

УДК 550.347.2

СТРОЕНИЕ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ РАЧИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1991 г. ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ С АДАПТИВНОЙ ПАРАМЕТРИЗАЦИЕЙ СРЕДЫ

© 2011 С.А. Тихоцкий, И.В. Фокин, Д.Ю. Шур, С.С. Арефьев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Приводится описание алгоритма инверсии данных локальной сейсмической томографии, основанного на идее адаптивной аппроксимации среды с переменной детальностью, зависящей от локальной разрешающей способности. Аппроксимация выполняется на основе разложения в разреженный ряд по системе вэйвлет-функций Хаара. Алгоритм применяется к исследованию очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. При помощи имитационного моделирования выполнены оценки устойчивости и разрешающей способности метода. В результате получена скоростная модель очаговой зоны и уточненное распределение гипоцентров афтершоков. В скоростной модели выделяется субгоризонтальная зона пониженных сейсмических скоростей на глубинах, соответствующих поверхности раздела пород осадочного чехла и кристаллического основания. Афтершоки формируют два кластера, обрамляющие зону пониженных скоростей с юга-юго-запада и севера-северо-востока. Кластеры афтершоков и зона пониженных скоростей формируют ступенчатую поверхность, падающую к северу-северо-востоку. Анализ результатов позволяет предположить, что зона пониженных скоростей маркирует приразломную область, вдоль которой происходило вспарывание во время основного толчка, а афтершоки – более круто падающие элементы поверхности разрыва, которые также были активизированы во время землетрясения. Во время основного толчка большая часть энергии выделилась при разрыве вдоль субгоризонтальной поверхности; при развитии афтершокового процесса высвобождение сейсмической энергии в значительной степени происходило по крутопадающим разрывам.

Полученные результаты находятся в хорошем согласии с механизмом очага, полученным по результатам детального моделирования широкополосных записей объемных волн в работе [Fuenzalida et al., 1997].

Ключевые слова: землетрясения, афтершоки, механизм землетрясения, локальная сейсмическая томография, адаптивная параметризация, обратные задачи геофизики, вэйвлет-разложение.

Введение

Сильные сейсмические события порождают интенсивные и продолжительные афтершоковые последовательности. Регистрация сейсмических волн, вызываемых афтершоками, позволяет изучить детали строения очаговой зоны сильного землетрясения, уточнить ее тектоническое строение и положение контролирующих сейсмогенных разломов, а также сделать выводы относительно напряженного состояния среды и потенциальной опасности возникновения сильных землетрясений в будущем. Основным методом интерпретации результатов наблюдений с использованием сейсмических сетей остается лучевая сейсмическая томография, позволяющая по данным о временах регистрации первых (и последующих) вступлений восстановить распределение скорости сейсмических волн в объеме среды, пересекаемом лучами, и уточнить положение гипоцентров и время возникновения сейсмических событий. В последние годы в локальной сейсмотомографии также получает распространение метод, основанный на инверсии волновых форм [Tape et al., 2010]. Однако, несмотря на очевидные преимущества связанные с полнотой использования информации, заключенной в волновом поле, инверсия волновых форм вряд ли в ближайшее время вытеснит методы лучевой сейсмической томографии по нескольким причинам. Во-первых, результаты инверсии волновых форм критическим образом зависят от правильности выбора модели начального приближения и простейшие горизонтально-однородные модели оказываются несостоятельны. Практически единственным методом построения адекватных начальных моделей для инверсии волновых форм являются методы лучевой сейсмической томографии. Во-вторых, волновое поле определяется не только строением среды, но и функцией источника: механизмом землетрясения и зависимостью величины подвижки в очаге от времени. Такие механизмы удастся оценить независимо (по результатам интерпретации поверхностных волн) лишь для небольшого числа достаточно сильных афтершоков. Таким образом, развитие и применение методов лучевой сейсмической томографии к изучению очаговых зон землетрясений остается актуальной научной задачей, что подтверждается непрерывающимся потоком публикаций [Dinc et al., 2010; Syracuse et al., 2010; Arroyo et al., 2009; Koulakov et al., 2009 и др.].

Рачинское землетрясение, произошедшее 29 апреля 1991 г. с $M_w = 7.0$, стало сильнейшим на Западном Кавказе за период инструментальных наблюдений. Это землетрясение было детально и всесторонне изучено разными методами, включая методы инструментальной сейсмологии [Арефьев и др., 1993], что привело к пересмотру оценок сейсмической опасности региона. Подробное изложение результатов этих исследований можно найти в недавно опубликованной монографии Т.П. Белоусова [Белоусов, 2009]. По результатам интерпретации наблюдений на временной сейсмической сети ИФЗ АН СССР, развернутой летом 1991 г. в очаговой зоне землетрясения под руководством С.С. Арефьева, была построена томографическая модель скоростного строения среды [Арефьев

и др., 2006а, б]. Для создания этой модели использовался алгоритм *SIMULPS12* [Evans, Eberhart-Phillips, Thurber, 1994]. Краткое описание этого и других результатов, касающихся изучения механизма очага Рачинского землетрясения 1991 г., приводится в первом разделе настоящей статьи, где также формулируется основная проблема, на решение которой направлено данное исследование.

Поводом для новой интерпретации инструментальных данных по Рачинскому землетрясению 1991 г. стало появление новых методов локальной сейсмической томографии, позволяющих обрабатывать одновременно большие массивы данных при высокой детальности модели строения среды, а также развитие способов оценки локальной разрешающей способности метода и построения моделей, адекватных этой разрешающей способности. Здесь и далее под термином “разрешающая способность метода” (или просто “разрешающая способность”) будем понимать минимальный размер элемента среды, средняя величина скорости в котором может быть правильно воспроизведена в результате решения обратной задачи. Физический предел разрешающей способности определяется размером зоны Френеля (см. [Nolet, 2008]), однако на практике достичь этого предела обычно не удается, так как помимо физических ограничений всегда имеются математические (вычислительные), связанные с неединственностью и неустойчивостью решения обратной задачи лучевой сейсмической томографии. Как известно разрешающая способность зависит от конфигурации сейсмической сети, количества и качества полученных данных и является переменной в изучаемом объеме (так называемая “локальная разрешающая способность”), как подробно рассмотрено ниже.

Во втором разделе приводится краткое описание нового алгоритма инверсии данных локальной сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды. Алгоритм основан на идее разложения скоростных характеристик модели в разреженный ряд по системе вэйвлет-функций Хаара, предложенной в работах [Tikhotsky, Achauer, 2008; Тихоцкий, Фокин, Шур, 2011]. Третий раздел посвящен анализу возможностей предлагаемого метода и исследованию разрешающей способности, которая может быть достигнута при изучении очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. Анализ выполнен при помощи имитационного моделирования на синтетической “шахматной” модели с использованием действительных параметров сейсмической сети и распределения очагов афтершоков. Для изучения устойчивости результатов проведена серия инверсий экспериментальных данных, отличающихся выбором одномерной скоростной модели начального приближения. Описание хода и результатов инверсии дано в четвертом разделе работы. В результате проведенных вычислений обнаружено, что ключевые черты строения среды и распределения очагов афтершоков оказываются устойчивыми по отношению к выбору начальных условий. Обсуждение результатов инверсии и их сейсмологического и тектонического значения дано в пятом разделе статьи.

1. Сейсмотектоническая позиция и механизм очага Рачинского землетрясения 1991 г. Постановка задачи

Очаг Рачинского землетрясения 1991 г. располагался на южном склоне Большого Кавказа, к югу от линии Главного надвига (рис. 1). Основные черты региональной тектоники региона определяет коллизия Аравийской и Евразийской литосферных плит, происходящая со скоростью около 3 см/год. В более крупном масштабе очаг располагается в зоне надвига флишево-складчатых структур южного склона Большого Кавказа на Дзирульский выступ срединного массива Грузинской глыбы. Надвиг развивается в юго-юго-западном направлении по системе разломов, часть из которых трассируются на поверхности, другие предполагаются по косвенным данным. Вопрос об угле падения плоскостей этих разломов, как и о масштабе горизонтальных перемещений по ним в альпийское время, остается дискуссионным. Сопоставляя положение субочагов основного толчка и его афтершоков с положением активных разломов [Трифонов и др., 2002] (см. рис. 1), видим, что основной очаг приурочен к зоне, контролируемой Амзар-Мухурским разломом. К северу от него облако афтершоков протягивается вплоть до западного участка Южного флиш-разлома (также называемого в литературе Казбек-Джавским разломом). С востока очаговая зона ограничена Цхинвали-Казбекским разломом север-северо-восточного

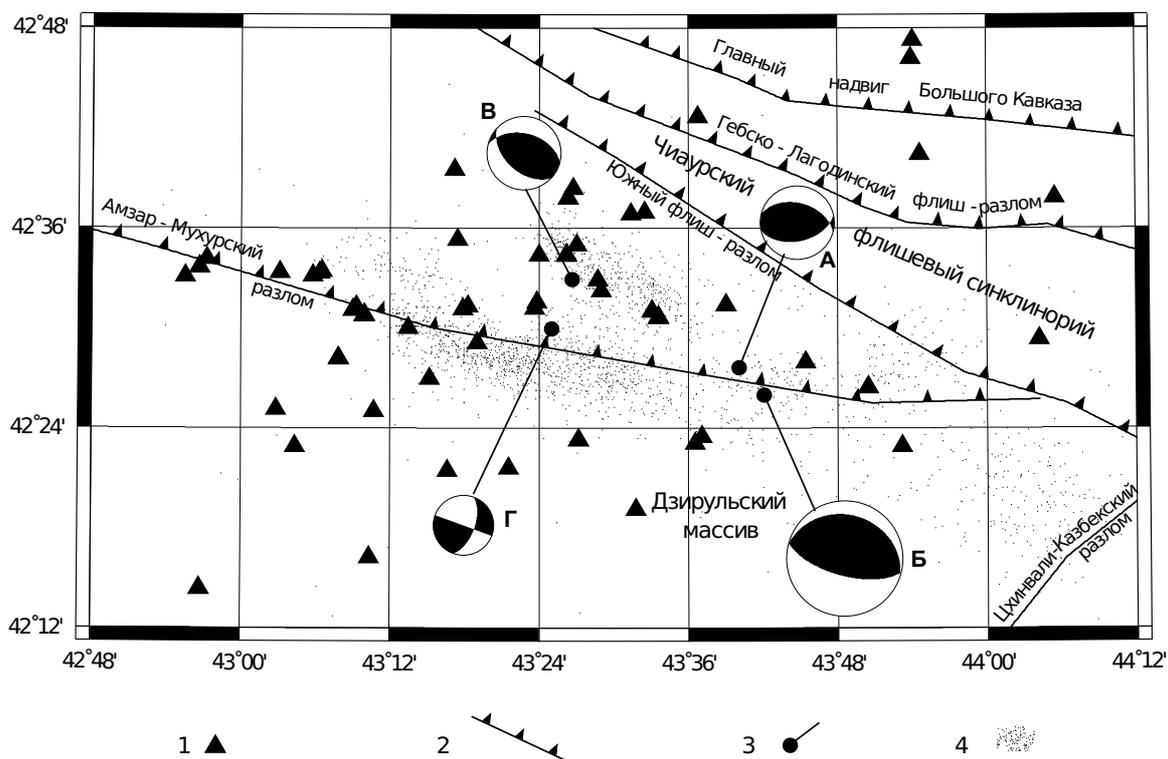


Рис. 1. Сейсмотектоническая позиция очага Рачинского землетрясения 1991 г. и конфигурация временной сейсмической сети. 1 – сейсмические станции; 2 – линии выхода на поверхность активных разломов взбросо-надвигового типа по [Трифонов и др., 2002]; 3 – положение эпицентров субочагов основного толчка по [Fuenzalida et al., 1997]; 4 – облака эпицентров афтершоков. А–Г – механизмы соответствующих субочагов (см. пояснения в тексте)

простираения. К Амзар-Мухурскому разлому Рачинское землетрясение 1991 г. отнесено в монографии [Трифонов и др., 2002], где угол наклона плоскости разлома оценивается в 70° , средняя скорость смещений по нему – 1–5 мм/год, суммарная величина смещения за четвертичный период – от 1000 до 1500 м. В той же работе угол наклона плоскости Южного флиш-разлома оценивается в 80° , средняя скорость смещения по нему – менее 1 мм/год.

Проведенное в 1991 г. сразу же после землетрясения полевое обследование сейсмических дислокаций, сопровождаемое дешифрированием космических и аэрофотоснимков [Рогожин и др., 1993; Богачкин и др., 1993], показало, что область их распространения весьма точно совпадает с распределением афтершоков землетрясения. Обнаружены два максимума плотности дислокаций, расположенные к югу и к северу от эпицентров субочагов основного землетрясения (см. рис. 1). Это позволяет предположить, что область распределения афтершоков и сейсмических дислокаций обрисовывает на поверхности очаг основного события [Арефьев и др., 2006].

Для анализа данных о механизме очага Рачинского землетрясения 1991 г. обратимся к нижепериведенной таблице. Можно видеть, что большинство инструментальных методов определения дают схожие оценки простираения плоскости разрыва в пределах $285^\circ \div 300^\circ$, тогда как данные об угле падения плоскости разрыва разбиваются на две категории: оценки, выполненные по результатам интерпретации записей поверхностных волн [Букчин, 1992] и частично – по результатам интерпретации записей объемных волн [Арефьев и др., 1993] указывают на малый угол наклона от 15° до 30° . С такими оценками согласуются и сеймотектонические оценки параметров очага, приведенные в работах Е.А. Рогожина с соавторами [Рогожин, Борисов, Богачкин, 1991; Рогожин и др., 1993]. С другой стороны, СМТ-решение из Гарвардского каталога указывает на более крутое падение ($\sim 40^\circ$), близкий результат получен по данным записей объемных волн в работе [Балакина, 1993]. В пользу относительно более крутого падения плоскости разрыва ($\sim 40^\circ \div 45^\circ$) высказывается Т.П. Белоусов с соавтором [Белоусов, Чичагов, 1992, 1993], аргументируя свою точку зрения наблюдениями сеймотектонических деформаций в очаговой зоне, часть из которых, по предположению Т.П. Белоусова [Белоусов, 2009], может соответствовать выходу плоскости разрыва на поверхность. Таким образом, до настоящего времени механизм очага Рачинского землетрясения 1991 г. остается предметом дискуссии.

Весьма подробное моделирование подвижки в очаге выполнено международным коллективом авторов [Fuenzalida et al., 1997]. Целью моделирования было наилучшим образом аппроксимировать наблюдаемые записи объемных волн основного толчка. В результате детального анализа записей в работе было показано, что подвижка в очаге Рачинского землетрясения 1991 г. носила дискретный характер и в ходе развития основного разрыва можно выделить четыре последовательных события А – Г с различными механизмами очага (см. рис. 1). Первым произошло событие А (его можно считать форшоком), гипоцентр которого располагался на глубине ~ 5.4 км на расстоянии около 3 км к северо-западу от

Параметры плоскости разрыва в очаге Рачинского землетрясения 1991 г.
по данным из разных источников.

Источник	Метод определения	Параметры очага (градусы)		
		Простираание	Падение	Направление смещения
Гарвардский каталог <i>СМТ</i>	По объемным волнам на мировой сети станций	288	39	106
<i>Арефьев и др.</i> , 1993	По объемным волнам (метод Набелека)	286	37	86
<i>Букчин</i> , 1992	По поверхностным волнам	285	15	
<i>Арефьев и др.</i> , 1993	По знакам первых вступлений	264	32	92
<i>Захарова и др.</i> , 1993		303	32	82
<i>Балакина</i> , 1993	По знакам первых вступлений и анализу сейсмограмм	295	43	
<i>Рогожин и др.</i> , 1993	Сейсмотектонические реконструкции, анализ сейсмодислокаций	~300	~35	
<i>Белоусов, Чичагов</i> , 1992, 1993		~300	~45	

гипоцентра субочага Б (принимаемого за основной); подвижка осуществлялась по крутопадающей (~45°) плоскости. На долю субочага А приходится около 15% суммарного сейсмического момента землетрясения. Через 3 с началось вспарывание в основном субочаге Б, глубина которого около 5 км, угол падения плоскости разрыва (в направлении на север-северо-восток) относительно пологий (29°); разрыв, по-видимому, распространялся по простираанию плоскости в западном-северо-западном направлении со скоростью около 0.5–1.0 км/сек. Через 10 с началась подвижка в субочаге В на расстоянии ~22 км к северо-западу от основного субочага; глубина этого события оценивается в 10 км, направление простираания плоскости разрыва несколько развернуто к северу (~300°) по сравнению с двумя предшествующими субочагами; угол падения составляет уже около 60°. Еще через 6 с возникает подвижка в субочаге Г, механизм которого существенно отличается от предшествующих – это правый сдвиг с небольшой взбросовой компонентой, происходивший по крутопадающей (~60°) плоскости западно-северо-западного простираания.

Таким образом, очаг Рачинского землетрясения 1991 г., по-видимому, имел весьма сложную структуру и подвижка в нем развивалась не по одной а по нескольким плоскостям с различной ориентацией и углом наклона, что объясняет разночтения в попытках построить единый механизм очага (см. табл.). Результаты локальной сейсмической томографии могут привнести дополнительную информацию относительно о строении очаговой зоны, в частности, за счет уточнения положения гипоцентров афтершоков, а также за счет выявления нарушенных зон, которые могут маркировать плоскости недавнего крупномасштабного разрыва.

В предшествующих томографических исследованиях [Арефьев и др., 2006а, б] использовался алгоритм SIMULPS12 [Evans, Eberhart-Phillips, Thurber, 1994], с помощью которого были построены модели, адекватно отражающие геологическое строение региона. Эти результаты показали, что значительная часть облака афтершоков приурочена к зоне раздела между высокоскоростным фундаментом и осадочным чехлом; при этом афтершоки в южной части очаговой области расположены преимущественно в пределах чехла, а в северной части – в фундаменте [Арефьев и др., 2006б]. Кроме того, вблизи поверхности фундамента в пределах Рача-Лехумского прогиба на глубине около 8 км отмечена полоса относительно пониженных скоростей сейсмических волн, которую можно идентифицировать как приразломную зону. Тем не менее, окончательной ясности в вопрос о механизме очага Рачинского землетрясения 1991 г. внесено не было.

Целью настоящего исследования является независимая интерпретация тех же данных временной сейсмической сети с использованием нового алгоритма локальной сейсмической томографии с адаптивной вэйвлет-параметризацией среды. Особенность алгоритма, как будет описано в разделе 2, состоит в возможности неоднородной параметризации в зависимости от локальной разрешающей способности. Это дает основания надеяться на получение дополнительной информации о строении очаговой зоны в областях, хорошо освещенных сейсмическими лучами.

2. Описание алгоритма

Решение обратной задачи локальной лучевой сейсмотомографии в линеаризованной постановке описано в [Aki, Christoffersen, Husebye, 1977; Яновская, 1997] и ряде других работ. Оно сводится к выполнению последовательности итераций, на каждой из которых минимизируется функционал вида:

$$\Phi_{\alpha}[\delta \mathbf{s}^{(k)}; \delta \mathbf{x}^{(k)}; \delta \boldsymbol{\tau}^{(k)}] = \|\mathbf{L}\delta \mathbf{s}^{(k)} + \mathbf{D}\delta \mathbf{x}^{(k)} + \mathbf{E}\delta \boldsymbol{\tau}^{(k-1)} - \delta \mathbf{t}^{(k-1)}\|_{L_2} + \alpha \Omega[\mathbf{s}^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}]. \quad (1)$$

Здесь k – номер текущей итерации; $\mathbf{s}^{(k)} = \mathbf{s}^{(k-1)} + \delta \mathbf{s}^{(k)}$ – вектор значений медленности в элементах (ячейках) модели, получаемый по результатам текущей итерации; $\mathbf{x}^{(k)} = \mathbf{x}^{(k-1)} + \delta \mathbf{x}^{(k)}$ – вектор координат гипоцентров, получаемый по результатам текущей итерации; $\boldsymbol{\tau}^{(k)} = \boldsymbol{\tau}^{(k-1)} + \delta \boldsymbol{\tau}^{(k)}$ – вектор времен событий, получаемый по результатам текущей итерации; $\delta \mathbf{t}^{(k-1)} = (\mathbf{T}^{(obs)} - \boldsymbol{\tau}^{(k-1)}) - \Delta \mathbf{t}^{(k-1)}$ – вектор аномалий времен пробега вдоль лучей, где $\mathbf{T}^{(obs)}$ – вектор абсолютных времен вступлений, зарегистрированных на станциях и относящихся к определенному событию; $\Delta \mathbf{t}^{(k-1)}$ – вектор значений времен пробега вдоль лучей, вычисленных путем моделирования с использованием модели медленности $\mathbf{s}^{(k-1)}$ и положений очагов $\mathbf{x}^{(k-1)}$; \mathbf{L} – матрица, элементы которой $l_{i,j}$ равны значениям длины траектории i -го луча в пределах j -й ячейки модели; \mathbf{D} – матрица, содержащая в каждой строке три ненулевых значения, равных величинам производных времени пробега луча по

трем координатам соответствующего ему гипоцентра землетрясения; E – единичная матрица; $\Omega[s^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}]$ – регуляризирующий оператор, отражающий априорные требования к модели, такие как гладкость, минимум отклонения от референсных значений и др.; α – параметр регуляризации.

Значения элементов матриц L и D , как и вектора $\delta t^{(k-1)}$, определяются путем решения прямой кинематической задачи сейсмоки в рамках модели среды $s^{(k-1)}$ при положении гипоцентров $\mathbf{x}^{(k-1)}$. Для решения этой задачи может использоваться широкий класс методов расчета полей времен и трассирования сейсмических лучей в трехмерно-неоднородных моделях. В алгоритме, описанном в настоящей работе, используется метод, основанный на конечно-разностном решении уравнении эйконала [Vidale, 1990; Hole, Zelt, 1995]. Широкое распространение имеет также метод “изгиба луча” [Moser, Nolet, Snieder, 1992] и ряд других методов. Подробное обсуждение сравнительных достоинств и недостатков разных методов решения прямой задачи выходит за рамки данной работы.

К настоящему времени разработано множество алгоритмов, работающих в рамках описанной линеаризованной схемы. Основные различия между ними состоят в используемых приемах регуляризации, т.е. выборе вида функционала $\Omega[s^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}]$, численных методов, применяемых для минимизации функционала (1), а также в способе параметризации модели. Необходимость разработки большого числа алгоритмов вызвана сложностями решения задачи лучевой сейсмотомографии, которые условно могут быть разделены на сложности принципиального и вычислительного характера. Основная проблема состоит в том, что желание получить решение, достоверное и устойчивое по отношению к ошибкам во входных данных и выбору модели начального приближения ($s^{(0)}$, $\mathbf{x}^{(0)}$, $\boldsymbol{\tau}^{(0)}$), входит в противоречие с другим желанием – получить решение, обладающее высокой детальностью. Повышение детальности решения означает увеличение числа независимых параметров модели (т.е. длины вектора \mathbf{s}). Это, во-первых, требует увеличения объема минимально необходимой оперативной памяти ЭВМ и времени счета, а, во-вторых, при превышении некоторого предела делает матрицу L плохо обусловленной и задачу минимизации функционала (1) неустойчивой. Кроме того, в задачах сейсмической томографии разрешающая способность, определяемая конфигурацией сети наблюдений, положением источников и особенностями строения среды, как правило, весьма неоднородна в изучаемом объеме. Поэтому оптимальным можно считать такой алгоритм, который позволяет получать решение переменной по объему детальности в зависимости от локальной разрешающей способности.

Алгоритм, осуществляющий параметризацию среды на основе равновеликих ячеек с постоянной скоростью, не обладает указанным свойством оптимальности. Поэтому неоднократно предпринимались шаги по созданию более эффективного алгоритма. Эти работы ведутся в двух основных направлениях – стабилизация решения за счет выбора вида регуляризатора $\Omega[s^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}]$ и построение модели неоднородной детальности путем специ-

ального выбора способа параметризации среды s . Так, в работах [Дитмар, 1993; Hobro et al., 2003] и ряде других устойчивость решения достигается за счет выбора в качестве регуляризатора той или иной меры гладкости искомой функции медленности s . Применение такого подхода позволяет получить решение, обладающее желаемым свойством гладкости, и не допускает появления необоснованных аномалий медленности в тех областях, где они не требуются для объяснения имеющихся данных. С другой стороны, гладкость функции медленности не всегда отвечает геологическим представлениям о строении среды, а кроме того, при этом подходе неизбежно, хотя и в меньшей мере, подавляются и аномалии медленности в областях, где разрешающая способность данных достаточно велика для их уверенного восстановления. Кроме того, введение регуляризатора в виде меры гладкости с вычислительной точки зрения означает увеличение требований к объему памяти и времени счета.

Близкие результаты приносит применение регуляризации на основе анализа SVD -разложения составной матрицы LDE и исключения при вычислении $(LDE)^{-1} \delta t^{(k-1)}$ слабых, которым отвечают малые собственные значения [Треусов, 1988; Треусов, Арефьев, Борисов, 1993]. Такой способ регуляризации эквивалентен выбору регуляризирующего функционала в виде $\Omega[\delta p^{(k)}] = \|\delta p^{(k)}\|_{L_2}$, где δp – составной вектор приращений параметров (доказательство см., например, в [Голуб, Ван Лоун, 1988]). Несмотря на то, что SVD -разложение является весьма устойчивым и эффективным методом решения плохо обусловленных систем линейных уравнений, возникающих в задачах сейсмической томографии, его применение также ограничивается высокими требованиями к объему оперативной памяти и времени вычисления разложения.

В рамках альтернативного подхода достичь оптимальности алгоритма стремятся за счет такого выбора параметризации среды, при котором детальность описания оказывается пропорциональной локальной разрешающей способности. Впервые концепция неоднородной параметризации среды, по-видимому, была предложена в работе [Thurber, 1987], где размер ячейки модели выбирался в зависимости от требуемой степени детальности описания среды, исходя из геологических представлений. Строить иррегулярную аппроксимацию среды, исходя из оценки локальной разрешающей способности, было впервые предложено в работе [Abers, Roecker, 1991]; применять для этой цели вэйвлет-разложение – в [Chiao, Kuo, 2001; Chiao, Liang, 2003]. Более подробный обзор работ, посвященных развитию данного подхода, приведен в [Tikhotsky, Achauer, 2008; Тихоцкий, Фокин, Шур, 2011].

В предлагаемом алгоритме параметризация скоростной модели среды осуществляется следующим образом. Размер базовой ячейки $dx \times dy \times dz$ выбирается, исходя из представлений о максимальной детальности модели (в направлениях x , y и z соответственно), которая может быть получена в результате инверсии. Основанием для такого выбора могут служить геологические сведения о характерных размерах неоднородно-

стей, сведения о плотности сейсмических станций и количестве сейсмических событий, и, главное, – физические ограничения на минимальный размер неоднородности, вытекающие из того, что лучевая теория применима при характерном масштабе неоднородностей, не превышающем размера зоны Френеля, в качестве оценки которой можно использовать $D_{min} = 0.5\sqrt{\lambda L}$, где λ – максимальная длина волны, L – максимальная длина сейсмического луча [Nolet, 2008]. В качестве базовой аппроксимирующей сетки принимается регулярная трехмерная сетка базовых ячеек размерности $N \times M \times K$. Параметризация величин медленности в каждом горизонтальном слое базовой сетки, отвечающем диапазону глубин $z_0 + kdz < z < z_0 + (k+1)dz$, осуществляется путем разложения в ряд по системе ортогональных вэйвлет-функций Хаара:

$$ds(i, j) = c_0 + \sum_{l=1}^J \sum_{m,n=0}^{2^{J-1}-1} \sum_{q=1}^3 c_{l,m,n}^q \cdot \psi_{l,m,n}^q(i, j), \quad (2)$$

где $1 < i < N, 1 < j < M, J = \log_2(\max(N, M)) + 1$, $\psi_{l,m,n}^q(i, j)$ – базовая вэйвлет-функция Хаара; индекс l определяет размер носителя базовой функции ($\text{supp } \psi_{l,m,n}^q$), а индексы m, n – его смещение относительно начала координат [Mallat, 1989; Stolz, De Rose, Salesin, 1995].

Важной особенностью функций Хаара является финитность их носителя, т.е. каждая функция $\psi_{l,m,n}^q(i, j)$ вносит вклад в величину медленности в ограниченном объеме среды. При этом, чем больше величина l , тем меньше этот объем и тем больше детальность модели в области, определяемой положением носителя, т.е. индексами m, n . Это свойство вэйвлет-функций может быть эффективно использовано для адаптивной параметризации среды, согласованной с разрешающей способностью: исключая из разложения (2) те члены, коэффициенты при которых не могут быть устойчиво определены из-за недостаточной разрешающей способности в соответствующем объеме, получим аппроксимацию, эквивалентную неоднородной параметризации, детальность которой адаптирована к локальной разрешающей способности. Для этого необходимо каким-либо образом определить меру локальной разрешающей способности. В работе [Тихоцкий, Фокин, Шур, 2011] показано, что хорошие результаты приносит совместный анализ двух эмпирических мер разрешающей способности – числа сейсмических лучей $N_r(l, m, n)$, приходящихся на носитель $\text{supp } \psi_{l,m,n}^q$, и величины “углового покрытия”, т.е. разброса азимутов сейсмических лучей в пределах того же носителя, определяемого телесным углом $\vartheta(l, m, n)$.

В результате серии численных экспериментов было установлено следующее правило: слагаемое, соответствующее индексам l, m, n , включается в разложение (2), если

$$\begin{cases} \vartheta(l, m, n) > \vartheta_1^{min} & \text{и} & N_r(l, m, n) > N_2^{min}, \\ & \text{или} & \\ \vartheta(l, m, n) > \vartheta_2^{min} & \text{и} & N_r(l, m, n) > N_1^{min} \end{cases}; \quad (3)$$

в противном случае полагают $c_{l,m,n}^k = 0$. Подробный анализ построения адаптивной аппроксимации с использованием вэйвлет-функций Хаара и описанных эмпирических мер разрешающей способности, а также анализ адекватности этих мер приведен в работе [Тихоцкий, Фокин, Шур, 2011].

Аргументируем выбор параметризации трехмерного объема среды в виде системы двумерных вэйвлет-разложений Хаара в системе горизонтальных слоев (будем обозначать эту схему 2D+1D). Построение 3D вэйвлет-разложения Хаара не представляет сложности, однако на практике обычно существует весомая разница между изменчивостью параметров модели в двух горизонтальных и вертикальном измерениях. В частности, в задачах локальной сейсмотомографии размер по вертикали той части модели, которая может быть восстановлена, как правило, не превышает первых десятков километров, тогда как горизонтальные размеры модели могут достигать нескольких сотен километров. И, что более важно, всегда существует значительный градиент скорости по глубине, определяющий траектории сейсмических лучей, тогда как вариации скорости по латерали, как правило, носят нерегулярный характер и заметно меньше по абсолютной величине. Поэтому важнейшей задачей, определяющей успех уже первичного определения положения гипоцентров землетрясений и дальнейшей сейсмической томографии, является правильный выбор средней одномерной скоростной модели $v(z)$. Подходить к определению детальности модели по латерали и по глубине с одних и тех же позиций неэффективно. За счет выбранной 2D+1D схемы параметризации данный алгоритм может использоваться на всех этапах определения позиций гипоцентров: при первичной локации в рамках фиксированной по априорным данным скоростной модели; при определении оптимальной одномерной модели среды $v(z)$ (с одновременным переопределением положения очагов или без этого); собственно при решении задачи сейсмотомографии – определении трехмерной модели среды (также с одновременным переопределением положения очагов или без этого).

Очевидно, выбранная схема параметризации оставляет открытым вопрос об обеспечении непрерывности восстанавливаемых аномалий скорости по глубине (в направлении z). Для решения этой задачи используется классический прием регуляризации на основе требования гладкости функции $s(z)$. Функционал $\Omega[s^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}]$ в выражении (1) представляется в виде:

$$\Omega[s^{(k)}; \mathbf{x}^{(k)}; \boldsymbol{\tau}^{(k)}] = \alpha_z \left\| \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} \right\|_{L_2} + \alpha_{xy} \left[\left\| \frac{\partial^2 s}{\partial x^2} \right\|_{L_2} + \left\| \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} \right\|_{L_2} \right] + \beta_x \|\mathbf{x}^{(k)} - \mathbf{x}^{(k-1)}\|_{L_2} + \beta_\tau \|\boldsymbol{\tau}^{(k)} - \boldsymbol{\tau}^{(k-1)}\|_{L_2}. \quad (4)$$

Параметр α_z , определяющий степень гладкости модели по вертикали, может регулироваться независимо от прочих параметров регуляризации – α_{xy} , определяющего степень

гладкости по латерали, β_x , β_τ , определяющих ограничения на величину нормы приращения векторов x и τ соответственно.

Алгоритм реализован с использованием параллельных вычислений при помощи технологии *cilk++* (расширение языка *C++*, предназначенное для эффективного распараллеливания программ). Основной технологической особенностью, которая позволяет в разы сократить требования к оперативной памяти и времени счета, является применение метода компактного хранения и параллельного умножения разреженной матрицы на плотный вектор слева и справа (т.е., выполнение операций Ax и $y^T A$), предложенного в [Buluc et al., 2009]. Решение системы линейных уравнений, возникающей при минимизации функционала (1), выполняется с использованием алгоритма *LSQR* [Paige, Saunders, 1982].

3. Используемые данные. Базовая параметризация модели

Временная сейсмологическая сеть, развернутая в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения в 1991 г., состояла из 52 станций и зарегистрировала 3792 события [Арефьев и др., 1993]. Начальные положения гипоцентров были определены при помощи программы *HYPO71* [Lee, Lahr, 1975] для 2668 событий, зарегистрированных четырьмя и более станциями. Гистограмма распределения количества событий в зависимости от числа сейсмических станций, зарегистрировавших данное событие, приведена на рис. 2. Видно, что наибольшее количество событий было зарегистрировано менее чем шестью станциями; второй по значимости пик гистограммы соответствует событиям, которые зарегистрировали 7-8 станций.

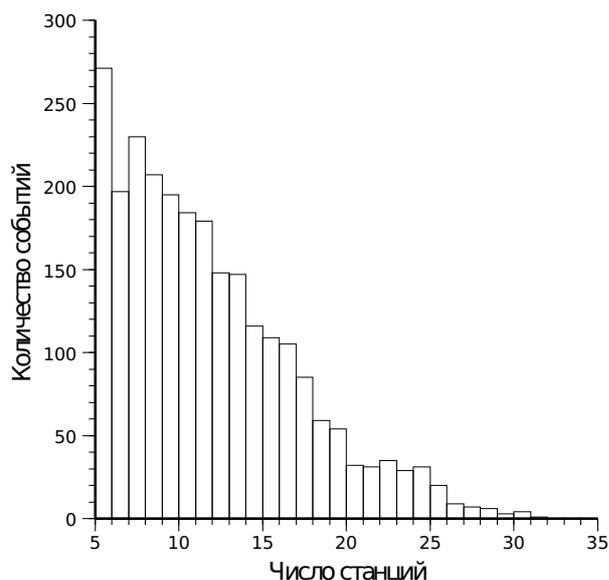


Рис. 2. Количество сейсмических событий (афтершоков), зарегистрированных различным числом станций сейсмической сети

Для томографической обработки были отобраны 2494 события, для которых удастся устойчиво определить первые вступления по данным не менее чем шести сейсмических станций. Число независимых уравнений (число сейсмических лучей) составило около 27 000.

Размер базовой ячейки модели среды был выбран, исходя из частотного состава записей сейсмических волн от афтершоков. Спектр колебаний P -волн, регистрируемых в первых вступлениях, достигает 10 Гц, скорость P -волн в первых 5–10 км разреза может составлять 3 км/с, соответственно длина волны может достигать 0.3 км и более. Поэтому размер базовой ячейки параметризации скорости принимался равным 0.3x0.3x0.3 км. Размер модели выбирался, исходя из разброса координат сейсмических станций и первичных координат гипоцентров очагов, и составил 70 км в направлении север-юг, 115 км в направлении запад-восток и 44 км по глубине. При указанных размерах модели влияние кривизны земной поверхности пренебрежимо мало. Поэтому для проведения расчетов была выбрана система координат поперечной проекции Меркатора, используемой для топографических карт. Модель содержит 46 917 024 ячейки базовой сетки (352 x 577 x 231).

Лучевое покрытие – число лучей, проходящихся на одну ячейку базовой сетки, – представлено на рис. 3 в серии горизонтальных срезов модели. Траектории лучей рассчитывались в горизонтально-однородной начальной модели среды, которая была выбрана на основе анализа геофизических данных по смежным регионам и использовалась при первичной локации гипоцентров в программе *HYPO71* (соответствующая кривая $v(z)$ приведена в разделе 4).

Для расчета полей времен $\tau(x, y, z)$ использовался алгоритм конечно-разностного решения уравнения эйконала [Vidale, 1990; Hole and Zelt, 1995]; трассировка сейсмических лучей выполнялась затем на основе соотношения $\mathbf{r} = \nabla\tau(x, y, z)$ где \mathbf{r} – лучевой вектор (см. [Nolet, 2008]). На рис. 3 видно, что лучевое покрытие в объеме модели весьма неоднородно, даже в центральной ее части, непосредственно в области расположения сейсмической сети. Максимальное лучевое покрытие приходится на глубины 8–10 км; в верхней части модели лучевое покрытие фрагментарно и наследует геометрию расположения сейсмических станций; глубже 12–13 км число очагов уменьшается и соответственно уменьшается лучевое покрытие. Заметим, что в результате перераспределения очагов и изменения скоростной модели в процессе инверсии можно ожидать изменения лучевого покрытия. Поэтому адаптивная аппроксимация среды должна строиться на каждой итерации отдельно. Следовательно, данные временной сейсмической сети, развернутой в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г., – хороший объект для применения описанного в данной статье алгоритма лучевой сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды.

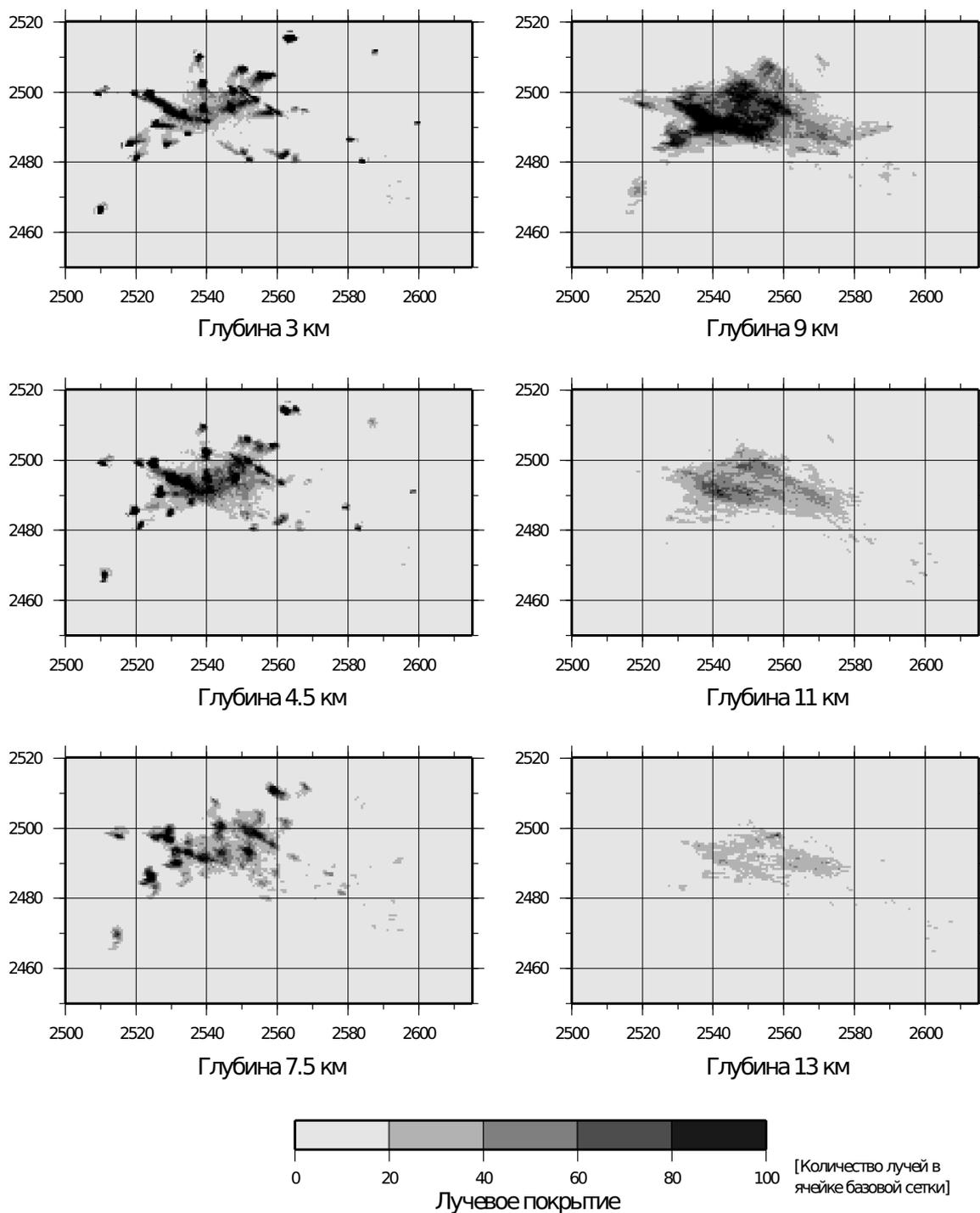


Рис. 3. Лучевое покрытие (число лучей, приходящихся на одну базовую ячейку размером $0.3 \times 0.3 \times 0.3$ км) на разных глубинах. Лучевое покрытие рассчитано для горизонтально-однородной модели с зависимостью $v(z)$, заданной по априорным геофизическим данным

4. Анализ устойчивости и разрешающей способности

Для выяснения устойчивости и разрешающей способности обратной задачи сейсмической томографии при заданных условиях полевого эксперимента была выполнена серия последовательно усложняемых тестов – имитационных вычислительных экспериментов. Во всех тестах расположение сейсмической сети соответствует ее реальной геометрии в полевом эксперименте и использована описанная выше базовая параметризация среды.

В тесте 1 исследовалась точность восстановления положений гипоцентров афтершоков и времен событий при заданной скоростной модели среды. Для этого в определенные программой *HYPO71* первичные координаты гипоцентров x_i^0, y_i^0, z_i^0 были внесены случайные поправки $\delta x_i, \delta y_i, \delta z_i$, которые предполагались независимыми нормально распределенными случайными величинами с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением, равным 3 км. Аналогичным образом во времена событий τ_i^0 , соответствующие очагам, были внесены случайные гауссовы поправки $\delta \tau_i$ со среднеквадратическим отклонением 0.5 с. Полученные в результате исправленные параметры событий принимались за истинные, для них были рассчитаны времена вступлений на тех станциях, которые зарегистрировали данное событие в эксперименте. Первичные параметры очагов, определенные программой *HYPO71*, затем использовались в качестве модели начального приближения в итерационном процессе. Одномерная скоростная модель была фиксирована и совпадала с описанной выше. На рис. 4 представлены гистограммы распределения ошибок определения параметров очагов до инверсии (рис. 4, а, б) и после трех итераций инверсии (рис. 4, в, г).

В тесте 2 исследовалась возможность восстановления одномерной скоростной модели (рис. 5). Для этого осуществлялся одновременный подбор положения очагов, времени событий и скоростной модели $v(z)$. Начальные и модельные параметры очагов полностью соответствовали принятым для теста 1, времена вступлений вычислялись с использованием той же скоростной модели по априорным данным (рис. 5, кривая 1), но в качестве скоростной модели начального приближения использовалась модель с постоянным градиентом скорости (рис. 5, кривая 2). В результате четырех итераций инверсии скоростная модель в диапазоне глубин до 30 км была восстановлена с высокой точностью (рис. 5, кривая 3); для глубин более 30-35 км восстановление скорости некорректно, что объясняется малым числом глубокофокусных афтершоков. Положение очагов и времена событий были восстановлены практически с той же точностью, что и в тесте 1.

Тест 2 свидетельствует о возможности устойчивого восстановления одномерной скоростной модели по имеющимся данным, ограничивая диапазон глубин, в котором результаты можно считать устойчивыми.

Тест 3 был посвящен исследованию возможности восстановления трехмерной скоростной структуры и оценке разрешающей способности метода. Для этого использовался общепринятый способ тестирования с привлечением синтетической модели, аномалии

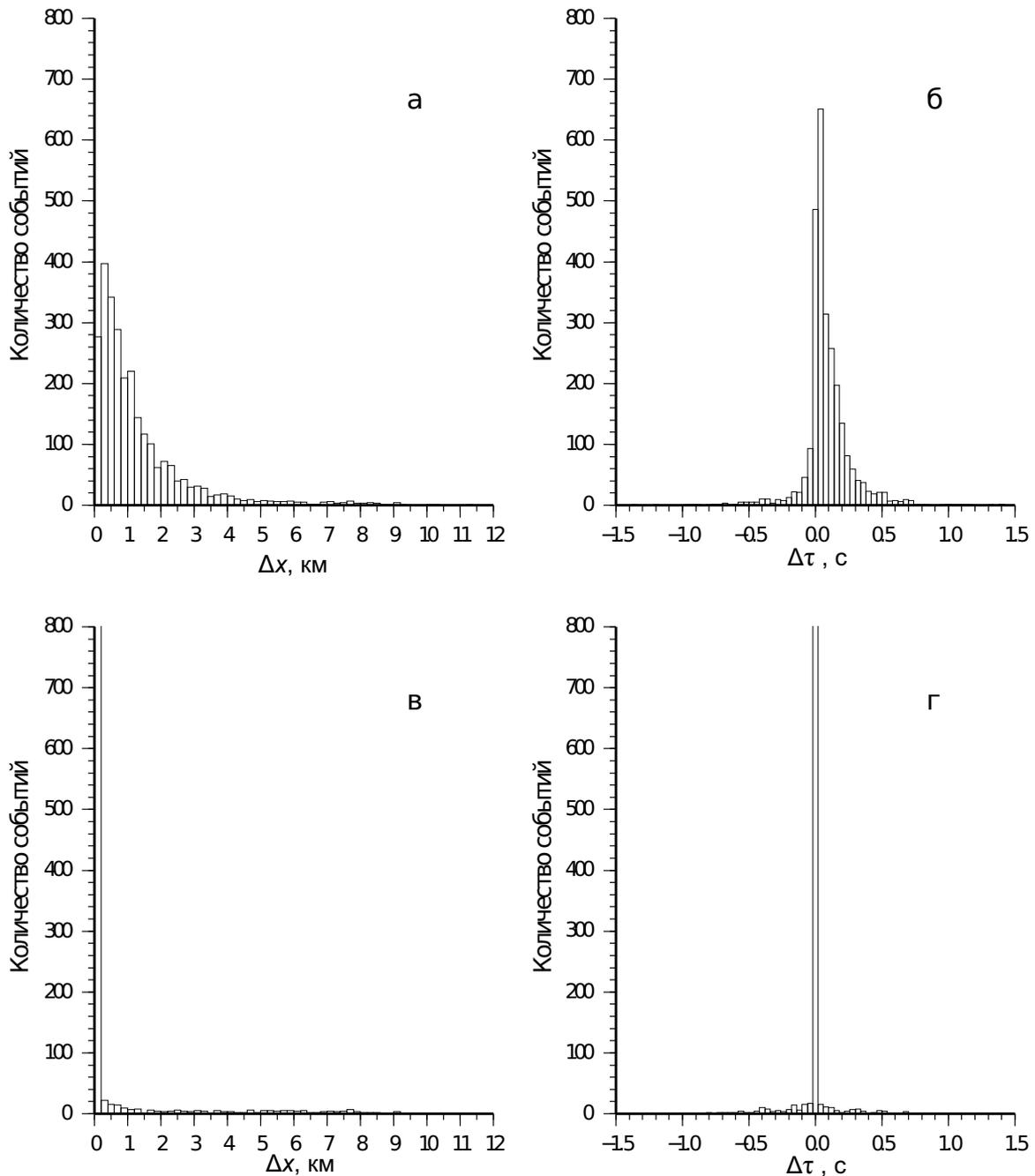


Рис. 4. Гистограммы распределения ошибок определения параметров событий в тесте 1 (восстановление параметров событий) в модели нулевого приближения до инверсии (а, б) и после трех итераций инверсии (в, г). Левый столбец – расстояние между текущим и “истинным” положением гипоцентра (Δx , км); правый столбец – разница между текущим и “истинным” временем события ($\Delta \tau$, с)

скорости в объеме которой распределены в шахматном порядке по всем трем направлениям (рис. 6, рис. 7, б, г, е). Размер клетки шахматной доски принят равным $3 \times 3 \times 3$ км, относительная амплитуда 3D аномалий скорости составляла 5% от среднего значения скорости на данной глубине.

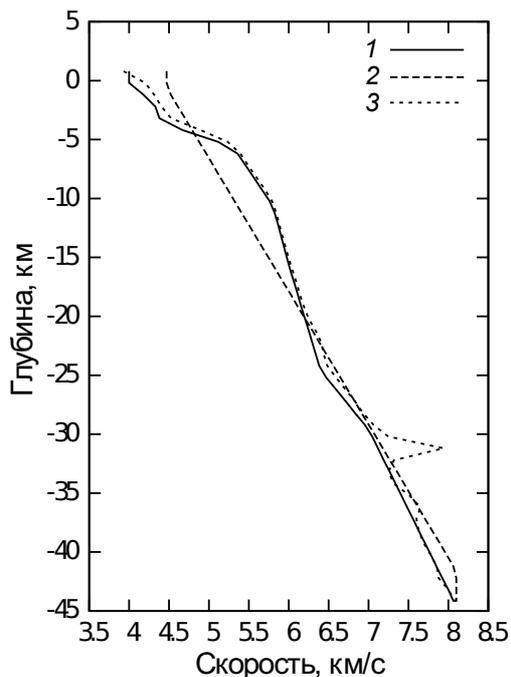


Рис. 5. Вертикальные профили скорости в тесте 2 (восстановление параметров событий и профилей скорости): 1 – профиль по априорным геофизическим данным, использованный в качестве “истинного”; 2 – профиль, использованный в качестве модели начального приближения; 3 – профиль, восстановленный по результатам инверсии

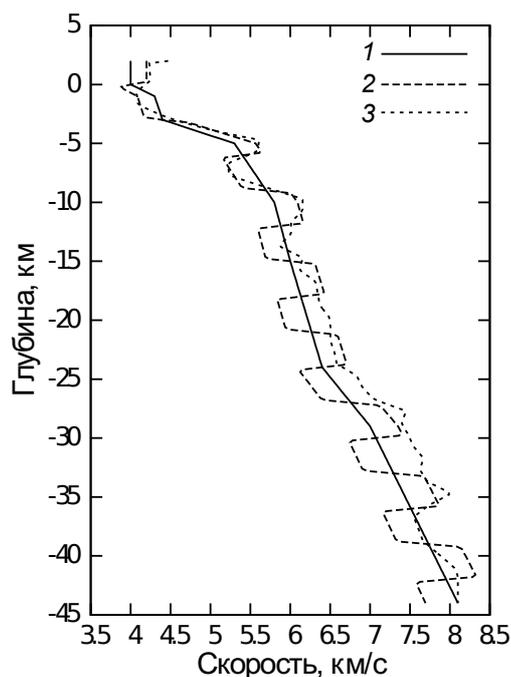


Рис. 6. То же в тесте 3 (одновременное восстановление параметров событий и трехмерных аномалий скорости): 1 – профиль, использованный в качестве модели начального приближения; 2 – профиль, использованный в качестве “истинного” (в точке, соответствующей максимуму “шахматной” аномалии); 3 – восстановленный профиль (в той же точке)

Параметры очагов в “истинной” модели и в модели начального приближения идентичны таковым для теста 1. В качестве скоростной модели начального приближения использовалась одномерная градиентная скоростная модель (рис. 6, кривая 1). После семи итераций инверсии получена скоростная модель, изображенная на рис. 7, где представлены сечения “истинной” (правый столбец) и восстановленной (левый столбец) моделей. По результатам инверсии видно, что восстановление аномалий скорости с разрешающей способностью, отвечающей выбранному размеру клетки в 3 км, оказывается возможным в центральной части модели, непосредственно под областью расположения основной части сейсмических станций в диапазоне глубин 0–12 км. В большинстве периферийных частей восстановленные скорости близки к нулю, что соответствует ожиданиям от работы алгоритма с адаптивной параметризацией для областей с низким лучевым покрытием. Необходимо отметить, что точность восстановления параметров афтершоков в данном тесте уменьшилась по сравнению с предыдущими, что отражает эквивалентность положения гипоцентра, времени события и аномалии скорости в окрестности гипоцентра. Тем не менее, более чем для 50% событий положение очага восстановлено с точностью не хуже 0.4 км, а время – не хуже 0.2 с.

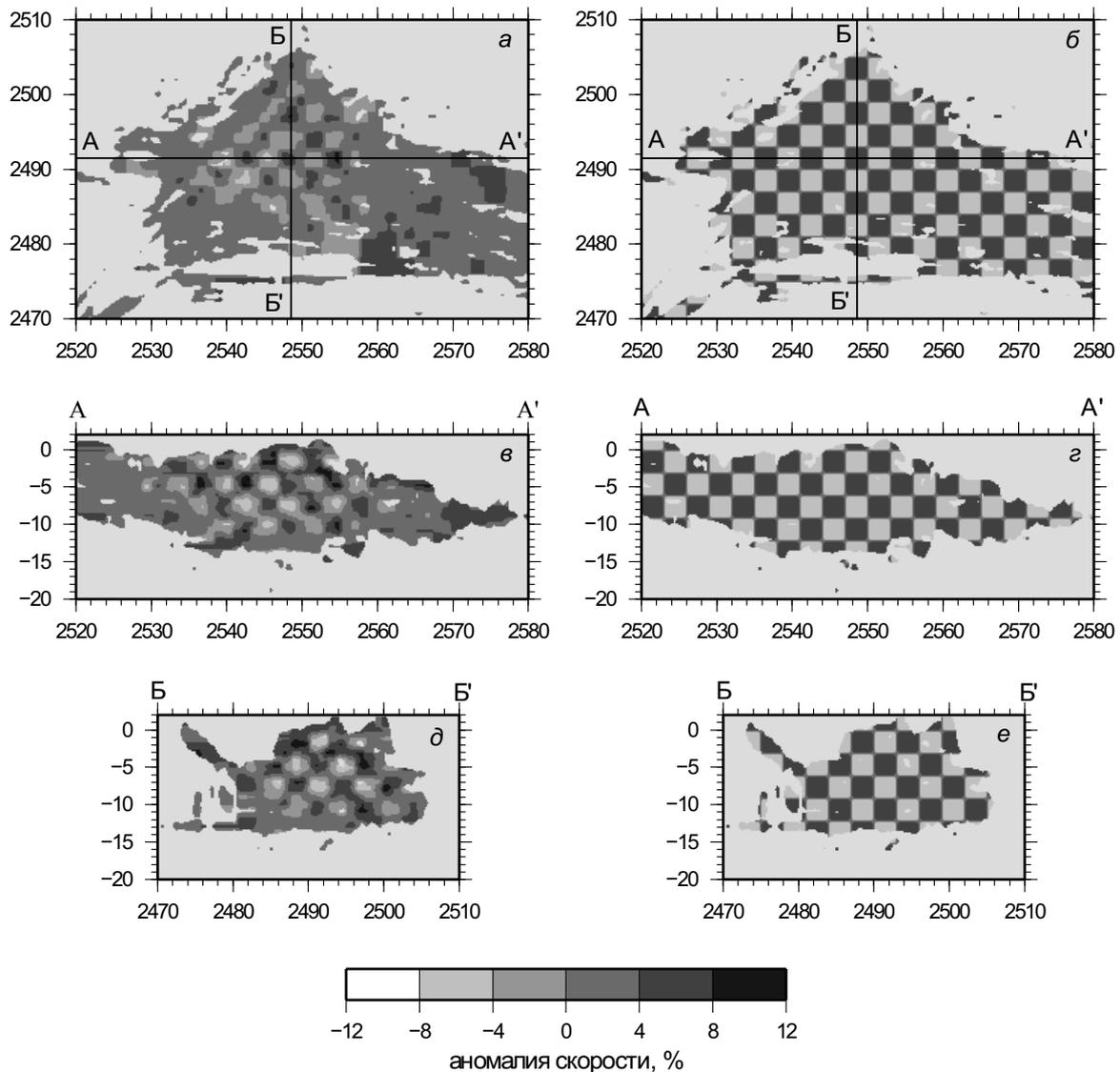


Рис. 7. Сечения скоростной модели в тесте 3 (одновременное восстановление параметров событий и трехмерных аномалий скорости). Левый столбец – восстановленная модель; правый столбец – “истинная”; *а, б* – горизонтальное сечение на глубине 10 км; *в, г* – вертикальное сечение по линии AA'; *д, е* – вертикальное сечение по линии BB' (положение линий AA' и BB' см. на *а, б*)

Процесс адаптивной параметризации среды при восстановлении трехмерной скоростной модели иллюстрирует рис. 8, на котором изображена эквивалентная разреженному вэйвлет-разложению (2) параметризация среды системой ячеек различного размера. Приведенный пример соответствует распределению сейсмических лучей, рассчитанному в скоростной модели начального приближения (первая итерация) при следующих пороговых значениях: минимальное число лучей, приходящихся на носитель вэйвлет-функции, $N_1^{min} = N_2^{min} = 30$; минимальное угловое покрытие – $\vartheta_1^{min} = \vartheta_2^{min} = 0.8$ радиан. Сопоставляя рис. 8 и рис. 3, можно видеть, что, как и следовало ожидать, наиболее детальная параметризация соответствует участкам максимальной плотности сейсмических лучей, тогда как в областях низкого лучевого покрытия аппроксимирующие ячейки

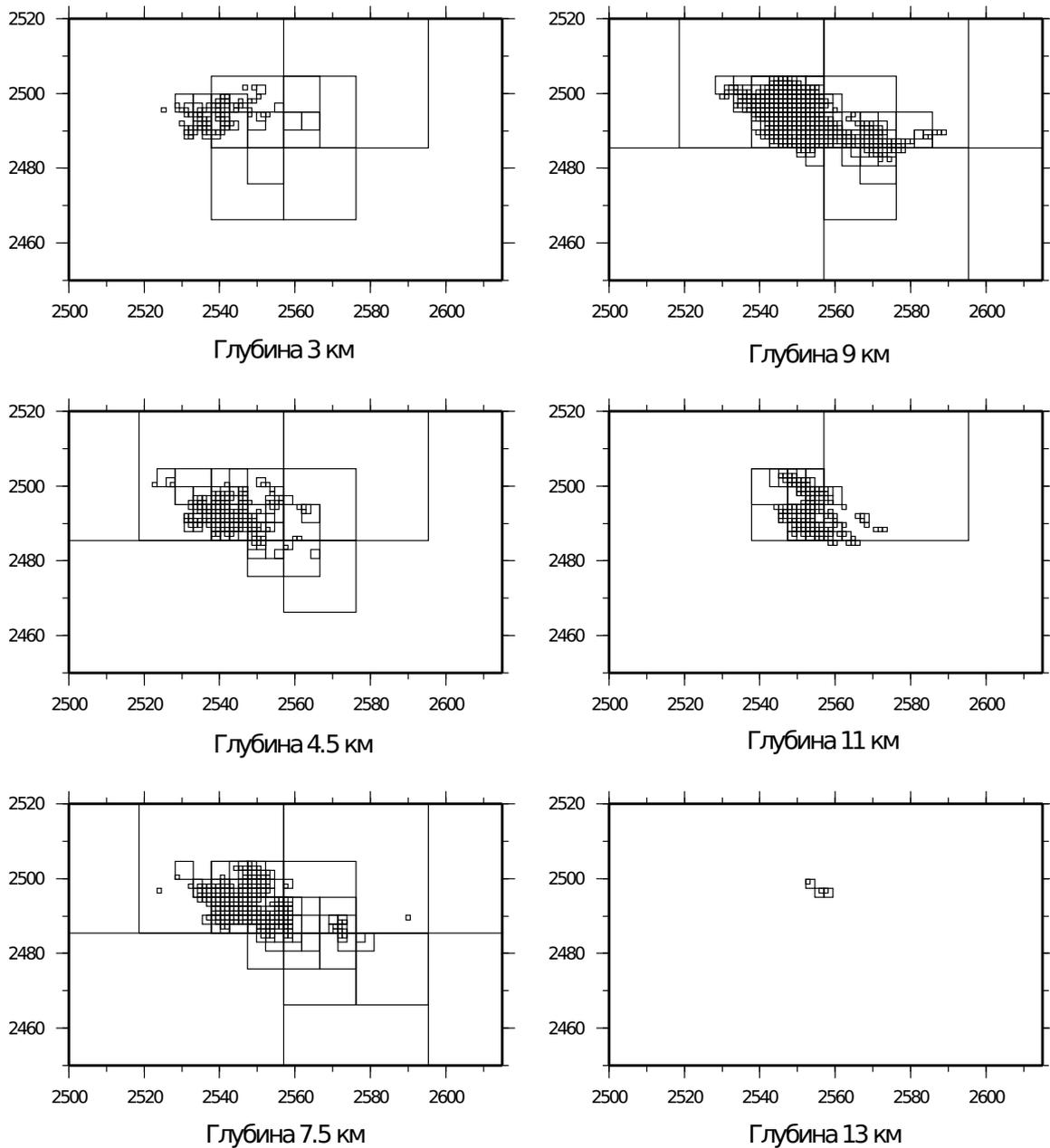


Рис. 8. Эквивалентная разреженному вэйвлет-разложению (2) адаптивная параметризация среды системой нерегулярных ячеек на различных глубинах (пояснения см. в тексте)

укрупняются. Всего для адаптивной параметризации среды на первой итерации при указанных параметрах алгоритма использовано 7044 коэффициента вэйвлет-разложения, т.е. менее чем 0.02% от числа ячеек базовой (регулярной) аппроксимирующей сетки; при этом детальность параметризации в наилучшем образом освещенных сейсмическими лучами областях осталась прежней – $0.3 \times 0.3 \times 0.3$ км. Время, затраченное алгоритмом на выполнение данной итерации на ЭВМ с четырехядерным процессором *Intel* с тактовой частотой 2.9 ГГц, составило 7 мин 54 с, включая время, затраченное на расчет мер разрешающей способности и автоматическое построение адаптивной аппроксимации.

Результаты выполненных тестов подтверждают, что при заданных параметрах сейсмической сети и особенностях распределения событий, соответствующих афтершоковой последовательности Рачинского землетрясения 1991 г., используемый алгоритм позволяет устойчиво выделять в центральной части исследуемой очаговой зоны аномалии скорости размерами 3 км и более и восстанавливать положение очагов событий с точностью не хуже 0.4–0.5 км.

5. Результаты инверсии экспериментальных данных, их интерпретация

Были предприняты три подхода к инверсии экспериментальных данных, которые различались выбором вертикального скоростного профиля в горизонтально-однородной модели начального приближения (рис. 9). В первом подходе использовался вертикальный профиль скорости по априорным геофизическим данным, полученным в смежных районах южного склона Большого Кавказа (кривая 1), который использовался и в тестах 1–3, описанных выше. В результате инверсии обнаружено, что на глубинах 4–10 км значения скорости оказались систематически ниже, чем в модели нулевого приближения. Хорошо известно, что результаты инверсии в нелинейной обратной задаче существенно зависят от выбора модели начального приближения; желательно, чтобы выбираемая модель была возможно ближе к действительности. Очевидно, что наличие систематических отклонений результатов инверсии от начального скоростного профиля может привести к систематическому искажению оценок глубин очагов.

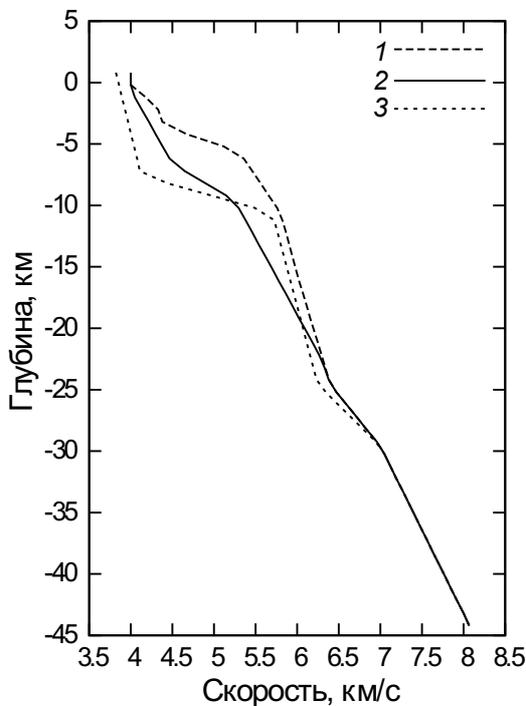


Рис. 9. Вертикальные скоростные профили в модели начального приближения при инверсии экспериментальных данных. 1 – в первом подходе (по априорным геофизическим данным); 2 – во втором подходе; 3 – в третьем подходе

Поэтому во втором подходе в качестве модели начального приближения был использован вертикальный профиль, полученный путем усреднения результатов инверсии в первом подходе по горизонтальным координатам в пределах области ненулевого лучевого покрытия с последующим сглаживанием (см. рис. 9, кривая 2). Такой скоростной профиль значительно лучше аппроксимирует строение среды – скорость, полученная в результате инверсии, в среднем ниже скорости в начальной модели на глубинах менее 7 км и выше – на больших. Для уточнения результатов инверсии и выяснения их устойчивости по отношению к выбору начальной модели нами был предпринят третий подход, в котором в качестве модели начального приближения использован скоростной профиль, аппроксимирующий среднюю скорость, полученную во втором подходе (см. рис. 9, кривая 3). Отметим, что высокий градиент скорости в интервале глубин 7–9 км отвечает среднему для исследуемой области положению кровли кристаллического основания [Рогожин, Богачкин, 1993], а более низкие скорости в верхних 7 км разреза, по-видимому, соответствуют осадочным породам, выполняющим Рача-Лехумский прогиб. Таким образом, этот скоростной профиль можно считать одним из результатов интерпретации – оценкой средней скоростной модели исследуемого региона.

Сравнение результатов трех подходов показывает, что основные черты полученных распределений аномалий скорости совпадают как в абсолютном, так и в относительном выражении, что свидетельствует об устойчивости решения. На рис. 10, 11 представлены результаты инверсии в третьем подходе, выраженные в процентах величины скорости относительно ее среднего значения на данной глубине. Эта форма представления подчеркивает горизонтальную неоднородность среды, наиболее устойчива по отношению к выбору модели начального приближения и полностью аналогична форме представления результатов для теста 3 (см. рис. 7).

Наиболее яркая черта полученного распределения скорости – наличие на глубине около 8 км зоны пониженных скоростей, которая протягивается с запада-северо-запада на восток-юго-восток вдоль оси Рача-Лехумского прогиба. По имеющимся представлениям именно в этой области происходило испаривание во время основного события (см. рис. 1). Как отмечалось выше, аналогичный результат был получен при предшествующих томографических исследованиях [Арефьев и др., 2006, а, б], с использованием алгоритма *SIMULPS12*, что подтверждает достоверность обнаруженной структуры. Однако при сравнении рис. 4, 5 из работы [Арефьев и др., 2006, а] и рис. 5 из статьи [Арефьев и др., 2006, б] с результатами, полученными в настоящей работе (рис. 7–10), можно видеть, что применение алгоритма с адаптивной параметризацией позволило повысить детальность решения в центральной части очаговой зоны – более очевидным стало, что зона пониженных скоростей расположена субгоризонтально, имеет максимальную мощность до 2 км в центральной части очаговой зоны и выклинивается к востоку и западу.

В результате инверсии также обнаружено, что гипоцентры афтершоков разбиваются на два вытянутых в том же направлении кластера, которые оконтуривают зону

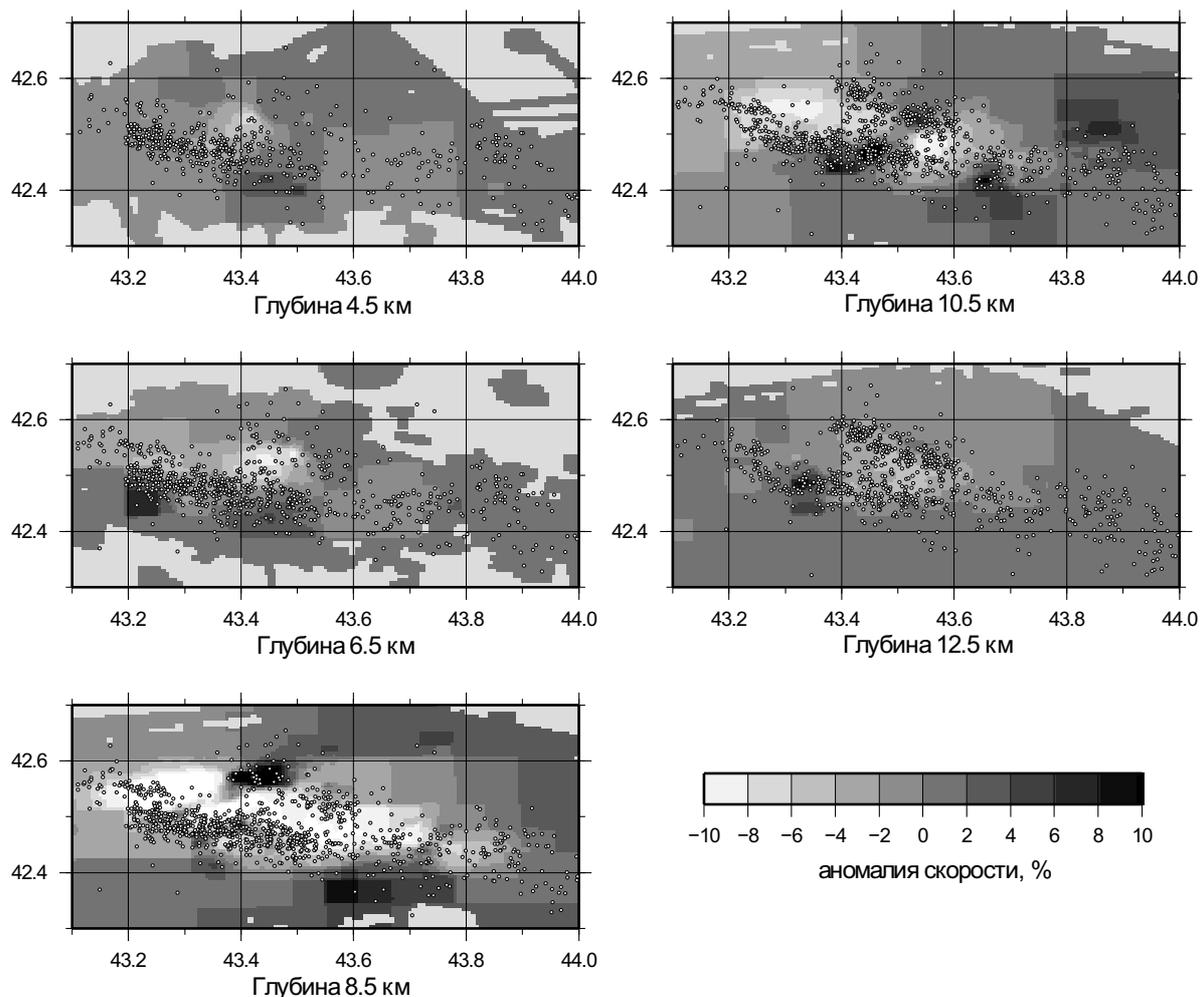


Рис. 10. Горизонтальные сечения скоростной модели очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. (аномалии скорости в процентах к ее средней величине на данной глубине). Кружки – положение гипоцентров афтершоков по результатам инверсии

пониженных скоростей соответственно с юга и севера. При этом афтершоки, составляющие южный кластер, группируются преимущественно на глубинах менее 8–10 км; в вертикальных сечениях вдоль юго-запад – северо-восточного направления они образуют вытянутое облако. Ось этого облака наклонена на северо-восток под углом около 45° ; его нижняя часть достигает зоны пониженных скоростей. Афтершоки, составляющие северный кластер, группируются на глубинах более 8–10 км, образуя облако, также наклоненное на северо-восток под углом около 45° . Положение афтершоков в плане близко к полученному в предшествующих исследованиях [Арефьев и др., 2006а, б]; близки и средние глубины кластеров.

Вместе с тем, полученные в настоящем исследовании кластеры афтершоков более компактны и линейно вытянуты по глубине, что позволяет предполагать их приуроченность к тектоническим нарушениям и идентифицировать по ним направление падения соответствующих поверхностей.

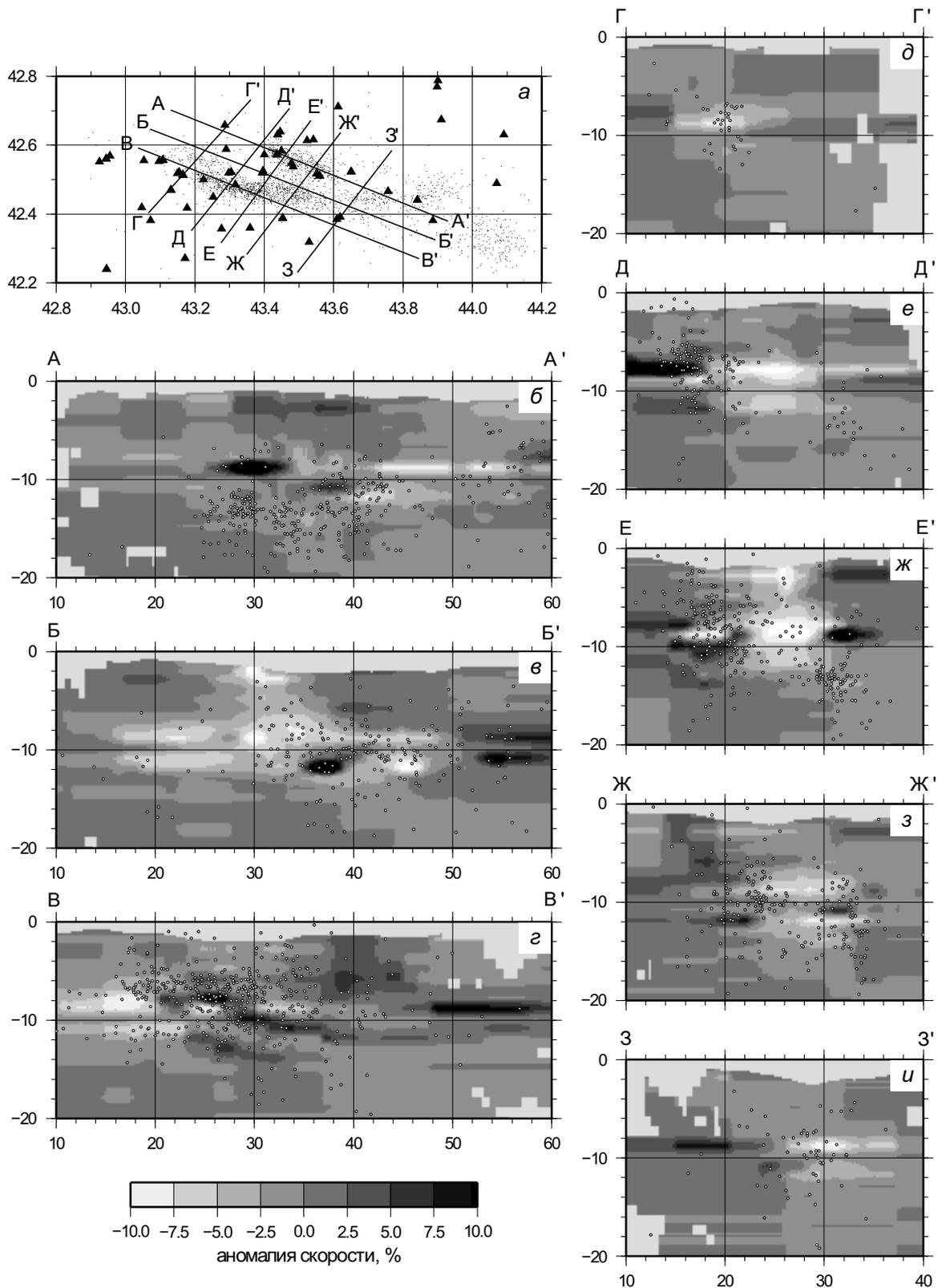


Рис. 11. Вертикальные сечения (б–и) скоростной модели очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. (аномалии скорости в процентах к ее средней величине на данной глубине). Кружки – положение гипоцентров афтершоков в полосе шириной 4 км вкrest соответствующего сечения по результатам инверсии. Положение сечений в плане см. на а, где треугольники – станции сейсмической сети.

Вероятно, три указанные структуры – зона пониженных скоростей и два кластера афтершоков – маркируют сложную структуру поверхности разрыва в очаге Рачинского землетрясения 1991 г. В сечениях по направлению юго-запад–северо-восток она выглядит как ступенчатая линия, отвечающая поверхности надвигания структур южного склона Большого Кавказа на Грузинскую глыбу Дзирульского массива. Эта гипотеза подтверждается и более высокими относительными скоростями в южной части модели, что наиболее выражено на глубинах более 6 км (ниже упомянутой линии надвига). Отметим также, что выход на поверхность южного кластера афтершоков хорошо совпадает с линией Амзар-Мухурского разлома (см. рис. 1).

Положительные относительные аномалии скорости, вероятно, соответствуют локальным выступам пород фундамента, в частности, Дзирульского массива в юго-восточной части исследуемой области.

Обнаруженные особенности строения очаговой зоны и распределения афтершоков подтверждают гипотезу, что основное смещение в очаге землетрясения 29 апреля 1991 г. происходило по субгоризонтальной поверхности разрыва, которая, по-видимому, сопряжена с поверхностью раздела осадочных пород, выполняющих Рача-Лехумский прогиб, и нижележащего кристаллического основания. Эта поверхность, вероятно, представляла собой зону пониженной (относительно смежных участков) прочности, которая способствовала распространению разрыва. Нарушенная приразломная зона в томографическом изображении маркируется пониженными скоростями. Разрядка тектонических напряжений на этом участке, вероятно, произошла полностью, что объясняет отсутствие здесь афтершоковой активности. К югу–юго-западу и северу–северо-востоку от зоны основного разрыва смещение продолжилось по более круто падающим поверхностям в направлении вверх на южном фланге разломной зоны и вниз на северном. На этих участках энергии, выделившейся во время основного события, было недостаточно для полной разрядки напряжений, поэтому вдоль соответствующих поверхностей сейсмический процесс продолжился афтершоковой активностью.

Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с представлениями о механизме очага, развитыми в [Fuenzalida et al., 1997] на основе моделирования записей объемных волн, а также подтверждают основные особенности ранее построенных томографических моделей [Арефьев и др., 2006а, б].

Заключение

Настоящее исследование преследовало две основные цели – изучение возможностей нового алгоритма лучевой сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды и уточнение строения очаговой зоны и механизма Рачинского землетрясения 1991 г. Обе задачи были успешно решены.

Показано, что разработанный алгоритм позволяет на основании единого подхода устойчиво решать весь комплекс задач локальной очаговой сейсмотомографии: от локализации гипоцентров землетрясений в рамках заданной скоростной модели среды до определения трехмерно-неоднородной скоростной модели. Переход от одного этапа интерпретации к другому не требует дополнительной подготовки данных. Применение метода адаптивной аппроксимации на основе вэйвлет-разложения Хаара позволяет строить модели переменной детальности, адекватной локальной разрешающей способности. Метод весьма эффективен в вычислительном плане, поскольку адаптивная аппроксимация снижает, по сравнению с аналогами, размерность решаемой обратной задачи и уменьшает, тем самым, требования к объему оперативной памяти и времени счета. Дополнительный (и весьма существенный) выигрыш дает реализация алгоритма с использованием современных методов параллельных вычислений.

В результате применения алгоритма при обработке данных временной сейсмической сети, размещенной в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. сразу после события, были обнаружены особенности строения очаговой зоны, которые хорошо согласуются с геологическими данными и ранее полученными результатами томографических исследований. Одновременно, полученные в настоящей работе результаты позволяют сделать заключение о том, что разрыв в очаге Рачинского землетрясения 1991 г. развивался вдоль сложной поверхности, причем основная часть энергии выделилась в ходе подвижки по субгоризонтальной плоскости, залегающей в основании Рача-Лехумского прогиба, а меньшая – в ходе подвижки по двум более круто падающим (~45°) поверхностям, обрамляющим основной очаг с севера и юга. Этот вывод хорошо согласуется с моделью очага, предложенной ранее в [Fuenzalida et al., 1997] на основе моделирования записей объемных волн, и позволяет объяснить имеющуюся неоднозначность в результатах определений механизма очага в рамках модели точечного (дипольного) источника.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту данной работы, сделавшему важные замечания, которые помогли существенно дополнить и улучшить содержание статьи.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7 “Физические поля Земли и динамика межгеосферных взаимодействий”.

Литература

Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян Р.Э., Борисов Б.А., Аптекман Ж.Я., Васильев В.Ю., Делицын Л.Л., Романов А.А., Ошер Б.В., Парини И.Е., Афимьина Т.В., Шилова Н.Е., Шумилина Л.С., Джавахишвили З., Систернас А., Эслер А., Ривера Л., Дорбат Л., Кинг Дж., Фуэнсалида А., Оуэн Т., Мас-Кормак Д., Бейкер К., Лангер Ч., Майер-Роза Д., Смит П. Рачинское землетрясение 1991 г.: результаты полевых сейсмологических наблюдений // Физика Земли. 1993. № 3. С.12–23.