устранения этих затруднений и в целом для повышения отношения сигнал/помеха на результирующих временных разрезах и динамических годографах разработан алгоритм, описанный ниже.

Двумерное преобразование Фурье для всех сейсмограмм вдоль профиля.

Определение величин кажущихся скоростей продольных и поперечных волн ($Vk_{(P,S)}$) и их изменений вдоль профиля по двумерным спектрам, отображаемым в плоскости «частота-волновое число».

а) «Скоростная фильтрация сейсмограмм»: для первичных сейсмограмм отсчеты каждой трассы первичной сейсмограммы с номером i умножаются на величины A_i , рассчитываемые следующим образом:

$$\begin{cases} A_i = \exp(-\alpha \cdot (\frac{X_i}{Vk_{(P,S)} + \Delta Vk_{(P,S)}} - t_i)), & t_i < \frac{X_i}{Vk_{(P,S)} + \Delta Vk_{(P,S)}} \\ A_i = 1, & \frac{X_i}{Vk_{(P,S)} + \Delta Vk_{(P,S)}} \leq t_i \leq \frac{X_i}{Vk_{(P,S)} - \Delta Vk_{(P,S)}} \\ A_i = \exp(-\alpha \cdot (t_i - \frac{X_i}{Vk_{(P,S)} - \Delta Vk_{(P,S)}})), & t_i > \frac{X_i}{Vk_{(P,S)} - \Delta Vk_{(P,S)}} \end{cases}$$

α – положительный коэффициент (в нашем случае принят равным 0.05), X_i - абсолютное значение удаления сейсмоприемника и t_i – значение времени, $\Delta Vk_{(P,S)}$ – это величина отклонения кажущейся скорости продольной (P) или поперечной (S) преломленной волны от среднего значения.

б) Процедура 3а) выполняется поочередно для P- и S-волн.

Определение областей прослеживания продольных и поперечных волн вдоль профиля [3] и динамический пересчет трасс сейсмограмм, полученных на этапе 3, во временные разрезы и динамические годографы.

Временной разрез, сформированный из трасс первичных сейсмограмм, показан на рис.3 а. В первых вступлениях можно видеть значительно зашумленные интервалы. Например, на интервалах трасс 6714-6720, 6788-6795, 6805-6810 целевые сигналы не прослеживаются на фоне помех. В результате обработки с использованием алгоритма 1)-4) удалось существенно повысить отношение сигнал/помеха на этих и других трассах и в результате этого выделить на них импульсы продольных преломленных волн (см. рис. 3 б).

Повышение соотношения сигнал/шум - немаловажный момент, позволивший выделить слабые волны, в том числе и поперечные, тем самым извлекая дополнительную информацию о среде. Дополнение метода динамического пересчета разработанными алгоритмами определения областей прослеживания вдоль профиля и разделения полей продольных и поперечных волн позволили создать технологию автоматизированной обработки данных преломленных волн, успешно апробированную не только при региональных исследованиях на опорных профилях, но и при изучении приповерхностной части углесодержащих пластов по материалам инженерной сейсморазведки в Горловском бассейне (Новосибирская область) [5].

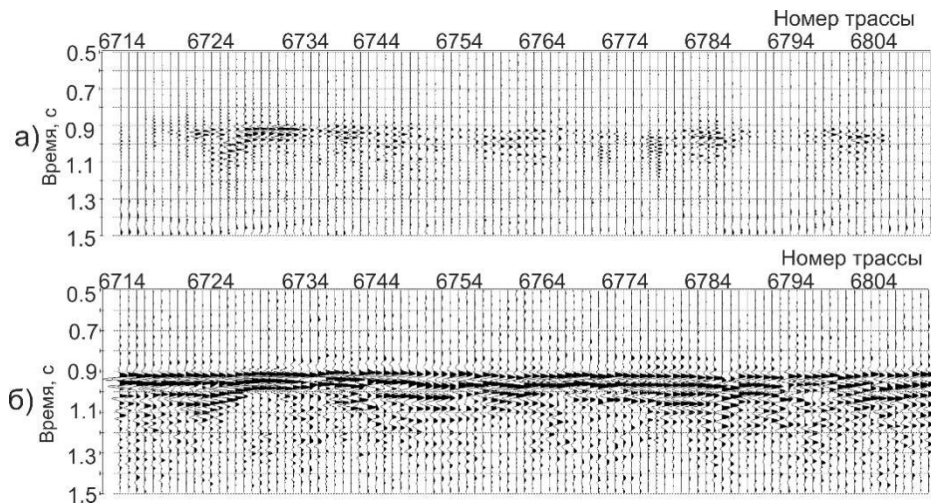


Рис.3. Выделение продольных преломленных волн на профиле 1-СБ. а) Трассы первичных сейсмограмм (а); б) трассы результирующих сейсмограмм после обработки с использованием алгоритма 1)-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырёва (8-13 декабря 2014 г.). -Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. с.282-288.
2. Еманов А. Ф, Селезнев В.С, Коршик Н.А. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49, № 10. - С. 1031-1045.
3. Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Шibaев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Особенности сейсмического строения области сочленения Евразийской и Охотоморской плит на Востоке России (в створе опорного профиля 3–ДВ) // Геология и геофизика. – 2016. – Т.57. – №11. – С. 2044–2058.
4. Polyansky P.O., Emanov A.F., Salmnikov A.S. Construction of a velocity model of earth`s upper crust of the Eurasian-sea of Okhotsk plate conjunction zone along the northeastern segment of the 3-DV profile based on the digital processing results of compressional and shear wave refractions // Seismic Instruments. – 2025. – Vol. 61, №5. pp. 367-379.
5. Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С. Динамическая обработка преломленных волн по материалам ОГТ в Горловском угольном бассейне // Геофизические исследования. – 2025. – Т. 26. - № 1. – С. 39-66.

АСИМПТОТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ В ОБРАТНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ СЕЙСМИКИ

М.И. Протасов

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, protasovmi@ipgg.sbras.ru*

Асимптотические методы работают намного быстрее, чем методы, основанные на конечных разностях или конечных элементах, которые используются в большинстве разработанных алгоритмов решения обратных динамических задача сейсмики [1-3]. Асимптотические решения существуют в акустических и изотропных, анизотропных и вязкоупругих средах, что позволяет учитывать эти сложные особенности геологической среды, при этом вычислительные затраты не увеличиваются. При этом решение, полученное

асимптотическим методом, обладает рядом ограничений по сравнению с более точными численными решениями. Такое представление справедливо отчасти, поскольку упускает массу немаловажных деталей и тонкостей реализации алгоритмов обращения. В данной работе проводится теоретический анализ решений обратных динамических задач сейсмологии с использованием асимптотических методов, а также анализируются численные результаты, полученные с их использованием.

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Алексеев А.С. Некоторые обратные задачи теории распространения волн // Известия АН СССР. Серия геофизическая, 1962, № 11, С. 1514.
2. Pratt R.G. Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1: Theory and verification in a physical scale model // Geophysics, 1999, Vol. 64, p. 888–901.
3. Tarantola A. Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation // Elsevier Science Publ. Co. Inc., 1987.

К СТОЛЕТИЮ ЯЛТИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1927 г: НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ КРЫМА

Ю. Л. Ребецкий, Н.А. Сычева

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, e-mail: reb@ifz.ru

В 1927 году 26 июня и в ночь с 11 на 12 сентября произошли два сильных Ялтинских землетрясения. Июньское землетрясение проявилось на южном берегу Крыма (ЮБК) с силой до 6 баллов, сентябрьское – с силой 7 баллов (местами 8). Эпицентры обоих землетрясений располагались в морской части южного берега Крыма [1].

Базисом наших исследований являлись тектонофизические методы реконструкции (инверсии) тектонических напряжений [2, 3] и сейсмологические данные (рис. 1) о механизмах очагов землетрясений (МОЗ). Напомним, что МОЗ первого землетрясения не известен, но предполагается, что он имел выраженную сдвиговую компоненту [4, 5], а МОЗ второго землетрясения был сброс [6], а не взброс [4, 7].

Инверсия напряжений выполнялась на основе алгоритма катакластического метода (КМ) [2, 3], последняя версия которого реализована в программном комплексе STRESSseism_v.3.0 [8, 9]. Эта версия использует максимальный принцип, опирающийся не только на известную гипотезу Уэллеса [10] о том, что направления смещений на разрывах должны быть близкими к ориентации касательных напряжений на них для искомого тензора напряжений, но также и на требование о таком расположении площадок сколов по отношению к осям главных напряжений, которое способствует минимизации работы сил трения для наблюдаемых смещений на совокупности этих разрывов.

В результате проведенных расчетов, которые выполнялись по сетке с шагом $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ с учетом мощности всего сейсмогенного слоя коры, были получены данные о напряжениях в 57 узлах расчетной сетки (см. рис. 2). Из самих результатов реконструкции напряжений видно, что для самой ранней стадии расчета, приблизительно соответствующей периоду до 2006 г., в каждом из узлов (рис. 2,а) основным геодинамическим типом напряженного состояния является горизонтальное сжатие и его сочетание со сдвигом и с горизонтальным растяжением. Есть также отдельные участки горизонтального растяжения и его сочетания со сдвигом. В акватории ЮБК, там, где расположены основные сейсмогенерирующие разломы, имеет место переход с запада на восток от режима горизонтального сжатия к режиму горизонтального растяжения со сдвигом и в зоне Керченского перешейка к горизонтальному растяжению. Здесь оси напряжений наибольшего сжатия везде достаточно круто погружены на юго-восток. Оси напряжений наименьшего сжатия субмеридиональны или имеют небольшое отклонение на восток. Они имеют пологий наклон на север.

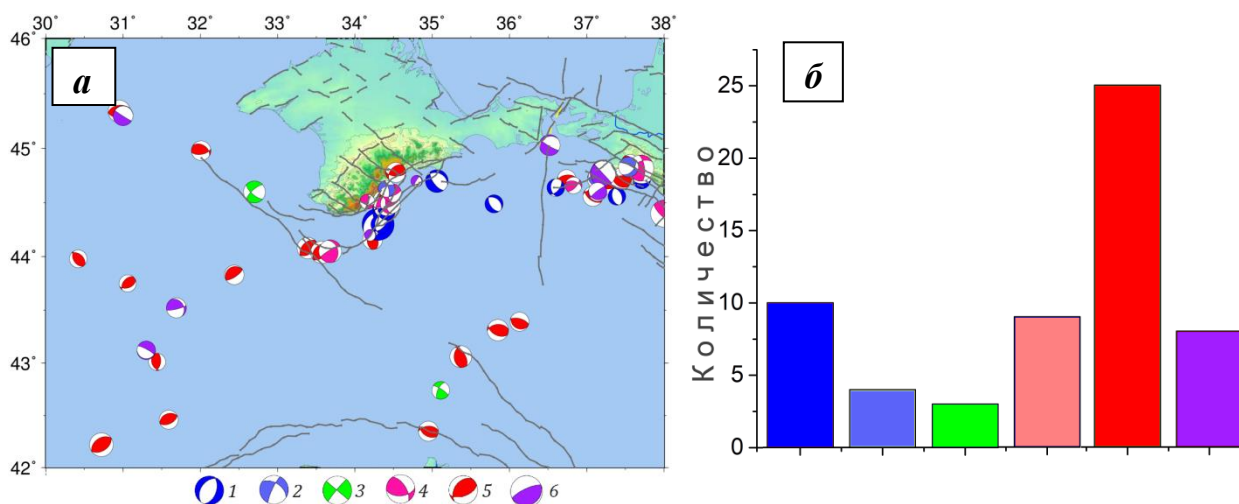


Рис. 1. Эпицентры МОЗ 59 событий для Крыма и его ближайшего окружения (а), а также представительность отдельных типов МОЗ (б). В правом нижнем углу – МОЗ второго Ялтинского землетрясения 11.09.1927 г [6]. 1– сброс; 2 –сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез

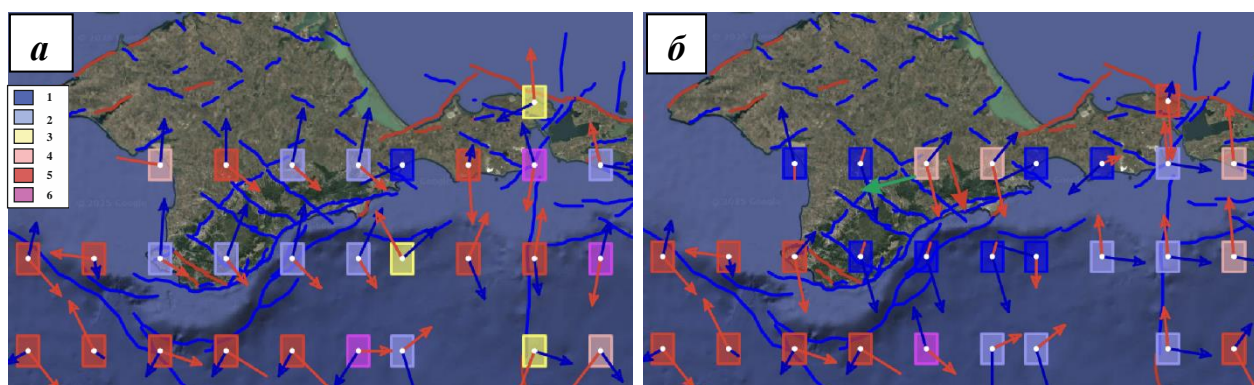


Рис. 2. Геодинамический тип напряженного состояния (1, 2...6) и проекции осей единичной длины двух экстремальных главных напряжений (максимального – красный цвет стрелок и минимального – синий цвет стрелок) сжатия, построенные в направлении их погружения.

Оси главных напряжений (красные стрелки – максимальное сжатие, синие стрелки – минимальное сжатие) показаны в проекциях на горизонтальную плоскость, построенные в узле расчета в направлении погружения. (а) начальное напряженное состояние, (б) конечное напряженное состояние. Разломы построены по базе данных ГИН РАН [11], цвет линий – направление погружения разлома (синий – север, красный – юг, зеленый – запад, желтый – восток). Геодинамические типы напряженного состояния: 1 – горизонтальное растяжение, 2 – транстенсия, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – транспрессия, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг

Для более позднего периода расчета напряжений (рис. 2,б), отвечающего интервалу после 2014 г, в семи узлах ЮБК и акваториальной области сейсмогенных разломов имела место достаточно резкая смена напряженного состояния с переориентацией осей. Здесь в направлении, близнормальном к простиранию сейсмогенных разломов, стало действовать напряжение наименьшего сжатия. Это означает, что напряженное состояние этих разломов становится похожим на то, что предшествовало Ялтинскому землетрясению 1927 года в виде сбросового очага.

Таким образом установлено, что начиная с 2011 г резко возросла сейсмическая активность участка зоны разломов в акватории ЮБК, на которой располагался очаг Ялтинского

землетрясения 1927 г. Здесь стали возникать МОЗ, отвечающие напряженному состоянию горизонтального растяжения с выраженной сбросовой компонентой, которая была основной для сильного землетрясения в сентябре 1927 г. Все это косвенно свидетельствует о повышении опасности повторения в зоне этих разломов сильного землетрясения.

Результаты исследования показывают возможную взаимосвязь движения по разломам северо-западного простирания с сейсмическим режимом разломов в акватории ЮБК, на которых было расположено Ялтинское землетрясение, произошедшее 11 – 12 сентября 1927 г.

В работах [1, 5, 6] было показано, что первое ялтинское землетрясение, произошедшее 26 июня 1927 г., имело вытянутость изосейсм в северо-западном направлении. Если допустить, что это землетрясение было связано с разломом северо-западного простирания, проходящим через г. Ялта, то из этого следует, что именно праводвиговое смещение по нему могло завершить подготовку условий для второго, более сильного землетрясения сентября 1927 г. Характер напряженного состояния, полученного по результатам тектонофизической реконструкции, и его изменение во времени и в пространстве в акваториальной части ЮБК подтверждает эту гипотезу.

В докладе будут представлены результаты тектонофизического районирования активных разломов по уровню кулоновых напряжений, позволяющие выявить область подготовки сильных землетрясений с магнитудами более 7.0.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1974. 51 с.
2. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.
3. Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев. С. 39-54.
4. Никонов А.А. Уточненные решения макросейсмического поля и механизма очагов крымских землетрясений 1927 г. // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 1. С. 50–78.
5. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Аверьянова В.Н., Шебалин Н.В. Об особенностях очаговых зон сильных Крымских землетрясений 26 июня и 11 сентября 1927 года // Инженерно-сейсмические проблемы. 1976. С. 103–115. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 18)
6. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е. Особенности проявления сейсмических процессов в Крыму // Геофизический сборник. 1975. Вып. 67. С. 55–61.
7. Корженков А.М., Ломакин Д.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. О следах сильных позднесредневековых землетрясений в комплексе медресе-мечеть Узбека (г. Старый Крым) // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т.16, № 3. С. 5-28. DOI: 10.21455/GPB2017.3-1
8. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода // Геосистемы переходных зон. 2024. Т.8, №4. С.261–276. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.261-276>.
9. Ребецкий Ю.Л., Добрынина А.А., Саньков В.А. Тектонофизическое районирование активных разломов Байкальской рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, вып. 4. DOI: 10.5800/GT-2024-15-4-0775
10. Wallace R.E. Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting // The Journal of Geology. 1951. V. 59. P. 118–130.
11. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017 Т. 8, №4. С. 711–736. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4>

Об авторах

Ребецкий Юрий Леонидович (<https://orcid.org/0000-0003-3492-2452>), доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией тектонофизики, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, reb@ifz.ru

МАКСИМАЛЬНЫЙ ПРИНЦИП ДИССИПАТИВНОЙ СИСТЕМЫ В ВИДЕ КУСКОВАТО-БЛОЧНОЙ СРЕДЫ С ТРЕНИЕМ НА КОНТАКТАХ РАЗРЫВОВ

Ю.Л. Ребецкий

г. Москва, Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, reb@ifz.ru

Обратная задача тектонофизики состоит в восстановлении тектонических напряжений по разрывным смещениям, данные о которых можно получить геологическими (зеркала скольжения) или сейсмологическими (механизмы очагов землетрясений) методами. Практически все подобные тектонофизические методы базируются на использовании гипотезы Уоллеса [1], которая постулирует стремление смещения одного борта разрыва (например, висячего крыла) относительно другого к минимальному отклонению от ориентации на этом разрыве касательного напряжения, действовавшего до начала активизации данного разрыва. При изучении природных напряжений указанную гипотезу применяют уже не к одному разрыву, а к совокупности таких разрывов. Поэтому она фактически трансформируется в следующее определение: для совокупности сколовых разрывов (без компоненты раскрытия) необходимо подобрать тензор напряжений, который отвечает минимальному различию между направлениями смещений и касательных напряжений для всех разрывов. Совершенно очевидно, что в таком определении в отличие от первичной гипотезы Уоллеса речь идет о тензоре напряжений, усредненном за интервал времени, в течение которого произошла активизация анализируемых разрывов со смещениями. Идея, высказанная Уоллесом, легла в основу построения оптимизационных функций разного вида:

$$F_1 = \sum \frac{s_n^k \tau_n^k}{\|s_n^k\| \|\tau_n^k\|} \rightarrow \max, \quad F_2 = \sum \frac{s_n^k \tau_n^k}{\|s_n^k\|} \rightarrow \max, \quad F_3 = \sum s_n^k \tau_n^k \rightarrow \max, \quad k = 1, \dots, K. \quad (1)$$

Здесь в числителе стоит скалярное произведение векторов смещений s_n^k и векторов касательных напряжений τ_n^k на плоскости k -ого разрыва с нормалью n^k из выборки зеркал скольжения, с параметрами, замеренными в полевых геологических наблюдениях, или механизмов очагов землетрясений (МОЗ), данные о которых получены из сейсмологических наблюдений, а $\|s_n^k\|$ и $\|\tau_n^k\|$ их нормы.

Поиск максимума функции F_1 в выражениях (1) эквивалентен нахождению четырех параметров эллипсоида напряжений (три угла Эйлера для его главных осей и величина коэффициента Лоде – Надаи, определяющего его форму) из условия минимальности суммы углов между этими векторами s_n^k и τ_n^k . Вторая функция F_2 в (1) представляет собой сумму касательных напряжений на площадках скалывания из выборки трещин в направлении смещений s_n^k (σ_{ns}). Т.е. здесь больший вес при суммировании будут иметь сколы, расположенные ближе к площадкам действия максимальных касательных напряжений. Поскольку касательные напряжения на совокупности разрывов отвечают одному и тому же тензору напряжений (усредненный тензор напряжений за период активизации разрывов), то в этом подходе искомыми величинами являются также только параметры эллипсоида напряжений. Третья функция F_3 в (1) может быть использована в тех случаях, когда известны амплитуды подвижек или когда мы можем предложить взаимосвязь амплитуд подвижек с напряженным состоянием. Единственный метод, в котором применяется оптимизационная функция типа F_3 , это катакластический метод [2]. В катакластическом методе вместо F_3 используется функция следующего вида:

$$\bar{F}_3 = \sum \gamma_n^k \tau_n^k \text{ при } \gamma_n^k = \chi \beta \Delta \tau_n^k / G, \quad \beta = \frac{L^k}{W^k} = \text{const}, \quad (2)$$

где γ_n^k – усредненная по характерным размерам разрыва (очага землетрясения) снимаемая упругая деформация сдвига; L^k и W^k – характерные линейные размеры области упругой разгрузки соответственно в плоскости разрыва и в направлении вектора нормали n^k к нему, $\Delta \tau_n^k$ – сброшенные касательные напряжения на k -ом разрыве, χ безразмерный коэффициент, который для разных кинематических типов разрывов (взбросы, сбросы, сдвиги) меняется в диапазоне 1-

3, G – модуль сдвига. При расчет γ_n^k в (2) применялось известное из теории трещин в упругой среде [3] соотношение s_n^k и $\Delta\tau_n^k$

Все три типа экстремальных функций позволяют выбрать такие параметры эллипсоида напряжений, которые в рамках своего алгоритма обеспечивают вдоль направления зарегистрированного смещения на плоскости разрыва (очагов землетрясений) **наибольший уровень касательных напряжений**. Оказывается, что выглядящая вполне логичной гипотеза Уоллеса может привести к большим ошибкам. В наиболее экстремальной форме это проявляется тогда, когда мы имеем данные только об одной группе субпараллельно расположенных сколов с близкой ориентацией смещений, а вторая сопряженная система сколов отсутствует. В результате расчетов будет получено расположение осей главных напряжений, при котором такая группа сколов по ориентации окажется близкой к положению площадок действия максимальных касательных напряжений. Т.е. ошибка в определении ориентации осей главных напряжений может составить 10-15°. Это произойдет из-за повышения веса площадок сколов с большими значениями касательных напряжений. Появление сколов для второй сопряженной системы будет уменьшать отклонение осей главных напряжений от их правильного положения. В случае, когда число трещин в сопряженных системах сопоставимо, такое отклонение осей главных напряжений от истинного их положения не происходит.

Для того чтобы исправить эту проблему, предлагается при реконструкции тектонических напряжений из данных о совокупности сколовых трещин (МОЗ) при построении оптимизационной функции использовать другой, широко распространенный подход, применяемый для описания необратимого деформирования горных пород за счет трещинного – псевдопластического (ductility) течения [4]. Такое течение на макроскопическом уровне объясняется наличием трещин на микроуровне. Здесь при выборе пластического потенциала используется функция текучести типа Кулона – Мора. Будем в качестве оптимизационной функции F_4 использовать энергетические параметры изучаемого диссипативного процесса в виде удельной энергии упругой разгрузки du и удельной работы против сил трения da на совокупности разрывов (МОЗ):

$$F_4 = du + da, \quad \text{при} \quad u = 0.5 \sum \gamma_n^k (\sigma_{ns}^{1k} + \sigma_{ns}^{2k}), \quad da = 0.5 k_s \sum \gamma_n^k (\sigma_{nn}^{1k} + \sigma_{nn}^{2k}) < 0. \quad (3)$$

Здесь σ_{ns}^{mk} и σ_{nn}^{mk} – касательные и нормальные (сжимающие напряжения отрицательные) напряжения на плоскости k -го разрыва до начала его активизации по окончании смещений ($m = 1, 2$); k_s – коэффициент статического трения; Отметим, что в отличие от функции \bar{F}_3 (2), в выражениях (3) учитывается изменение уровня напряжений на разрывах в процессе их активизации. Используя решение задачи линейной теории упругости для одиночной трещины сдвига (термин механики) [3], в котором показано, что нормальные напряжения на плоскости разрыва не изменяются в процессе смещения $\sigma_{nn}^k = \sigma_{nn}^{1k} = \sigma_{nn}^{2k}$, а также полагая $\sigma_{ns}^{2k} \cong -k_s \sigma_{nn}^k$ (кинематическое трение k_k равно статическому трению k_s) из (3) следует:

$$F_4 = 0.5 \sum d\gamma_n^k (\sigma_{ns}^k + k_s \sigma_{nn}^k), \quad \text{при} \quad \sigma_{ns}^k = \sigma_{ns}^{1k}. \quad (4)$$

Если (4) записать для одиночной трещины сдвига в рамках двумерной задачи теории упругости, то достаточно просто показать, что из требования $F_4 \rightarrow \max$ в пространстве трех главных напряжений прямо получим оптимальную ее ориентацию, соответствующую углу скалывания горных пород, т.е. наибольшему значению кулоновых напряжений τ_c :

$$\tau_c = \sigma_{ns} + k_s \sigma_{nn} \leq \tau_f, \quad \text{при} \quad \sigma_{ns} = \sigma_{ns}^1. \quad (5)$$

Новый вид оптимизационной функции фактически вводит дополнительное к гипотезе Уоллеса и условие, при котором расположение плоскостей разрывов, активизирующихся в искомом тензоре напряжений, отвечает меньшей работе сил трения.

Заметим, что F_4 с точностью до удельной энергии, затрачиваемой на образование новой поверхности разрыва, равна удельной энергии сейсмического излучения – сейсмической диссипации ($de = F_4$). Из (4) следует, что для использования требования $de \rightarrow \max$ в качестве оптимизационной функции уже недостаточно варьирования ориентации осей главных напряжений и значений коэффициента Лоде – Надаи, перебор которых в пределах определенной точности является конечным. Необходима оценка и величин напряжений. Такой алгоритм существует в рамках катакластического метода [2]. В нем для каждой возможной ориентации осей главных напряжений и значения коэффициента Лоде – Надаи на диаграмме Мора анализируется расположение напряженных состояний на разрывах и находятся величины касательных σ_{ns}^k и эффективных нормальных σ_{nn}^{*k} (учет флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород) напряжений на разрыве, нормированных на прочность сцепления

τ_f . Эти данные в свою очередь позволяют рассчитать и величину нормированных сброшенных касательных напряжений $\Delta\tau_n^k/\tau_f$ для каждого разрыва (очага землетрясения), участвующего в расчете напряжений. Таким образом, в рамках катакластического метода имеется возможность выполнять нахождения максимума оптимизационной функции следующего вида:

$$F_4 = d\bar{e} = \sum \left(\frac{\Delta\tau_n^k}{\tau_f} \right)^2 \rightarrow \max. \quad (6)$$

Выражения для оптимизационной функции (3) и (5) можно интерпретировать как максимальный принцип стабильности процесса деформирования неравновесной термодинамической системы в виде кусковато-блочной геосреды (хрупко-упругое тело). Из него следует, что стабильность достигается не при минимуме мощности производства термодинамической энтропии (теорема Пригожина [5] для неравновесного состояния диссипативных систем) и не при минимуме потенциальной упругой энергии деформаций (принцип Гамильтона наименьшего действия для консервативных систем), а при **максимуме мощности производства сейсмической энтропии**. Этот вывод является фундаментальным результатом в области Наук о Земле, т.к. большое число развиваемых здесь научных направлений опирается на модели упругой среды с существующими системами трещин и разрывов, смещение по которым сопровождается работой против сил трения (сейсмология, геомеханика, тектофизика, геофизика и др.).

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // J.Geol. 1951. N 59. P. 118–130.
2. Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // Journal of earthquake prediction research. Beijing. China. 1996. V 5, N 4. P. 557–573.
3. Eshelby J.D. The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems // Proc. Roy. Soc. L. 1957. A241. P. 376–396.
4. Stefanov Y.P. Numerical investigation of deformation localization and crack formation in elastic brittle-plastic materials // International Journal of Fracture. 2004. T. 128. № 1. С. 345–352.
5. Prigogine I. Etude thermodynamique des phenomenes irreversibles. Desoer, Liege, 1947. 143P.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЙ ПАРАДИГМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ДЛЯ УСЛОВИЙ СИБИРИ

А.С. Смирнов^{1,2}

¹*Тюмень, Тюменский индустриальный университет,*

²*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, smirnovas@tyuiu.ru*

Изучение флюидодинамики Земли является актуальным направлением современных фундаментальных и прикладных исследований [1], в том числе и в нефтегазовой отрасли. Без флюидодинамической интерпретации разнородной геолого-геофизической информации невозможно эффективное исследование строения и формирования залежей углеводородного, гидроминерального сырья и рудных объектов в сложно построенных породных комплексах. Этот важный вывод основан на базовом положении о блоковом строении литосферы, разработанном в трудах М.А.Садовского, С.В. Гольдина, В.А. Коротеева, С.И. Шермана, К.Ж. Семинского, М.Ю. Поваренных, А.Е. Лукина, С.Н. Чернышова и др. [2, 3, 4, 5, 6, 7, 8].

В соответствии с ним, твердая оболочка Земли представляет иерархию блоков, контактирующих по зонам с пониженной квазивязкостью субстрата. Именно эти зоны и представляют структурную основу флюидодинамической системы в любом природном регионе, отличаясь параметрами в зависимости от условий ее формирования и активизации.

В качестве примеров первого уровня иерархии флюидодинамических систем Западной и Восточной Сибири представлены рифты, как структуры, формирующиеся при растяжении земной коры и, таким образом, являющиеся основными каналами для миграции глубинных

флюидопотоков. Особенно активно этот процесс происходит в зонах сочленения и пересечения рифтов или других крупных тектонических структур, например, Ангаро-Ленской ступени и Предбайкало-Патомского прогиба в Восточной Сибири, где на кайнозойском этапе развития сформировалось Верхнеленское сводовое поднятие [9], в контурах которого располагается крупнейшее Ковыктинское и другие месторождения углеводородного и гидроминерального сырья (УВС и ГМС).

На других уровнях иерархии роль флюидопроницаемых структур выполняют разноранговые разломные зоны, представители которых отчетливо фиксируются на срезах кубов сейсмической информации. На базе сейсмо- и электроразведочных материалах по Ковыктинскому газоконденсатному месторождению апробирован тектонофизический подход, позволивший показать, что структура осадочного чехла, вмещающего продуктивные залежи, является зонно-блоковой [7].

Новые методические подходы, разработанные при обобщении разнородной геолого-геофизической и геопромысловой информации по территории Западной и Восточной Сибири, с совершенствованием методик интерпретации материалов сейсморазведки, гравимагниторазведки и электроразведки с позиции гипотезы глубинного нефтидогенеза, позволяют наращивать МСБ Российской Федерации как на суше, так и на море, а также дать новое толкование многим геологическим процессам, формирующим современные ландшафты (образование гидролакколитов, озер и верховых болот, мерзлоты, газогидратов вне зоны их стабильности и т.п.).

В первую очередь, это картирование флюидодинамических структур (ФДС) [10], отражающих перемещение глубинных флюидов по разрезу осадочного чехла, фиксируемое в волновом сейсмическом, электрическом, гидро- и газохимическом полях, специальная обработка гравимагниторазведочных данных, позволяющая локализовать положение линейных и кольцевых вулканических аппаратов, рассматриваемых в качестве источников глубинных флюидов (на первой стадии развития – магмы, в дальнейшем – глубинных газов и паров, включая углеводороды и воду). Кроме того, разработаны новые методики и усовершенствованы существующие способы обработки и интерпретации сейсморазведочных данных МОВ ОГТ по Западной и Восточной Сибири.

Во-вторых, использование флюидодинамической парадигмы нефтегазоносности позволило уточнить перспективы разновозрастных породных комплексов и районов Западной Сибири [11], в частности:

Установить высокую перспективность в плане нефтегазоносности доюрского комплекса (ДЮК), разработать концепцию «промежуточного приемного резервуара», согласно которой ДЮК является и является вмещателем первичных, палеозойских залежей нефти и газа;

Рассматривать зону АВПД в качестве сложнопостроенного местоскопления углеводородов (УВ), продуктивность которого практически не контролируется структурным планом;

Ограничить перспективы нефтегазоносности абалакско-баженовского комплекса зонами внедрения УВ потоков;

Высоко оценить перспективы газоносности надсеноманского мегакомплекса Западной Сибири, который является зоной разгрузки в осадочный чехол глубинных газовых потоков. Обнаружение газогидратов вне зоны их стабильности позволяет связывать их образование с «дроссельным» эффектом снижения температур вследствие расширения глубинных газов, что и явилось причиной четвертичного оледенения [12].

В-третьих, в Восточной Сибири флюидодинамическая парадигма нефтегазоносности позволила разработать способы [13]:

Локального прогноза рапопроявлений на Ковыктинском газовом месторождении (Иркутская область), с выявлением и картированием сложнопостроенных флюидонасыщенных трещинно-кавернозных зон;

Локального прогноза потенциальных зон смятия обсадных колонн скважин по материалам их геофизических исследований на юге Сибирской платформы;

Выявления высокодебитных рапогазоносных структур с аномально высоким и низким пластовым давлением, опасных в плане газовых выбросов и поглощений бурового раствора;

Выявления и картирования флюидонасыщенных анизотропных каверново-трещинных коллекторов в межсолевых карбонатных пластах осадочного чехла.

Для более полного изучения влияния флюидодинамических процессов на нефтегазоносность и повышения качества геолого-геофизических работ необходимо проведение широкомасштабного газохимического, гидрохимического и петрофизического изучения керна и флюидов, изучения количества и состава связанной воды, состава как УВ, так и

неуглеводородных газов, включая водород, гелий, кислород, углекислый газ и др. Во многих случаях дополнительная геологическая и геохимическая информация позволяет зафиксировать флюидодинамические процессы, оценить их интенсивность и направленность.

Флюидодинамические процессы, зародившиеся в ядре и мантии Земли, характеризуются широкими проявлениями в разных ее сферах, играют определяющую роль в их формировании, строении и развитии, что определяет необходимость их тщательного и разностороннего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Нежданов, А. А. Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных / А. А. Нежданов, А. С. Смирнов. – Тюмень: Тюменский индустриальный университет, 2021. – 286 с. – ISBN 978-5-9961-2761-0.
2. Садовский, М. А. Естественная кусковатость горной породы / М. А. Садовский. - Текст: непосредственный // ДАН СССР. - 1979. - Т. 247. - Вып. 4. - С. 829-831.
3. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. - 100 с.
4. Goldin S.V., 2002. Lithosphere destruction and physical mesomechanics. *Physical Mesomechanics Journal* 5 (5-6), 5-20.
5. Шерман, С. И. Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и её тектонофизические закономерности / С. И. Шерман // Геодинамика и тектонофизика. – 2012. – Т. 3, № 4. – С. 315-344.
6. Семинский, К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект / К. Ж. Семинский; Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук, профессор С.И. Шерман. – Новосибирск: Институт земной коры Сибирского отделения РАН, 2003. – 243 с.
7. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П., Борняков С.А. и др./Анализ разломно-блоковой структуры и напряженного состояния осадочного чехла на газоконденсатных месторождениях: основы тектонофизического подхода// Геодинамика и тектонофизика. – 2023. – Т. 14, № 2. – DOI 10.5800/GT-2023-14-2-0689.
8. Поваренных, М. Ю. Новое макроскопическое свойство горных пород - фрустумация - как проявление квантования-кусковатости горнопородного уровня пространственно-временного континуума / М. Ю. Поваренных, Е. Н. Матвиенко. - Текст: непосредственный // Пространство и Время. - 2015. - № 1-2 (19-20). - С. 327-335.
9. Верхнеленское сводовое поднятие - главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы / А. Г. Вахромеев, А. С. Смирнов, А. М. Мазукабзов [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 3(39). – С. 38-56. – DOI 10.20403/2078-0575-2019-3-38-56.
10. Нежданов А.А., Огибенин В.В., Смирнов А.С., Сподобаев А.А. /Флюидодинамическая интерпретация сейсморазведочных данных МОВ ОГТ для поисков и разведки нефти и газа // Бурение и нефть. – 2023. – № 2. – С. 12-19.
11. Смирнов А.С., Нежданов А.А., Огибенин В.В., Тригуб А.В. /Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Западной Сибири и направления их изучения (флюидодинамический аспект) // Территория Нефтегаз. – 2023. – № 3-4. – С. 14-29.
12. Нежданов А.А., Важенина О.А., Тригуб Е.В. и др. /Перспективы газоносности надсеноманского мегакомплекса Западной Сибири// Геология нефти и газа. – 2025. – № 3. – С. 51-68. – DOI 10.47148/0016-7894-2025-3-51-68.
13. Рапогазопроявления и аномально высокие пластовые давления литиеносных рассолов на юге Сибирской платформы: (флюидогеодинамическая интерпретация геолого-геофизических и геопромысловых данных; прогноз горно-геологических условий, инновационные подходы и решения в бурении и освоении Ковыктинского газоконденсатного месторождения) в двух томах / Ю. А. Агафонов, С. В. Алексеев, Л. П. Алексеева [и др.]. – Иркутск: Иркутский национальный исследовательский технический университет, 2022. – 302с. – ISBN 978-5-8038-1806-9.

ГЕОФЛЮИДОМЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АКТИВИЗАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА КАМЧАТКЕ В ИЮЛЕ 2025 г.

А.В. Соломатин¹, А.В. Кирюхин^{1,}, М.В. Лемзиков¹, Д.Н. Бурнайкин²,
В.П. Петроченко³, Г.Н. Копылова⁴, Г.В. Рябинин⁴, А.Ю.Поляков¹*

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,*

²*АО «Тепло Земли», Петропавловск-Камчатский,*

³*АО «Быстринская горная компания» Петропавловск-Камчатский,*

⁴*Камчатский филиал ФИЦ ЕГС ГС РАН, *AVKiryukhin2@mail.ru*

В данной работе сейсмический процесс в зоне субдукции у восточного побережья Камчатки рассматривается с позиций модели фрикционного равновесия сейсмогенных разломов (Zoback, 2010), с учетом флюидной компоненты (Vjornsson et al., 2001, Киссин, 2009). При этом система разломов, проявляющаяся в виде плоско-ориентированных кластеров гипоцентров землетрясений, включает события класса «сильнейшие землетрясения» (Федотов, 2005). Для выявления дискретной сети таких разломов по данным каталогов сейсмических событий КФ ФИЦ ЕГС РАН и NEIC используется методика выделения плоско-ориентированных кластеров землетрясений на основе программы Frac-Digger (Кирюхин, 2020).

В качестве исходных данных в исследовании использованы две выборки за период 01.01.1980 – 05.08.2025 гг.: из регионального каталога землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН и мирового каталога NEIC USGS. Первая из этих выборок включает 14470 событий с классом не менее 9.5, вторая - 5308 событий с магнитудой M (mb) не менее 4.2. Использование двух каталогов вместо одного объясняется их принципиальными недостатками: возможными систематическими ошибками при определении эпицентров землетрясений на основе близкой к линейной конфигурации региональной сети и существенными ошибками при определении глубин этих событий при их регистрации существенно удаленными сейсмическими станциями мировой сети.

Выявление плоско-ориентированных кластеров землетрясений в указанном выше участке осуществлялось с использованием следующих управляющих параметров программы Frac-Digger: (1) число событий на один выделенный кластер - $N \geq 30$; (2) период времени, определяющий выборки для построения кластеров не ограничен (разрывные структуры в области очага землетрясения формируются, как минимум, на протяжении III стадии сейсмического цикла около 15-20 лет); (3) допустимое отклонение события от плоскости кластера - $\delta Z \leq 5$ км; (4) допустимый максимальный размер выделенного кластера в горизонтальной плоскости $\delta R \leq 100$ км.

Расчеты на основе указанных параметров с использованием регионального каталога землетрясений позволили выделить 121, а на основе каталога NEIC - 68 кластеров сейсмических событий (Кирюхин и Соломатин, 2025). В результате в обоих случаях выявлен разлом, включающий гипоцентр землетрясения M8.8 29.07.2025 г. (Соломатин и Кирюхин, 2025). На рис. 1 изображен разлом ## 114 (угол падения 36° , аз. падения 181°) выявленный по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН.

С другой стороны, механизмы сильнейшего землетрясения M8.8 29.07.2025 г. характеризуется двумя нодальными плоскостями NP1 (аз. простирания 198° , угол падения 18° , сдвиг 51° (взбросо-сдвиг)) и NP2 (аз. простирания 58° , угол падения 76° , сдвиг 101° (взброс)), с областью сжатия показанной на рис. 1.

Землетрясение M8.8 29.07.2025 г. сопровождалось многочисленными геофлюидными аномальными явлениями: значительными ко-сейсмическими понижениями (первые метры) уровней воды в глубоких пьезометрических скважинах, отражающих объемное расширение водовмещающих пород с амплитудами до $n \times 10^{-6}$ на глубинах 300-500 м; снижением расходов скважин или полным прекращением их разгрузки (Вилючинское, Паратунское и Кеткинское низкотемпературные геотермальные месторождения), возникновением нового гейзера-скважины (Кумроч), началом извержений вулканов (Карымский, Крашенинникова, Ключевской) или их активизацией (Мутновский, Камбальный). Указанные явления фиксируют зону растяжения к западу от нодальной плоскости NP1 (рис. 1). Условия горизонтального растяжения в этой области также подтверждаются спутниковыми геодезическими данными GNSS и INSAR (Michailov et al, 2025).

Продолжение плоскости сейсмогенного разлома #114, включающего гипоцентр землетрясения М8.8 на поверхности Земли показано на рис. 1. Предполагается, что сам разлом #114 (имеющий гораздо меньшие размеры, оцениваемая площадь $\approx 7200 \text{ км}^2$) активен в геомеханическом состоянии радиального сжатия, синхронизированным с притоками геофлюидов и условиями гидроразрыва при повышении флюидного давления (Кириухин и Соломатин, 2025).

Исследование выполнено по теме FWME-2024-0007 Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Авторы выражают признательность О.В. Бергаль-Кувикас за обсуждение полученных результатов. Работа выполнена с использованием сейсмологических и гидрогеодинамических данных, полученных на уникальной научной установке ФИЦ ЕГС РАН «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

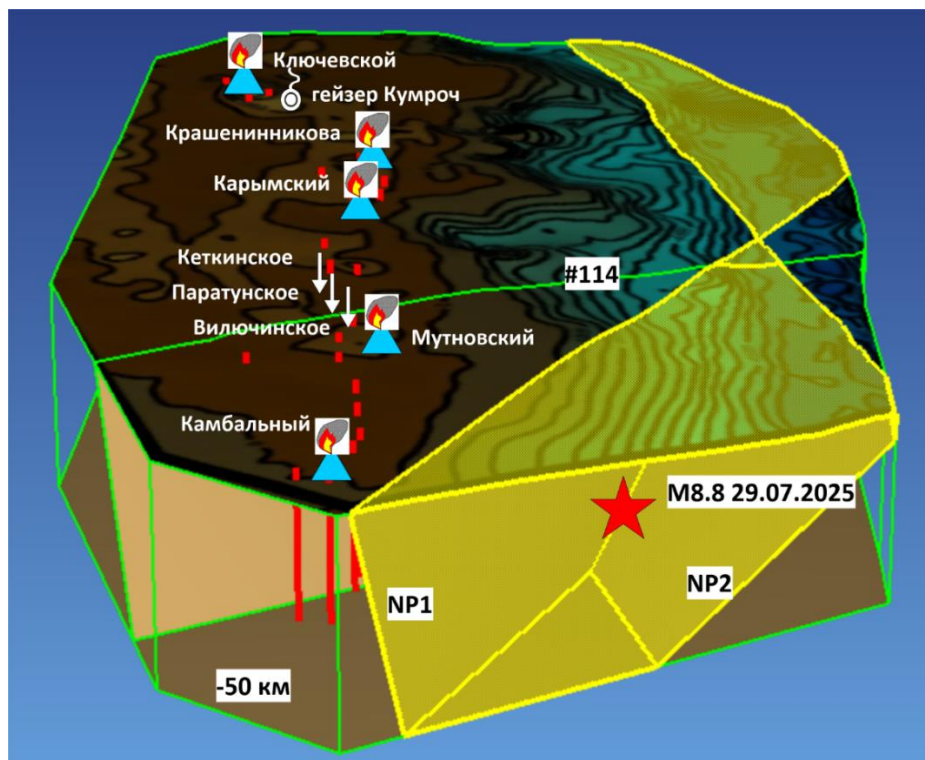


Рис. 1 Геофлюидный отклик Камчатки на сильнейшее землетрясение М8.8 29.07.2025 г. Легенда: Красная звездочка – гипоцентр землетрясения М8.8; NP1 и NP2 – нодальные плоскости (NEIC); синие треугольники с факелами – вулканы, активизировавшиеся после землетрясения; стрелки, обращенные вниз – геотермальные месторождения с наблюдаемыми дискретными снижениями уровня и расхода скважин; «источник» - новообразованный гейзер-скважина (Кумроч); «засвеченный объем» - зона сжатия на шельфе по данным определения фокального механизма землетрясения (NEIC); #114 – след проекции плоскости сейсмогенного разлома, включающего гипоцентр землетрясения М8.8 29.07.2025 г, на Земную поверхность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Кириухин А.В. Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем // Санкт-Петербург: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.
2. Кириухин А.В., Соломатин А.В. Геомеханические условия сейсмической, вулканической и гидротермальной активности // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2025), 1-7 сентября 2025 г. П-К: ИВиС ДВО РАН, 2025б. С. 13-16.
3. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты / Под ред.

- Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 2009 г. 328 стр.
- Mikhailov V. O., Konvisar A. M., Smirnov V. B., Timoshkina E. P., Titkov N. N., Khairtdinov S. A., and Chebrov D. V. The Rupture Surface Model of the July 29, 2025 Mw 8.8 Kamchatka Earthquake Based on Satellite Geodesy and Interferometry Data // *Doklady Earth Sciences*, 2025, Vol. 525:35.
 - Соломатин А.В., Кирюхин А.В. Геомеханическая интерпретация активизации сейсмичности в районе восточного побережья Камчатки в июле 2025 г. // *Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2025)*, 1-7 сентября 2025 г. П-К: ИВиС ДВО РАН, 2025б. С. 46-49.
 - Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
 - Björnsson G., Flovenz O., Saemundsson K. and Einarsson E. PRESSURE CHANGES IN ICELANDIC GEOTHERMAL RESERVOIRS ASSOCIATED WITH TWO LARGE EARTHQUAKES IN JUNE 2000 // *PROCEEDINGS, Twenty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 29-31, 2001 SGP-TR-168*
 - Zoback Mark D. *Reservoir Geomechanics*. Cambridge University Press, 2010. 449 P.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ

Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакеев, А.А. Дучков, С.Н. Понасенко

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

Вопросы об условиях активизации и особенностях развития разломов и трещин в геосреде чрезвычайно представляют интерес в связи с природными тектоническими процессами и добычей полезных ископаемых, обеспечением безопасности. В последние годы большой интерес вызывают проблемы связанные с закачкой флюида при разработке углеводородов, а также с целью утилизации углекислого газа. Здесь важнейшее значение имеет возможность не только прогнозирования, но и выявления областей критического состояния, определение местоположения и ориентации разломов, а также активных трещин разных масштабов. Это осуществляется с помощью сейсмического мониторинга и обработки полученных сигналов.

В докладе с помощью численного моделирования рассмотрены процессы активизации разломов и сопутствующие явления излучения упругих волн в результате изменения порового давления вследствие закачки флюида. Для этого решается связанная задача пороупругопластичности в двумерной постановке. Рассмотрено влияние ориентации разлома и изменения его прочностных свойств в ходе развития необратимой деформации и изменения порового давления.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КВАДРАТИЧНЫХ КООРДИНАТ В ЗАДАЧЕ ЛОКАЛИЗАЦИИ АФТЕРШОКОВ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В.Д. Суворов¹, Ц.А. Тубанов², Н.А. Гилева³,

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

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Иркутск, Россия

Предварительные результаты о качестве полученных данных и характере распределения афтершоков в пространстве первыми были получены в работе [Арефьев и др. 2008]. В одномерной скоростной пятислойной модели верхней коры до глубины 18 км по полученным данным определены главные особенности их пространственного распределения [Радзиминович и др., 2009; Мельникова и др., 2009, 2012]. По механизмам очагов главного толчка и афтершоков реконструировано напряженно-деформированное состояние земной коры в крайней юго-

западной части Южно-Байкальской впадины [Мельникова и др., 2013]. Наиболее обобщенное изучение особенностей генерации тектонических напряжений и деструкции очаговой области Култукского землетрясения 2008 г. и его афтершоков представлено в работе [Мельникова и др., 2014].

Нами представляются результаты определения коррелируемых особенностей распределения годографов первых вступлений в системе квадратичных координат [Гольдин, Суворов, 1977], которые на достаточных эпицентральных расстояниях аппроксимируются годографом прямолинейной формы в виде $y^2=(vt)^2+h^2$. При не слишком большой длине такие годографы представляются наклонной прямой линией в квадратичных координатах (y^2 , t^2) с параметрами в зависимости от эффективной скорости v^2 и глубины h^2 в виде свободной константы. Заметим, что годографы большой длины можно аппроксимировать трехчленным уравнением в зависимости от изменения скорости в слое с глубиной [Гольдин, Суворов, 1977].

Непосредственный анализ качества аппроксимации отклонений квадратичных годографов от прямой линии в присутствии латеральных неоднородностей затрудняется их существенно повышенной величиной квадратичного масштаба их длины в сравнении с квадратом времен пробега. Присутствие неоднородностей и их влияние на значения эффективной скорости и глубины можно обнаружить в редуцированном масштабе эпицентральных расстояний относительно одномерной априорной модели в пониженных оценках параметра достоверности уравнений аппроксимации R^2 в сравнении с единицей. Исключение из рассмотрения значений, понижающих достоверность аппроксимации годографов изменяет величину эффективной скорости и глубину афтершоков.

Например, для события в верхней части разреза, зарегистрированного 7 станциями, на интервале квадратов расстояний $y^2=7-700$ км² и времен $t^2=4-20$ с² с уравнением корреляции $y^2=38.97t^2-93.45$ при $R^2=0.99$ (эффективная скорость 6.29 км/с, глубина 9.67 км). Применяя одномерную априорную модель коры по данным ГСЗ в виде $y^2=37.06t^2+64$ (скорость 6.09 км/с, глубина 8 км) получаем остаточное уравнение $y^2=1.91t^2-29.45$ при максимальном $R^2=0.97$ без трех станций с аномалиями квадратов расстояний до 15 - 65 км². Исключение их из расчетов приводит к корреляции $y^2=34.74t^2-64.17$ и $R^2=1$ при понижении эффективной скорости до 5,89 км/с и глубины до 8.01 км. Результат свидетельствует о присутствии в сейсмоактивной части коры значительных горизонтальных неоднородностей. Следует заметить также, что исключение аномальных данных из обработки уменьшает их общий объем до 70%.

По исправленным таким способом годографам для зарегистрированных станциями афтершоков получаем, как обычно, в различных направлениях неупорядоченные значения глубины при заданных одномерных изменениях скорости с глубиной. Внести в такой результат трехмерные изменения в оценке значений этих параметров можно новым группированием зарегистрированных станций событий с построением упорядоченных годографов с измененными глубиной и скоростью. В качестве примера на Рис.1 (слева) представлены результаты такого районирования по квадратам времен пробега и гипоцентральных расстояниям 61 события (забраковано 35) зарегистрированных станций *ban* (Рис. 1, слева). Как видно, в наборе данных выделено шесть упорядоченных по глубине годографов с переменной скоростью для выбранных афтершоков с коэффициентом достоверности $R^2=0,98-1,0$. Обнаружено по 13-14 афтершоков в трех годографах (номера 1-3) произошедших на глубине 4,0-9,6 км со скоростью 5,0-5,2 км/с, в двух группах (4, 5) в количестве 7-8 землетрясений на глубине 9,6-11,5 км с скоростью 5,2-5,46 км/с и в последней группе (6) из четырех очагов со скоростью 5,3 км/с на глубине 11,64 км.

Фактически обнаруживаются признаки слоистости, связанные с наклонными сейсмоактивными границами, характеризующимися различиями параметров в зависимости от пространственного расположения станций. Пример этого иллюстрируется на правом рисунке Рис. 1, где представлены пространственные вариации глубины подошвы первого слоя и скорости в покрывающей толще по данным трех станций. Ситуация неожиданная, поскольку глубина подошвы первого слоя изменяется от 4,4 до 9,4 км при значениях скорости 5,0, 6,0, 6,4 км/с в разных направлениях. Пространственные вариации по данным станции *ban* представлены упорядоченными группами минимальной глубины 4,4 км локализующиеся в направлении на станцию *bsh* и вдоль юго-западного берега озера Байкал. По данным станции *tal* с максимальной скоростью 6.4 км/с сгущение очагов наблюдается в центральной области на максимальной глубине 9,4 км в направлении от эпицентра главного очага Култук к станции *ban*.

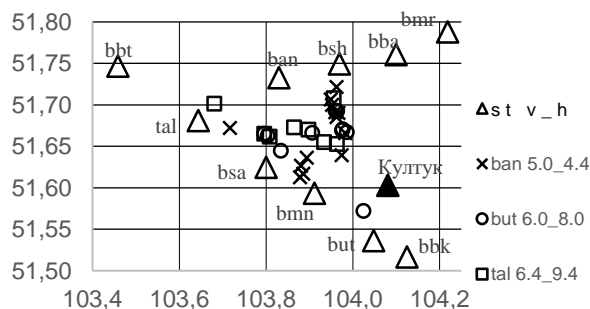
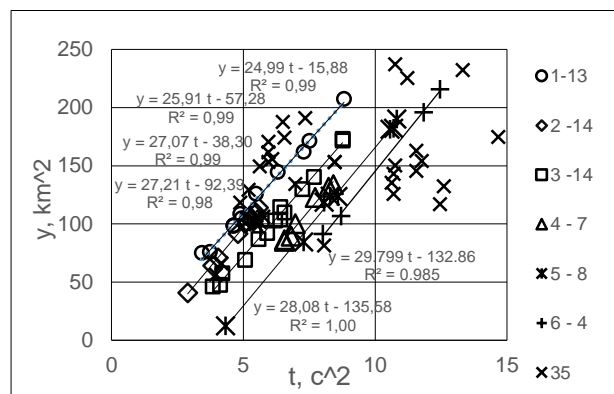


Рис. 1. Уравнения годографов в квадратичных координатах от 61 афтершоков (36 исключены) последовательно локализованных на подошвах шести слоев верхней коры, зарегистрированных станцией ban (слева) и карта распределения и изменений скорости и глубины афтершоков, маркирующих подошву первого слоя в направлениях от станций ban, but, tal (справа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. 2008. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г.// Вопросы инженерной сейсмологии. Т. 35. № 4. с. 5–15.
2. Гольдин С.В., Суворов В.Д. 1977. Методы квадратичных координат в задаче интерпретации годографов отраженных волн// Геология и Геофизика. № 9, с. 114-125.
3. Mel'nikova V.I., Gilyova N.A., Masal'skii O.K., Radziminovich Ya.B., Radziminovich. 2009. On Generation Conditions of Strong Earthquakes in Southern Baikal// Doklady Akademii Nauk. Vol. 429, No. 3, pp. 393–397.
4. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Быкова В.В., Масальский О.К. 2012. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: Пространственно-временной анализ сейсмической активизации// Физика Земли, № 7–8, с. 42–62.
5. Мельникова В. И., Гилева Н. А., Арефьев С. С., Быкова В. В., Середкина А. И. 2013. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках //Физика Земли// № 4, с. 1–15.
6. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Середкина А.И. 2014. Култукское землетрясение 27 августа 2008 г. с магнитудой $M_w = 6.3$, $I_0 = 8-9$ (Южный Байкал) //Землетрясения в Северной Евразии. 2008 г. – Обнинск: ГС РАН, с. 386-407.
7. Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. 2009. Эффекты Култукского землетрясения 27 августа 2008 года с $M_w = 6.3$ в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования// Вопросы инженерной сейсмологии// Том: 36 № 1, С 56-71.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

А.А. Татаурова, Ю.П. Стефанов

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, TataurovaAA@ipgg.sbras.ru*

Деформационные структуры являются неотъемлемой частью земной коры. Их развитие и закономерности распределения важны для решения задач, связанных с поиском и разработкой месторождений, а также для понимания особенностей развития земной коры. В работе рассмотрено влияние неоднородностей на локализацию пластических деформаций. Задача решалась с применением численного моделирования.

Для описания поведения горных пород под нагрузкой использовалась упругопластическая модель. Для численного расчета применялась явная конечно-разностная схема.

Геометрия модели на начальном этапе представляла горизонтально слоистую среду. Границы слоев и дневная поверхности изначально задавались плоскими. В ряде случаев учитывались включения в виде блоков, которые отличались по механическим свойствам.

Нагружение модели проводилось в два этапа. Сначала под действием сил гравитации, а затем за счет горизонтального сжатия. При этом в основании модели учитывалось базальное трение. В процессе нагружения развивается необратимая деформация, формируются полосы локализованного сдвига и изменяется положение межслоевых границ, а также рельефа дневной поверхности (рис. 1а)

Анализ распределения интенсивности сдвиговой пластической деформации (рис. 1б), позволил проследить зоны развития полос локализованного сдвига в среде. Было установлено, что локальные модельные неоднородности являются концентраторами напряжений, контролирующими в обстановке горизонтального сжатия формирование и распределение полос локализованного сдвига.

К контролирующим наведенным неоднородностям можно отнести: локальные скачки базального трения, особенно в зонах его повышения; слои с контрастными наклонными и горизонтально прослеживаемыми аномалиями механических свойств; распределение полос локализованного сдвига в разрезе находят свое отражение в изменениях рельефа дневной поверхности, аномалиях сдвиговых деформаций на подошве второго слоя и в мощности слоев.

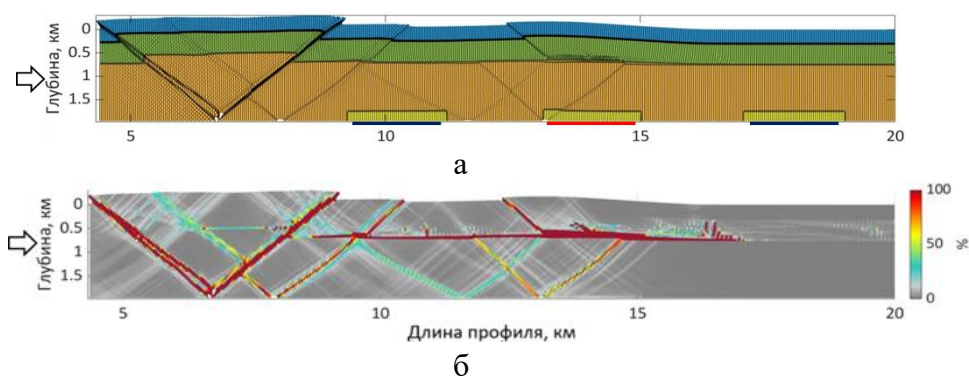


Рис. 1. Геометрия изначально горизонтально слоистой среды с включениями после сжатия: синим показаны зоны пониженного базального трения, красным повышенного (а) и интенсивность сдвиговой пластической деформации (б).

ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ОЗЕРА БАЙКАЛ

Ц.А. Тубанов^{1,2} А.Н. Беседина³, П.А. Предеин^{1,2}, Е.А. Кобелева⁴

¹ Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,

² Улан-Удэ, Бурятский филиал ФИЦ ЕГС РАН,

³ Москва, Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН,

⁴ Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН,

geos@@ginst.ru

Еще в середине XX века стало понятно, что микросейсмы не просто помеха, а являются эффективным инструментом геофизических исследований. Были получены данные, свидетельствующие о том, что характеристики микросейсмических шумов могут нести в себе информацию об особенностях строения среды, об изменениях, которые готовятся или происходят в массиве. В обзоре [1] показано, что при рассмотрении микросейсмического шума в качестве инструмента геофизических исследований большое значение имеют механизмы генерации и особенности распространения микросейсм, определяющие пространственно-временные параметры микросейсм.

При применении вероятностного подхода к анализу микросейсмического шума Прибайкалья были обнаружены микросейсмы с характерными частотами около 1 Гц, которые проявляются в период открытой воды озера Байкал. Для более детального исследования отмеченных микросейсм был привлечен поляризационный анализ, который позволил по обратному азимуту идентифицировать источник озерных микросейсм. Для исследования возможных механизмов их генерации выполнялся анализ ветровой нагрузки по данным метеостанций, расположенных вдоль берега озера Байкал. Были выделены два типа озерных микросейсм с частотами 0.4 – 0.7 Гц и 0.7 – 1.5 Гц. Показано, что требуется усовершенствовать модели генерации одночастотных и двухчастотных океанических микросейсм, для объяснения аналогичных механизмов в закрытом водоёме [2]. Понимание этого механизма может позволить использовать микросейсмы, генерируемые озерами, в качестве комплексного инструмента мониторинга эрозионных или перемешивающих процессов в озерах, которые плохо отслеживаются другими средствами. Кроме того, более короткие периоды озерных микросейсм, могут оказаться полезными для построения изображений неглубоких структур земной коры в локальных масштабах.

Расчитанная региональная модель микросейсмического шума была использована для сопоставления с частотными характеристиками амплитуды скорости колебаний в поперечной сейсмической волне от сильных и умеренных землетрясений Байкальской рифтовой зоны [3]. Полученные уровни микросейсмического шума и частотно-зависимые оценки уровня амплитуд поперечных волн землетрясений Байкальского рифта могут иметь определяющее значение при обнаружении землетрясений малых магнитуд, необходимых для идентификации активных разломов и параметров источника, при исследованиях сейсмических активизаций и индуцированных землетрясений, а также при разработке региональных уравнений прогнозирования движения грунта.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (темы № АААА-А21-121011890033-1, 075-00682-24, 122032900172-5), гранта РНФ № 22-27-20066 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. Besedina A.N., Tubanov Ts.A. Microseisms as a Tool for Geophysical Research. A Review // Journal of Volcanology and Seismology. 2023. Vol. 17. No. 2. P. 83-101. DOI:10.1134/S0742046323700112.
2. Besedina A.N., Tubanov T.A., Predein P.A., Sanzhieva D.P., Ivanchenko G.N. Microseisms of Lake Baikal Based on Regional Seismic Network Data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2024. Vol. 60. No. 3. P. 355-373. DOI: 10.1134/S106935132470040X.
3. Tubanov Ts.A. Besedina A.N., Predein P.A. Spectral Characteristics of Ambient Noise and Shear Waves of Earthquakes in the Baikal Rift Zone // Seismic Instruments. 2023. Vol. 59. P. 103-115. DOI: 10.3103/S074792392570001X.

АЛГОРИТМ ИДЕНТИФИКАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ КРАТНЫХ ВОЛН КАК ЭЛЕМЕНТ ИНТЕРПРЕТАЦИОННОГО СОПРОВОЖДЕНИЯ ОБРАБОТКИ

А.И.Фанкин, Н.А.Горевцев

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
a.fankin@g.nsu.ru*

В работе представлен алгоритм контроля и идентификации кратных отражённых волн (полнократных, частичнократных и внутрикратных) [1, 3, 4], разработанный как элемент интерпретационного сопровождения обработки сейсмических данных. Его создание обусловлено проблемой неоднозначной идентификации кратных волн на результатах конечной обработки, что осложняет решение обратной задачи, затрудняет геологическую интерпретацию и существенно повышает риск ошибочных структурных построений. В отличие от классической сверточной модели сейсмограммы, алгоритм учитывает временные ряды коэффициентов отражения, соответствующие различным типам кратных волн, формируемые на основе данных геофизических исследований скважин (ГИС).

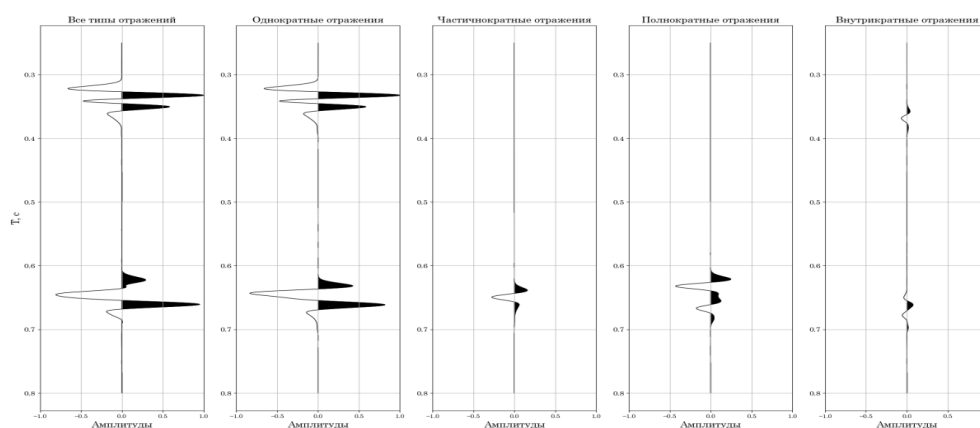


Рис. 1. Визуализация отдельных видов отражений в амплитудах нормированных на однократные. Слева направо: суммарное волновое поле, однократные отражения, частичнократные отражения, полнократные отражения, внутрикратные отражения.

Подход позволяет целенаправленно отслеживать вклад кратных волн в волновое поле и использовать результаты моделирования для интерпретационного контроля качества обработки (рис. 1). Алгоритм протестирован на синтетических данных с сопоставлением результатов, полученных методом конечных разностей (SOFI2D). При применении алгоритма к реальным данным была подтверждена гипотеза о наличии остаточной кратной волны в интервале 1250–1300 мс, ранее неуверенно интерпретируемой по результатам стандартной обработки. Волна была идентифицирована как частичнократное отражение от переслаивания толщи солей и ангидритов пермского возраста и переслаивания толщи глин и карбонатов каменноугольного возраста. [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. – Тверь: АИС, 2006.
2. Вилесов А. П. и др. Генезис доломитовых коллекторов бийско-афонинской карбонатной толщи Оренбургской области //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2014. – №. 11. – С. 25-34.
3. Денисов М. С. О подавлении кратных волн при обработке результатов морской площадной сейсморазведки. Части 1–2. Технологии сейсморазведки, 2009, № 1, 18–35.
4. Yilmaz O. Seismic data analysis. – SEG, 2001.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕНЕРИРУЕМЫХ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ШУМАМИ УПРУГИХ СТОЯЧИХ ВОЛН ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМИКИ

К.В. Федин, Ю.И. Колесников

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, fedinkv@ipgg.sbras.ru*

В последние десятилетия пассивные сейсмические методы активно применяются при решении различных задач – от сейсмического микрорайонирования до инженерных обследований сооружений [1–4]. Одно из направлений пассивных сейсмических исследований основано на выделении стоячих волн из сейсмических шумов. Первоначально методика такого выделения была ориентирована на детальное обследование зданий и инженерных сооружений [3]. Методика, названная авторами методом стоячих волн, позволяет, используя записи в опорной точке (или нескольких точках), пересчитывать разновременные данные, полученные в других точках системы наблюдений, к «единому» времени.

Использованный алгоритм такого пересчета на базе фильтров Винерова типа предполагает когерентность выделяемых колебаний во всех точках наблюдений. Возникающие под воздействием сейсмических шумов в сооружениях (или их частях) колебания когерентны, если эти сооружения (их части) колеблются как единое целое, поэтому в данном случае предложенный метод очень эффективен. Однако, существует много ситуаций, когда колебания в разных точках наблюдений некогерентны. Типичный пример – собственные колебания слоя с меняющимися по латерали мощностью и/или упругими свойствами. В таких случаях метод стоячих волн в его первоначальном виде не дает удовлетворительных результатов.

Нами метод стоячих волн был модифицирован (упрощен) таким образом, что алгоритм обработки шумовых сигналов не предполагает обязательной когерентности выделяемых сигналов в разных точках наблюдений, так как пересчет к «единому» времени с помощью фильтров Винерова типа не применяется. Вместо такого пересчета разновременные шумовые записи, полученные в разных точках наблюдений, просто нормируются по энергии на запись в опорной точке. Выделение стоячих волн из шумового поля происходит в результате накопления для каждой точки наблюдений большого числа амплитудных спектров фрагментов записей одинаковой длины. С увеличением числа накоплений амплитуда спектральных пиков стоячих волн возрастает на фоне других спектральных составляющих накопленных спектров.

Эксперименты на физических моделях показали высокую эффективность модифицированного метода стоячих волн и его более широкие возможности в сравнении с первоначальным вариантом метода, в частности, в случаях некогерентных собственных колебаний в разных точках наблюдений. В данном сообщении приводятся примеры натуральных экспериментов, иллюстрирующих возможности модифицированного метода стоячих волн при решении задач инженерной сейсмологии.

Генерируемые шумами изгибные стоячие волны применяются в основном для исследования объектов, созданных в результате деятельности человека. Специфика таких исследований определяется возможностью регистрации шумовых записей непосредственно на профиле стоячих волн, что позволяет восстанавливать их форму в виде чередования узлов и пучностей. Примеры результатов таких экспериментов приведены на рис. 1–3.

На рис. 1 показано распределение накопленных спектров шумовых записей, полученных на двух участках наземного трубопровода (теплотрассы). Через каждые 10 м трубы жестко приварены к массивным стальным опорам, между которыми они приподняты над поверхностью земли, за исключением мест пересечения резких локальных понижений рельефа, где трубы уложены без закрепления на более высокие стальные стойки. Поскольку жесткое крепление труб к таким стойкам отсутствовало, их можно рассматривать как некоторый аналог опор с пониженной устойчивостью.

Для измерений были выбраны два пролета трубы. В одном из них труба была жестко прикреплена с двух сторон к опорам, в то время как во втором с одной стороны было жесткое крепление, а с другой труба лежала на стойке без жесткого закрепления. Как видно из рисунка, в обоих случаях накопление приводит к выделению на развертках спектров нескольких мод изгибных стоячих волн (чередование в пролетах узлов и пучностей).

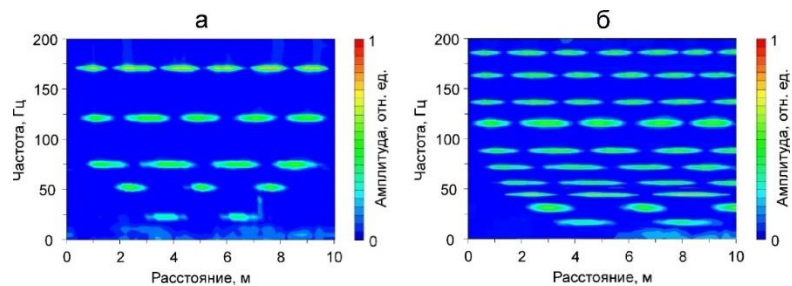


Рис. 1. Распределение осредненных амплитудных спектров шумовых записей в жестко прикрепленном к опорам с двух сторон участке трубы (а) и при отсутствии жесткого крепления правого конца пролета (б).

Однако если в первом случае на обоих концах трубы наблюдаются узловые точки (рис. 1а), то во втором (рис. 1б) у половины мод справа наблюдаются пучности и число выделенных мод стоячих волн в том же частотном диапазоне примерно в 2 раза больше, чем на рис. 1а. Это означает, что рис. 1б отражает колебания двойного пролета трубы. Таким образом, полученные результаты показывают эффективность применения пассивных шумовых измерений для оценки устойчивости опор трубопроводов.

На рис. 2а показаны результаты подобных измерений, выполненных в одном из подъездов десятиэтажного дома. Как можно видеть, здесь выделяются 10 мод изгибных стоячих волн, для которых внизу (в цокольном этаже) наблюдаются узловые точки. В верхней части здания должны наблюдаться пучности мод, так как она не закреплена жестко, но мы не имели доступ к верхнему (техническому) этажу, поэтому данных по нему у нас нет. Кроме того, на рис. 2б приведены обобщенные (осредненные по времени и по всем точкам наблюдений) амплитудные спектры шумовых записей, зарегистрированных в здании в зимний и летний периоды. Как можно видеть, на обоих спектрах наблюдается ряд пиков, частоты которых не зависят от времени года, несколько отличаются лишь их амплитуды. В то же время частоты объемных сдвиговых стоячих волн, полученные по записям в соседнем неотапливаемом гараже, значительно зависят от времени года, что в определенные периоды приводит к совпадению частот некоторых мод здания и грунтов. Возле соседней железнодорожной станции некоторые поезда замедляются или ускоряются, что в такие периоды может приводить к возникновению резонансных явлений. Такие эффекты иногда наблюдают жильцы дома в зимний период.

Еще один пример – применение генерируемых шумами стоячих волн для выявления промоин под дорожным покрытием. Были проведены площадные измерения шумов над промоиной у края асфальтового покрытия тротуара. Пример осредненных спектров шумов для одного из профилей системы наблюдений показан на рис. 3а, а на рис. 3б и 3в приведены карты амплитуд второй моды изгибных стоячих волн над промоиной – полученная экспериментально и по результатам моделирования методом конечных элементов.

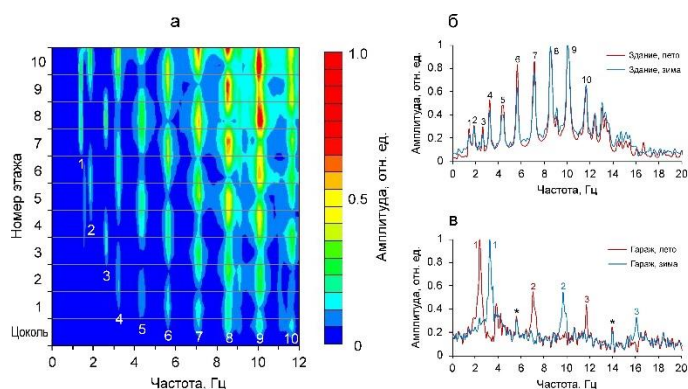


Рис. 2. Распределение осредненных по времени амплитудных спектров по высоте здания (а); сравнение осредненных спектров шумовых записей, полученных в здании (б) и в соседнем холодном гараже (в) в летний и зимний период.

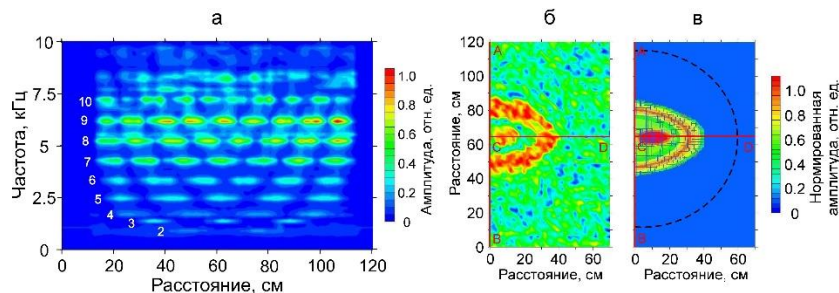


Рис. 3. Распределение осредненных амплитудных спектров шумовых записей на одном из профилей площадной системы наблюдений (а); распределение на площади наблюдений амплитуд второй моды изгибных колебаний (0,88 кГц) по экспериментальным данным (б) и моды с частотой 0,89 кГц по результатам численного моделирования методом конечных элементов (в); пунктиром показано положение границы полости в численной модели.

Приведенные примеры – лишь небольшая часть результатов, полученных в натуральных экспериментах по изучению возможностей предложенной модификации метода стоячих волн. Интересные результаты получены и на других объектах – как природных (пещера, ледовое покрытие водоемов, приповерхностные грунты), так и антропогенных (маяк, трибуна стадиона, мосты, дамба ГЭС), что говорит о применимости метода для решения широкого круга задач инженерной сейсмологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute. 1989. 30(1). P. 25–30.
2. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H., High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise // Science, 2005, Vol. 307, p. 1615-1618.
3. Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Бах А.А. Когерентное восстановление полей стоячих волн как основа детального сейсмологического обследования инженерных сооружений // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2007, № 3, с. 20-24.
4. Draganov D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A., Wapenaar K. Reflection images from ambient seismic noise // Geophysics, 2009, Vol. 74, No. 5, p. A63-A67.

АЛГОРИТМ ЧАСТОТНО-ЗАВИСИМОГО ЛУЧЕВОГО ТРАССИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЯ ЭЙКОНАЛА И СТРУКТУРНО-ОРИЕНТИРОВАННОГО СГЛАЖИВАНИЯ

А.Д. Штейн, М.И. Протасов

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука СО РАН, shteynad@ipgg.sbras.ru*

Лучевой метод используется в различных динамических и кинематических задачах сейсмологии. Основное преимущество лучевого метода – это высокая вычислительная эффективность по сравнению с другими методами моделирования волновых полей [1]. Недостатки лучевого метода следуют из того, что он основан на высокочастотном приближении. Для снятия части ограничений и повышения устойчивости классического лучевого метода применяют методы частотно-зависимого лучевого трассирования.

В работе используется алгоритм двухточечного лучевого трассирования на основе решения уравнения эйконала, описанный в работе [2]. При решении уравнения эйконала рассчитывается поле времён, соответствующее рефрагированной волне. Для извлечения луча из получившегося поля времён, нужно двигаться из точки приёмника в точку источника в

направлении антиградиента поля времён, решая систему уравнений Эйлера [2]. Метод является достаточно устойчивым и вычислительно эффективным. Однако он не учитывает зависимость от частоты.

Интересный с практической точки зрения способ расчёта частотно-зависимых лучей описан в работе [3], он основан на частотно-зависимом сглаживании скоростной модели и последующем стандартном расчете лучей. Идея учёта частотной зависимости отдельно от самого лучевого трассирования послужила поводом для исследования методов частотно-зависимого сглаживания.

Исследование заключалась в том, чтобы изучить различные методы структурно-ориентированного частотно-зависимого сглаживания, которые при рассмотрении на разных частотах сглаживали бы модель так, чтобы лучевые решения кинематически наилучшим образом соответствовали бы волновому полю.

В работе рассмотрено три программных реализации структурно-ориентированного сглаживания для расчёта частотно-зависимой скоростной модели. Применение сглаживания, предложенного Ломаксом в работе [3], привело к неудовлетворительным результатам. Далее был исследован метод сглаживания на основе анизотропной диффузии [4]. Наконец, на основе сглаживания Ломакса был реализован собственный алгоритм сглаживания по зоне Френеля.

Полученные после сглаживания скоростные модели использованы для решения двухточечной задачи лучевого трассирования на основе решения уравнения эйконала. Результаты сглаживания оценены на основе полученных лучевых решений для рефрагированных волн и годографов первых вступлений. Рассчитаны частотно-зависимые лучевые решения и времена пробега для ряда синтетических моделей.

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Protasov M. I., Gadylshin K. G., Neklyudov D. A., Klimes L. Full Waveform Inversion Based on an Asymptotic Solution of Helmholtz Equation. // *Geosciences*, 2023, Vol. 13, No. 19. – 13 p.
2. Serdyukov A. S., Protasov M. I. Two-point Ray Tracing Algorithm for Isotropic/Anisotropic Media with Complicatedly Shaped High-contrast Interfaces. // *Society of Petroleum Engineers - 73rd European Association of Geoscientists and Engineers conference and exhibition 2011 - incorporating SPE EUROPEC 2011*, Vienna, 2011, p. 4104–4108.
3. Lomax A. The wavelength-smoothing method for approximating broad-band wave propagation through complicated velocity structures // *Geophysics J. Int.*, 1994, Vol. 117, No. 2, p. 313–334.
4. Fehmers, G. C. Fast structural interpretation with structure-oriented filtering. / G. C. Fehmers, C. F. W. Höcker // *Geophysics*, 2003, Vol. 68, No. 4, p. 1286–1293.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПАССИВНЫХ ДАННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ДЛЯ РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ВОЛОКОННОЙ СИСТЕМЫ И ГЕОФОНОВ

А.В. Яблоков^{1,2}, П.А. Дергач^{1,2}, Э.А. Фомиряков³, И.С. Пономарёв^{3,4}

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

² *Новосибирск, Новосибирский государственный университет,*

³ *Москва, компания «Т8»*

⁴ *Москва, Московский государственный университет МГУ им. М.В.Ломоносова
yablokovav@ipgg.sbras.ru*

Методы анализа поверхностных волн являются инструментом неразрушающего исследования верхней части геологического разреза (ВЧР). В методе многоканального анализа поверхностных волн (MASW) для регистрации данных используется массив геофонов, расположенных вдоль линейной расстановки, а генерация колебаний проводится контролируемым активным источником: кувалда, сейсморужье, вибрационная установка и др. [1]. Применение пассивного MASW (PMASW), использующего техногенный шум

(преимущественно движущийся транспорт) для записи и извлечения информации о дисперсии волн, позволяет проводить геотехнический мониторинг без активных источников колебаний [2].

Технология распределённых акустических систем (DAS), преобразующая стандартные телекоммуникационные волоконно-оптические кабели в плотные сейсмические массивы, все чаще применяется при решении геофизических задач [3]. Последние достижения в области развития технической базы DAS обеспечивают одновременную регистрацию деформации вдоль всей длины кабеля с пространственным разрешением порядка одного метра, что позволяет получать высокоплотные наблюдения на расстояниях в десятки и сотни километров.

Комплексирование метода PMASW и технологии DAS открывает возможности проведения долгосрочного геомониторинга с удаленным управлением [4]. Это особенно важно в задачах, где развертывание активных источников экономически и логистически нецелесообразно [5]. Но, несмотря на существенные потенциальные преимущества их интеграции, остаётся критическим вопрос: насколько корректно работает пассивный MASW на волоконно-оптических датчиках по сравнению с классическими геофонами, и какие специфические ограничения и артефакты проявляются в практических приложениях. Этот вопрос имеет несколько аспектов.

Во-первых, DAS измеряет деформацию вдоль распределённого отрезка кабеля, тогда как геофоны регистрируют точечные значения скорости смещения. Параметр «длина датчика» оптического волокна действует как пространственный фильтр по аналогии с группированием геофонов, подавляя сигналы с длинами волн, сопоставимыми или меньшими длины датчика [6]. Для PMASW, где волны имеют более сложную структуру и нередко содержат несколько мод, этот эффект может быть более выраженным, чем в экспериментах с активными источниками.

Во-вторых, PMASW зависит от пространственного распределения источников шума. При неравномерном или направленном распределении источников амплитуда восстановленных дисперсионных кривых может быть искажена, а разделение фундаментальной моды и высших гармоник может становиться затруднённым. DAS-массивы, чувствительные только к компоненте деформации вдоль кабеля, могут по-разному откликаться на различные типы волн в сравнении с 3С геофонами.

В-третьих, требуется понимание того, как различные параметры DAS-системы (шаг дискретизации по пространству и времени, длина датчика) влияют на качество извлекаемых дисперсионных кривых. Сюда также относятся вопросы об оптимальном соотношении между временем накопления записи, числом каналов, и надёжностью извлечения кривых в зависимости от состава фонового шума.

Целью исследования является выполнение систематического сравнения качества данных PMASW, полученных с использованием DAS и геофонов, при регистрации поверхностных волн в равных полевых условиях. Исследование сосредоточено на выявлении как преимуществ DAS для длительного мониторинга, так и специфических ограничений, возникающих при анализе поверхностных волн.

Полевые сейсмические эксперименты проводились на геофизическом полигоне ИНГГ СО РАН в посёлке Ключи Новосибирской области (рис. 1а). Суть эксперимента заключалась в регистрации контролируемых пассивных данных, генерируемых движением автомобиля массой около 1200 кг по траектории, ортогональной линейному профилю геофонов и кабеля DAS с прямой укладкой (рис. 1б). Профиль включал 40 3С геофонов с собственной частотой 4,5 Гц, расположенных с шагом 2 м; для их работы в режиме пассивного мониторинга использовались бескабельные телеметрические станции «SCOUT». Поскольку DAS с прямой укладкой регистрирует только компоненту деформации вдоль трассы кабеля, для сопоставления с DAS из записей геофонов анализировалась соответствующая продольная компонента.

В обоих вариантах (геофоны и DAS) выполнялась пассивная регистрация проезда автомобиля вдоль заданной траектории в течение 10 минут. Регистрация DAS велась с базой измерения 1 м; далее данные усреднялись по длине датчика 1 и 5 м. Предварительная обработка включала децимацию до частоты дискретизации 100 Гц с применением антиалиасингового фильтра (полоса до 100 Гц). Расчёт спектров фазовых скоростей выполнялся по алгоритму метода PMASW с использованием временных окон длиной 1 с и перекрытием 50%. Полученные дисперсионные изображения приведены на рис. 2.

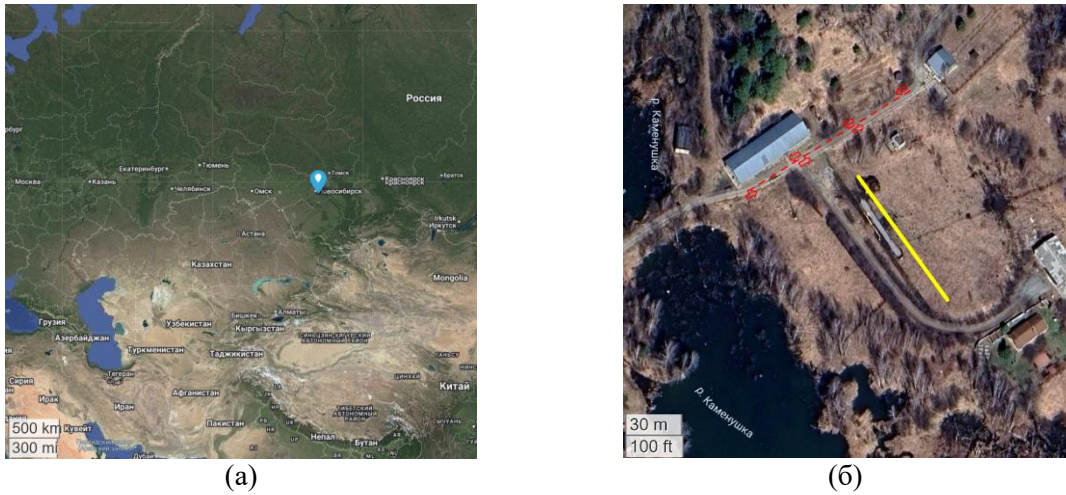


Рис. 1. Спутниковые снимки с отображением расположения геофизического полигона (а, синий маркер), сейсмического профиля (б, желтая линия) и направления движения автомобиля (б, красные стрелки) на полигоне.

Дисперсионные изображения показывают, что профиль сейсмоприёмников, ориентированный перпендикулярно автодороге, обеспечивает устойчивую и хорошо прослеживаемую запись поверхностных волн (рис. 2а–в). Анализ выполнялся совместно с результатами активных наблюдений (не приводятся в этих тезисах): на активных данных чётко разделяются фундаментальная и первая высшая мода, тогда как в пассивном режиме энергия частично перераспределяется во вторую моду, и суммарная полимодальная картина «сплющивается» в интегральную дисперсионную кривую, что приводит к завышению оценок фазовых скоростей.

Метод PMASW, применённый к данным DAS и геофонов, даёт качественно согласованные результаты: дисперсионные изображения имеют сходную структуру, доминирует ярко выраженный одиночный тренд, надёжно разделить моды в пассивном режиме затруднительно. Фазовые скорости, оцененные по DAS и геофонам, в основном хорошо согласуются между собой, за исключением частот ниже 8 Гц, и оказываются завышенными примерно на одинаковую величину по сравнению с результатами активных наблюдений. Это систематическое завышение связано с ограничениями метода PMASW (полимодальная интерференция и конечное пространственно-частотное разрешение), а не со спецификой регистрации DAS.

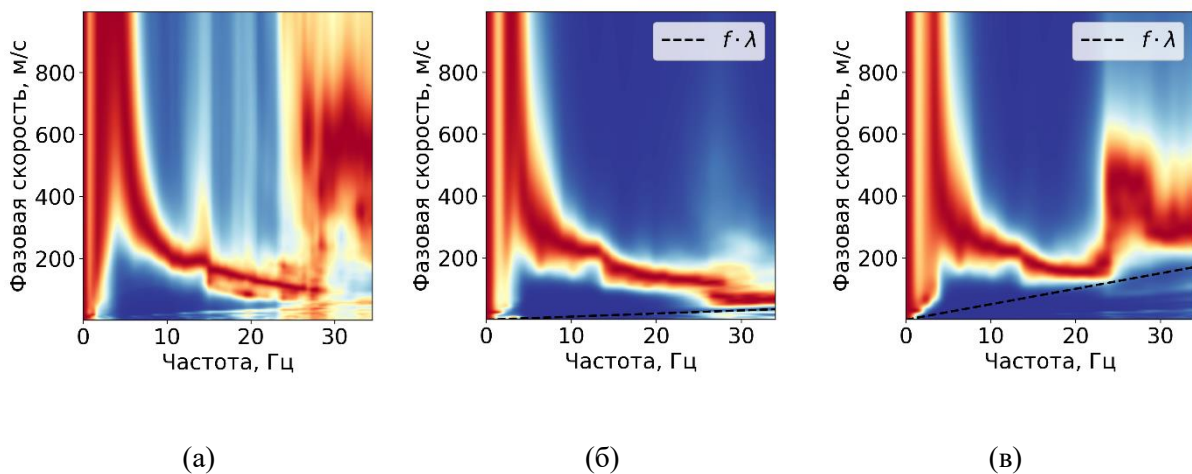


Рис. 2. Дисперсионные изображения поверхностных волн для пассивных данных для расстановки геофонов (а), DAS с «длинной датчика» 1 м (б) и 5 м (в).

Таким образом, результаты показывают, что DAS с прямой укладкой может использоваться для долговременного мониторинга изменений скорости поперечных волн. Относительные изменения скоростей во времени будут интерпретироваться одинаково надёжно

как по данным DAS, так и по данным геофонов, несмотря на возможные неизбежные систематические смещения абсолютных значений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Яблоков А.В., Дергач П.А., Сердюков А.С., Полозов С.С. Разработка и применение портативной вибрационной установки для сбора и анализа данных сейсмических поверхностных волн // Сейсмические приборы, 2022, т. 58, № 4, с. 5-18.
2. Яблоков А.В., Ефремов Р.А., Дергач П.А. Исследование метода пассивного удаленного многоканального анализа поверхностных волн применительно к определению скоростного строения приповерхностных грунтов // Вопросы инженерной сейсмологии, 2025, т. 52, № 1, с. 84-100.
3. Rossi M. et al. Assessment of distributed acoustic sensing (DAS) performance for geotechnical applications // Engineering Geology, 2022, vol. 306. p. 106729.
4. Lai V. H. et al. Passive seismic imaging of urban environments using distributed acoustic sensing: A case study from Melbourne, Australia // The Seismic Record, 2024, vol. 4, No. 4, p. 308-317.
5. Cheng F. et al. Watching the cryosphere thaw: Seismic monitoring of permafrost degradation using distributed acoustic sensing during a controlled heating experiment // Geophysical Research Letters, 2022, vol. 49, No. 10, p. e2021GL097195.
6. Vantassel J.P., Cox B.R., Hubbard P.G., Yust M. Extracting high-resolution, multi-mode surface wave dispersion data from distributed acoustic sensing measurements using the multichannel analysis of surface waves // J. Appl. Geophys, 2022, vol. 205.

ОПТОВОЛОКОННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПОЛИГОНЕ КЛЮЧИ

С.В. Яскевич¹, И.В. Бойчук²

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

² Новосибирск, Новосибирский Государственный университет, yaskevichsv@gmail.com

Запись колебаний датчиками на поверхности Земли основа многих сейсморазведочных методов. Относительно недавно стали развиваться оптоволоконные системы регистрации данных. В их основе лежит возможность измерения изменений длины оптоволоконного кабеля или его деформаций, установленного на поверхности земли. Это осуществляется за счет обработки световых импульсов, которые направляются в кабель высокочастотным лазером. Первый опыт измерений прямым оптоволоконным кабелем был показан в работах [1, 2]. Известно, что большую значимость в сейсморазведочных и сейсмологических съемках имеет многокомпонентность поля смещений. Очевидно, прямой линейный кабель, установленный на поверхности земли или в скважине, имеет чувствительность вдоль оси кабеля, она пропорциональна квадрату косинуса угла между направлением прихода волны и направлением кабеля. Соответственно, первоочередное развитие методы оптоволоконного наблюдения получили в области, где первичную важность имеют волны, поляризованные близко к направлению кабеля – ВСП, где оптоволоконные системы наблюдений произвели индустриальную революцию, метод, который применялся все реже и реже и при необходимости получил новое дыхание за счет кратного удешевления работ. При наземной съемке необходимо регистрировать смещения как правило ортогональные земной поверхности, для этого одним из технологических решений было использование кабеля с намоткой вокруг сердечника, такой кабель получил специальное название НВС (helically wounded cable) [3]. В сейсмологических приложениях, так как там важна многокомпонентность съемки, линейный кабель раскладывали на площади. Мы в рамках экспериментальных работ выполнили траншейную установку оптоволоконного кабеля закрепив его к стенке траншеи двумя разными способами – навив петлями и уложив в форме синуса, предполагая таким образом создать принципиально новую геометрию кабеля, который будет растягиваться волнами с преимущественно вертикальной поляризацией. Моделирование показывало более высокую чувствительность кабеля с

геометрией типа синус, однако на практике по амплитуде переход от одного типа установки кабеля к другому едва заметен. Предложенная установка позволила зарегистрировать колебания с преимущественно вертикальной поляризацией.

Выполнение работы осуществлялось при поддержке проекта ФНИ № FWZZ-2026-0052.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Mateeva A. et al. Distributed acoustic sensing for reservoir monitoring with VSP // The Leading Edge. – 2013. – Т. 32. – №. 10. – С. 1278-1283.
2. Parker T., Shatalin S., Farhadiroushan M. Distributed Acoustic Sensing—a new tool for seismic applications // First break. – 2014. – Т. 32. – №. 2.
3. Kuvshinov B. N. Interaction of helically wound fibre-optic cables with plane seismic waves // Geophysical Prospecting. – 2016. – Т. 64. – №. 3. – С. 671-688.