ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, 2009, том 10, № 4, с.34-47

УДК 550.340

ПРИМЕНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕННЫХ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2009 г. И.М. Алешин[1], Д.Ю. Мишин[2], М.Н. Жижин[2], В.Н. Корягин[1], Д.П. Медведев[2], А.М. Новиков[2], Д.В. Перегудов[1]

[1] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*
[2] *Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия*

Рассмотрена задача определения анизотропных свойств коры и верхней мантии путем совместной инверсии волновых форм обменных и *SKS*-волн. Были рассмотрены как синтетические модели, так и реальные данные. Для ускорения вычислений моделирование проводилось с использованием грид-кластера. При этом задача разбивалась на части, решение которых выполнялось параллельно. Показано, что совместная инверсия обменных и *SKS*-волн требует тщательного анализа согласованности разных групп данных. Игнорирование возможной несогласованности может привести к существенным ошибкам при определении параметров анизотропии. Распределенные вычисления на слабосвязанных кластерах с использованием грид-технологии позволяют делать полный перебор параметров, занимающий слишком большое время при расчете на одном процессоре.

Ключевые слова: сейсмическая анизотропия, обменные волны, волны *SKS*, грид, параллельные вычисления, инверсия волновых форм.

Введение

Исследование сейсмической анизотропии дает одну из немногих возможностей прямого изучения мантийных структур [*Nicolas, Christensen,* 1987]. В настоящее время для определения анизотропных параметров мантии используются сейсмические волны разного типа [*Dzewonski, Anderson,* 1981; *Babuska, Plomerova, Sfleny,* 1984; *Kosarev, Makeyeva, Vinnik,* 1984; *Винник, Косарев, Макеева,* 1984]. Наиболее распространена методика, основанная на анализе волновых форм волн *SKS* и родственных им фаз, примененная впервые в работе [*Винник и др.,* 1984] (для обзора см. [*Savage,* 1999]), которая базируется на конверсии *SV* в *SH* на границе раздела изотропной и анизотропной сред (либо двух анизотропных сред). Этот и другие эффекты, возникающие при распространении объемных волн в анизотропной среде, подробно рассмотрены в работе [*Косарев и др.,* 1979].

При распространении волны *SKS* в изотропной Земле в отсутствии латеральной неоднородности она регистрируется на поверхности как поперечная, линейно поляризованная в вертикальной плоскости, проходящей через источник и приемник. Если на пути между границей ядро–мантия и приемником встречены анизотропные породы, то внутри этих пород поперечная волна расщепляется на две квазипоперечные, распространяющиеся с различной скоростью. В результате на сейсмограмме регистрируются две фазы – *SV* и *SH*, – одна из которых запаздывает по отношению к другой. Запаздывание формируется внутри анизотропного слоя; вне этого слоя обе фазы распространяются с одинаковой скоростью. В связи с этим с помощью волн *SKS* невозможно определить абсолютную глубину залегания анизотропных слоев [*Menke, Levin,* 2003]. В то же время,

почти вертикальное падение волн *SKS* обеспечивает хорошее латеральное разрешение [*Rumpker, Ryberg,* 2000].

Еще одним методом исследования анизотропии мантии является использование обмена $P \rightarrow S$ на неоднородностях среды. Методика, основанная на применении обменных волн, получила название приемных функций (*receiver function*). Прямая и обменная волны, выйдя из слоя, распространяются с разной скоростью, что позволяет оценить глубину залегания анизотропного слоя. Первое применение обменных волн для определения анизотропных параметров мантии было описано в работе [*Kosarev, Makeyeva, Vinnik,* 1984]. Дальнейшее развитие метод получил в [*Girardin, Farra,* 1998; *Vinnik et al.,* 2002, 2007]. Недостаток метода связан с малой амплитудой обменного сигнала, который ослабевает как за счет малости анизотропных параметров, так и за счет малого контраста скоростей неоднородностей (волны *SKS* ослабевают только за счет первого фактора).

В работе [*Vinnik et al.,* 2002] для определения анизотропных параметров среды было предложено совместное использование волновых форм *SKS* и приемных функций обменных волн. Основная идея базируется на предположении, что наблюдаемые анизотропные эффекты в обеих группах данных имеют один и тот же источник – анизотропные области, находящиеся на глубинах до 250–300 км (такое ограничение по глубине обусловлено методом выделения обменных волн). В этом случае волновые формы как *SKS*, так и приемных функций могут быть объяснены одной анизотропной моделью.

В простейшем случае модель под сейсмостанцией может быть представлена в виде пачки однородных слоев, лежащих на однородном изотропном полупространстве. Цель инверсии – определение анизотропных параметров каждого из слоев. Однако даже при небольшом количестве слоев для просмотра всего пространства моделей требуется весьма значительное время, что приводит либо к необходимости применения приближенных методов поиска, либо к привлечению значительных вычислительных ресурсов. Использование для инверсии приближенных методов (например, генетического алгоритма [*Vinnik et al*., 2002] или метода имитации отжига [*Vinnik et al*., 2007]) не гарантирует определения глобального экстремума и не позволяет провести исследование однозначности и устойчивости решения. Поэтому целесообразным становится привлечение распределенных систем вычисления, что позволит исследовать все пространство параметров, т.е. получить точное решение.

Вычислительные кластеры можно разделить на сильно- и слабосвязанные. На первых возможно проведение вычислений, требующих общих ресурсов (*shared memory*) и синхронизации между задачами. Обычно такие кластеры обеспечивают высокоскоростные соединения узлов и механизмы обмена между задачами в процессе выполнения (*MPI*). В нашем же случае задача легко разбивается на практически любое количество отдельных подзадач, выполняемых независимо на разных процессорах. Очевидно, что в этом случае вместо сильносвязанного вычислительного кластера целесообразно использование географически распределенной грид-инфраструктуры, объединяющей большой объем ресурсов разных типов (процессоры, долговременная и оперативная память, хранилища и базы данных, сети), доступ к которым пользователь может получить из любой точки, независимо от места их расположения. Вычислительный грид ориентирован на приложения, осуществляющие запуск и контроль больших объемов параллельных вычислений на распределенных вычислительных кластерах. В основном, грид-кластеры используются для расчета в задачах, легко разбиваемых на большое число подзадач.

Для расчетов была использована грид-инфраструктура *EGEE* [*Ranard et al.,* 2009; *Foster, Kesselman,* 1999], которая исходно предназначалась для обеспечения вычислительными ресурсами анализ данных, поступающих от большого адронного коллайдера

(*LHC*) в ЦЕРН* (Женева, Швейцария). Она объединяет вычислительные ресурсы по физике высоких энергий всего мира и должна была перерабатывать предсказанные 15 петабайт данных, ежегодно производимых *LHC*. Начавшись с этой инфраструктуры, проект *EGEE* стал крупнейшей в мире научной грид-инфраструктурой, благодаря расширению за счет дополнительных ресурсов из всех частей земного шара и привлечению пользователей из других сообществ. Грид-инфраструктура *EGEE* и сейчас, в основном, ориентируется на предстоящую задачу обработки данных с *LHC*. Предлагаемое исследование – одна из первых попыток организации геофизических вычислений на инфраструктуре *EGEE* в рамках *eEarth* – российской виртуальной организации для геофизических вычислений в грид.

Важный аспект рассматриваемой проблемы связан с одновременным использованием двух типов данных, когда при инверсии возникают две целевых функции, т.е. когда формально мы имеем дело с векторной целевой функцией. Минимизация векторной целевой функции является обобщением скалярной задачи (см., например, [*Sakawa*, 1993]). При этом существует несколько подходов к решению. В методе взвешенных сумм [*Turban, Meredith*, 1994] оптимизируется скалярное произведение целевой функции с заданным эмпирически вектором весов. Другой подход может быть сформулирован в терминах целевого (*goal*) программирования [*Charnes, Cooper*, 1960; *Wilson, Macleod*, 1993; *Coello*, 1999], когда минимизируется расстояние между двумя векторами – целевым и некоторым заданным. В модификации, получившей название “метод идеальной точки” [*Yu*, 1973; *Zeleny*, 1973], в качестве заданного вектора используется “идеальная точка”, компоненты которой составлены из соответствующих минимальных значений каждой из компонент целевой функции. Пример применения этого метода к задачам сейсмологии изложен в [*Kozlovskaya et al.*, 2007]. Следует отметить, что, как правило, цель многоцелевой оптимизации – определение набора параметров Парето, в котором значение каждой компоненты многоцелевой функции не может быть улучшено без ухудшения других ее компонент. Однако в нашем случае такой подход не может быть использован. Векторная целевая функция применяется в случаях, когда имеются разнородные, противоречащие друг другу цели. Такое противоречие проявляется в том, что минимумы отдельных компонент целевой функции достигаются на существенно разных моделях. Если же обе группы данных могут быть описаны одной и той же моделью (что подразумевается), то обе компоненты целевой функции должны одновременно достигать минимума. Расхождения могут быть связаны лишь с ошибками измерений. Поэтому в нашем случае следует говорить не о выборе компромиссной модели, а о совместимости (согласованности) данных разного типа. Если же минимумы компонент целевой функции достигаются на существенно разных наборах параметров, то это указывает на неадекватность принятой модели. Ниже будет показано, что применительно к нашему случаю, подобная неадекватность может быть обусловлена тем, что в исследуемом регионе помимо анизотропных слоев на глубинах 100–300 км присутствуют наклонные границы или же имеются более глубокие анизотропные слои.

Постановка задачи

Процедура получения данных наблюдений и их обработки подробно описана ранее [*Vinnik et al.*, 2007]. Будем считать, что уже имеются нормализованные записи обменных волн с хорошим азимутальным покрытием (через каждые 15–20 градусов) и записи фаз *SKS* с двух–трех разных азимутов, характерные для реальных наблюдений.

Предполагается, что среда под станцией представлена лежащей на изотропном полупространстве пачкой однородных плоскопараллельных слоев, часть из которых

* ЦЕРН (*CERN*) – *Европейский Центр ядерных исследований* (от фр. *Conseil Européen pour la Recherche Nucléaire*).

может быть анизотропной. Наша цель – подобрать параметры слоев, объясняющие данные наблюдений. В качестве модели анизотропного слоя используется среда гексагональной симметрии с горизонтальной осью, характеризующаяся пятью упругими постоянными, из которых можно составить следующие физические параметры: средние по направлениям скорости поперечных и продольных волн υ_0^S и υ_0^P, коэффициенты анизотропии скоростей поперечных и продольных волн α_S и α_P. Эти параметры определяются соотношениями:

$$\upsilon_{\min}^{(P,S)} = \frac{\upsilon_0^{(P,S)}}{1+0.5\alpha_{(P,S)}},\ \upsilon_{\max}^{(P,S)} = \upsilon_{\min}^{(P,S)}(1+\alpha_{(P,S)}),$$

где $\upsilon_{\max}^{(P,S)}$ и $\upsilon_{\min}^{(P,S)}$ – максимальные и минимальные скорости волн. Последний анизотропный параметр η, определение которого см., например, в [*Vinnik et al.,* 2007], принимаем равным 1.03. Исходя из анализа данных, опубликованных в [*BenIsmail, Mainprice,* 1998], предполагается, что между коэффициентами анизотропии существует линейная связь: $\alpha_P = 1.5\alpha_S$. Будем считать, что максимальная скорость соответствует гексагональной оси ($\alpha_{(P,S)} > 0$). Таким образом, варьируемыми параметрами модели являются толщина слоя *d*, коэффициент анизотропии *S*-волн α_S и азимут оси анизотропии ϕ.

Существенной особенностью выбранной модели является π-периодичность волновых форм по азимуту. Это свойство модели может быть использовано для отделения слабых анизотропных эффектов от шумов и эффектов, вызванных латеральной неоднородностью, для чего проводится азимутальная фильтрация сейсмограмм. Пусть имеются сейсмограммы $S_{obs}(t,\varphi_i)$ для набора азимутов φ_i. Тогда процедуру фильтрации можно записать в виде

$$\sigma_{obs}(t,\psi) = \tfrac{1}{N}\sum_i S_{obs}(t,\varphi_i)g(\varphi_i - \psi),$$

где $g(x)$ – π-периодическая функция, $N = \sum_i g^2(\varphi_i - \psi)$ – нормировочный коэффициент. Выбор функции $g(\psi)$ достаточно произволен; в работе [*Girardin, Farra,* 1998] показано, что $g(\psi)$ удобно выбрать в виде тригонометрической функции двойного угла. Естественно, что на практике такая процедура осуществима лишь при наличии достаточно равномерного азимутального распределения землетрясений, что, увы, встречается нечасто.

Как уже отмечалось во Введении, анизотропная часть обменных *PS*-волн чрезвычайно слаба. В таких условиях азимутальная фильтрация становится обязательной. В качестве примера на рис. 1 приведены синтетические сейсмограммы *SH*-компоненты обменных волн для разных азимутов с добавлением шума и результат их азимутальной фильтрации по приведенной выше формуле.

В первых работах с использованием волн *SKS* также проводилась азимутальная фильтрация волновых форм [*Kosarev, Makeyeva, Vinnik,* 1984]. Поскольку выделение волн *SKS* с хорошим азимутальным покрытием – задача трудная (а чаще невыполнимая), в настоящее время для определения анизотропных параметров среды используются всего две–три записи [*Savage*, 1999], что лишает нас возможности провести азимутальную фильтрацию для подавления шума и возможного влияния наклонных границ.

Определим целевые функции как среднее квадратическое отклонение синтетических сейсмограмм обменных волн и волн SKS от соответствующих наблюденных данных. Наша задача – исследовать зависимость целевых функций от параметров модели. В первую очередь, нас интересует согласованность разных групп данных – целевые

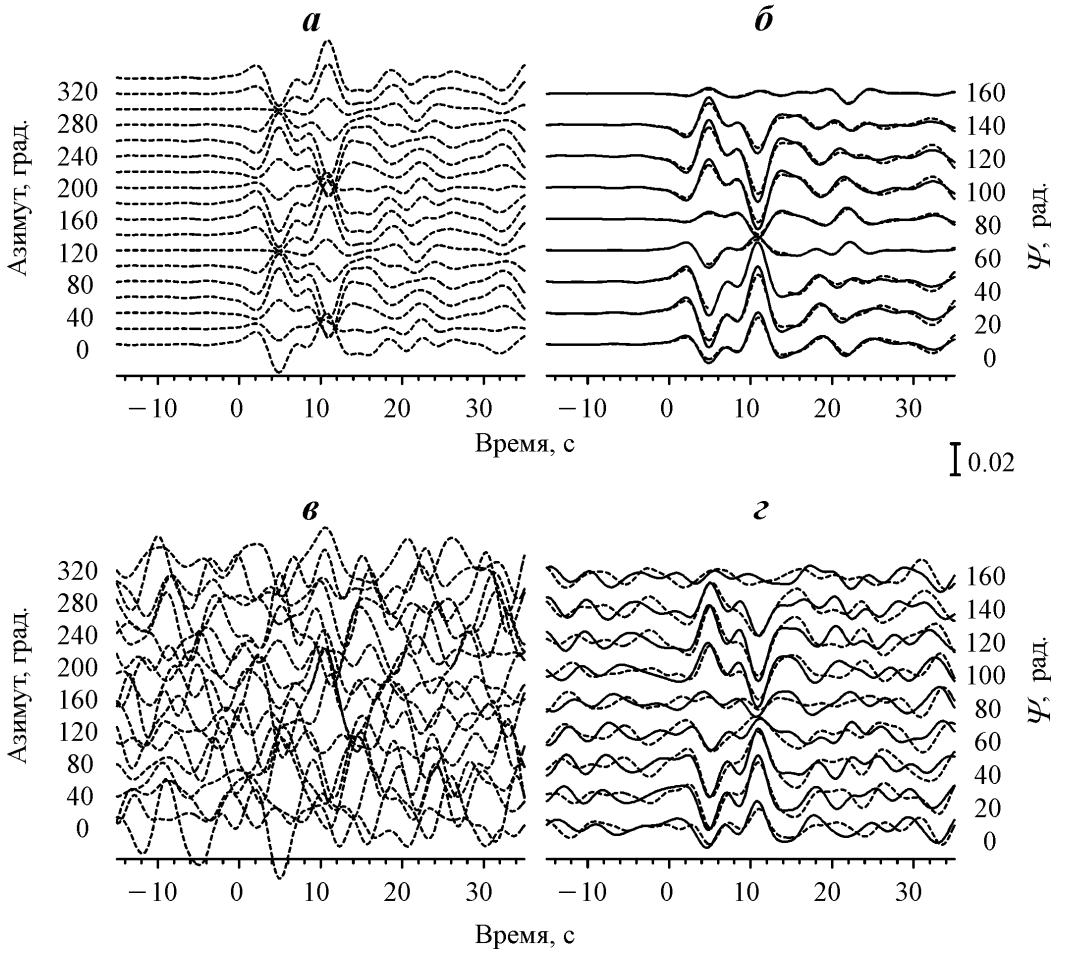

Рис. 1. Тангенциальная компонента обменной волны для разных азимутов (слева, *а, в*) и результат их азимутальной фильтрации (справа, *б, г*). Верхние графики (*а, б*) иллюстрируют процедуру азимутальной фильтрации для данных, полученных в результате расчета по модели 1 (см. табл. 1), нижние (*в, г*) – фильтрация синтетических трасс с добавленным гауссовым шумом

функции должны достигать минимумов на близких моделях. Кроме того, нас будет интересовать, поможет ли совместное рассмотрение данных разного типа получить более жесткие ограничения на параметры модели. При этом имеет значение не только близость самих экстремумов, но и поведение целевых функций в их окрестности. Если оба минимума имеют форму вытянутой "долины", то совместное использование обменных волн и волн *SKS* имеет смысл, когда эти "долины" пересекаются под значительным углом.

Выполнение изложенной программы фактически требует табуляции целевых функций для физически интересных моделей, содержащих как минимум два анизотропных слоя, т.е. как минимум шесть варьируемых параметров. Поэтому для вычисления значений целевых функций на сетке были использованы многопроцессорные системы, что позволило свести время счета к приемлемому.

Вычисления на слабосвязанном кластере подразумевает разбиение задачи на блоки, которые могут обрабатываться без какого-либо взаимообмена и не зависят от порядка следования. В нашем случае каждый такой блок включает в себя вычисление значений целевых функций для некоторого количества точек из пространства моделей. Количество рассчитываемых точек в блоке определяется, главным образом, минимизацией расходов на запуск одного блока. В зависимости от загрузки кластера, время запуска блока составляет от 1 до 10 мин. Так как время вычислений для одного набора входных параметров (одной точки в пространстве моделей) составляет менее секунды,

блоки содержали 100000 наборов. Таким образом, применительно к нашему случаю, вычисления по каждой из рассмотренных моделей были разделены на 67 блоков по 100000 задач в каждом.

Схематически эта процедура представлена на рис. 2. Такое разбиение позволило осуществить равномерную загрузку всех узлов используемого кластера; ожидаемое время запуска каждого блока задач было значительно меньше времени счета самой задачи, а количество блоков позволяло задействовать все узлы счетного кластера при любой его загрузке и любом количестве свободных узлов.

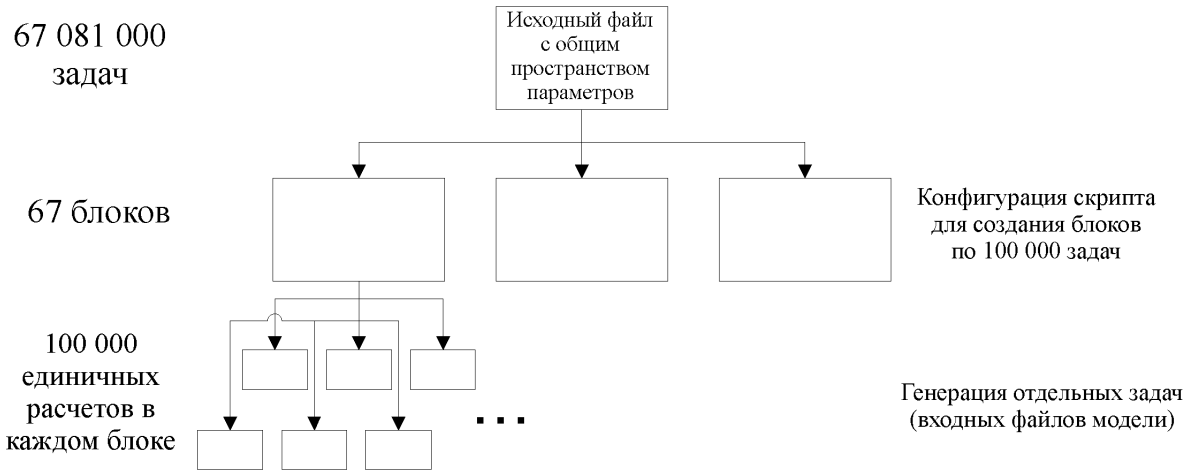

Рис. 2. Схема запуска задач на грид-узле

При пробных запусках задачи был использован кластер Геофизического центра РАН, включающий один вычислительный элемент и два рабочих узла с двумя процессорами в каждом. Финальные вычисления были выполнены на кластере Научно-исследовательского института ядерной физики МГУ (НИИЯФ МГУ), который в настоящее время включает три вычислительных элемента: *lcg*02.*sinp.msu.ru* – 48 процессоров (*AMD*), *lcg*06.*sinp.msu.ru* – 44 процессора (*Intel XEON*) и *lcg*38.*sinp.msu.ru* –76 процессоров (*Intel XEON*).

Время вычислений по одной модели на кластере Геофизического центра составило 16 ч, в НИИЯФ МГУ – 7 ч.

Примеры синтетических расчетов

Для численного решения проблемы минимизации нам необходимо рассчитать значения векторной целевой функции на сетке. Выберем следующие шаги дискретизации: азимут оси анизотропии – 5 град., коэффициент анизотропии – 0.01, толщина слоя – 10 км. Поскольку решаемая задача имеет геофизическое приложение, можно сказать, что в этом случае не все параметры одинаково важны. Наиболее важным представляется определение направления анизотропных осей в слое, так как это позволяет делать важные тектонические выводы [*Nicolas, Christensen*, 1987]. При этом сила анизотропии или толщина анизотропного слоя не имеют столь же важного значения; к тому же, их вариации значительно слабее влияют на целевую функцию.

Для анализа данных удобно сконструировать функцию, наглядно отражающую распределение моделей по направлениям осей анизотропии независимо от значений остальных параметров. В данной работе в качестве базовой рассматривается модель с

двумя анизотропными слоями. Функция распределения по азимутам осей анизотропии строится следующим образом

$$q_a(\phi_1,\phi_2) = \sum_{m\in M(\phi_1,\phi_2)} \theta(C_a^* - C_a(m)) .$$

Здесь $\theta(x)$ – функция Хевисайда, m – вектор в пространстве моделей, $M(\phi_1,\phi_2)$ – подпространство моделей с фиксированными значениями азимутов анизотропных осей, C_a – значение целевой функции для группы данных a = *SKS, RF*. Величины C_a^* выбирались следующим образом. Сначала находилась точка m_a^*, в которой целевая функция для соответствующей группы данных a имела глобальный минимум. Будем считать, что значения целевой функции в локальных минимумах (если они имеют место) значительно превышают ее значение в абсолютном максимуме. Если положить C_a^* равным значению целевой функции в точке m_a^*, то функция $q_a(\phi_1,\phi_2)$ будет равна нулю всюду, кроме этой точки. Если теперь постепенно увеличивать C_a^*, то вокруг точки минимума возникнет некоторое распределение моделей. При дальнейшем увеличении C_a^* могут проявиться другие (локальные) минимумы, что и определяет верхнюю границу этой величины.

Начнем исследование с примера, основанного на синтетической модели 1, параметры которой приведены в табл. 1 (такая же модель использовалась в [*Vinnik et al.*, 2007]).

Таблица 1. Параметры синтетической модели 1, состоящей из трех слоев, лежащих на изотропном полупространстве

Номер слоя	V_P, км/с	V_S, км/с	ρ, г/см^3	Толщина H, км	Азимут ϕ, град.	Коэффициент анизотропии α_s
1	6.4	3.7	2.9	40	–	0.00
2	8.1	4.5	3.3	60	30	0.04
3	8.1	4.5	3.3	100	100	0.02
4	8.5	4.72	3.4	∞	–	0.00

Для модели 1 были вычислены синтетические сейсмограммы обменных волн (18 значений азимута) и волн *SKS* (3 значения азимута). Используя их в качестве “данных наблюдений”, мы получили значения векторных целевых функций C_{RF}, C_{SKS}. Важно, что при вычислении этих функций мы также использовали трехслойную модель с двумя анизотропными слоями. Анализ полученных результатов показал, что в таком (идеальном) случае глобальные экстремумы каждой из компонент целевой функции совпадают и соответствуют истинной модели, что можно видеть на рис. 3. На этом рисунке видно, что целевая функция обменных волн более чувствительна к изменению направления оси анизотропии в первом слое. Это обусловлено, видимо, бóльшим (по сравнению со вторым слоем) контрастом на его верхней границе. При этом форма целевой функции данных волн *SKS* такова, что их использование совместно с данными обменных волн действительно позволяет улучшить локализацию суммарного экстремума.

В следующем эксперименте к сигналу обменных волн был добавлен гауссов шум, свернутый с амплитудой спектра продольной компоненты (см. рис. 1). И в этом случае процедура инверсии дает нам однозначный ответ, практически совпадающий с истинным (рис. 4).

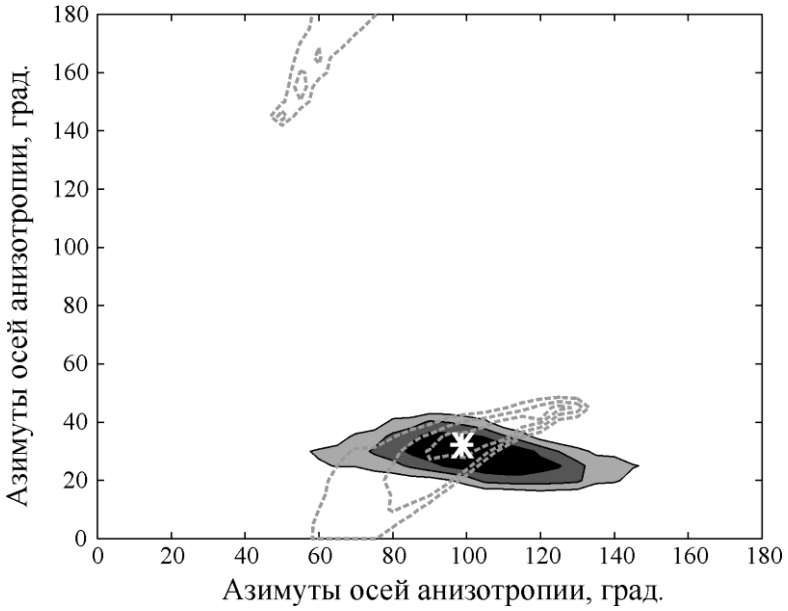

Рис. 3. Функция распределения по азимутам, построенная по результатам инверсии волновых форм для модели 1 (см. табл. 1). Максимумы функции распределения по азимутам обменных (прямой крестик) и *SKS*-волн (наклонный крестик) совпадают. Горизонтальная ось – азимуты осей анизотропии в слое 1; вертикальная – то же в слое 2

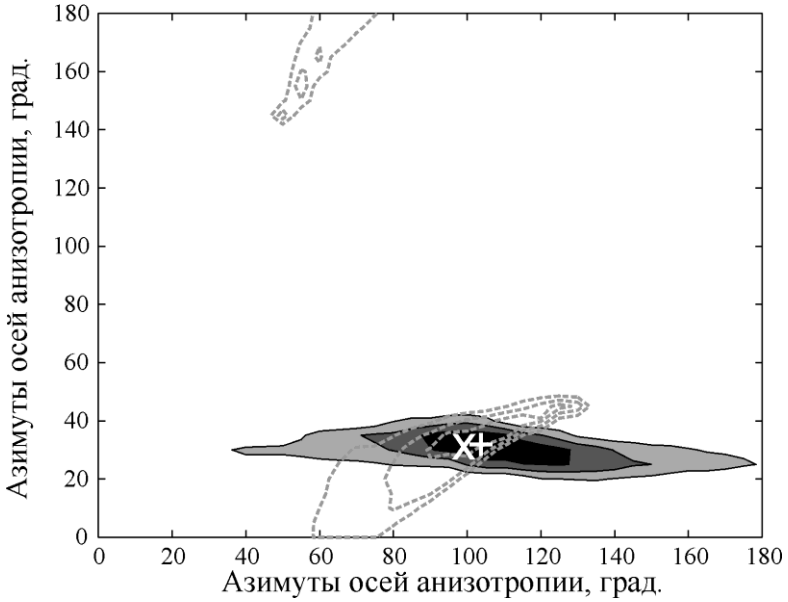

Рис. 4. То же, что и на рис. 3. К исходным синтетическим трассам добавлен гауссов шум

Однако дело осложняется, если имеется анизотропный слой на достаточно большой глубине. Как уже отмечалось во Введении, даже если предположить, что на пути волны *SKS* отсутствуют наклонные границы, она суммируют информацию об анизотропии на всем пути от границы ядро–мантия до поверхности Земли. Чтобы продемонстрировать, к каким последствиям приводит игнорирование этого факта, рассмотрим модель 2, параметры которой представлены в табл. 2.

В верхней своей части модель 2 совпадает с ранее рассмотренной моделью 1 (см. табл. 1); в нижней ее части добавлены два слоя – сначала изотропный, затем анизотропный. Добавление этих слоев не может существенным образом сказаться на

Таблица 2. Параметры синтетической модели 2

Номер слоя	V_P, км/с	V_S, км/с	ρ, г/см^3	Толщина H, км	Азимут ϕ, град.	Коэффициент анизотропии α_s
1	6.4	3.7	2.9	40	–	0.00
2	8.1	4.5	3.3	60	30	0.04
3	8.1	4.5	3.3	100	100	0.02
4	8.1	4.5	3.3	20	–	0.00
5	8.1	4.5	3.3	30	60	0.03
6	8.5	4.72	3.4	∞	–	0.00

волновых формах обменных волн во временном интервале от 0 до 20 с, но приведет к весьма значительным изменениям сигнала *SKS*. Как и в первом примере, в качестве данных наблюдения нами использовались синтетические сейсмограммы, построенные для рассматриваемой модели. Важно помнить, что и в этом случае инверсия проводилась с использованием двухслойной модели.

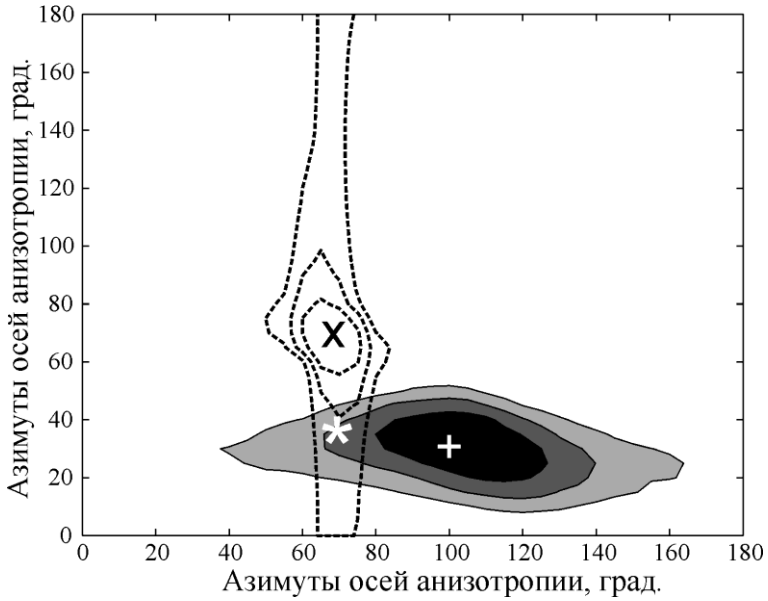

Рис. 5. Функция распределения по азимутам, построенная по результатам инверсии волновых форм для модели 2. Звездочка – минимум скаляризованной целевой функции (формула (1)). Остальные условные обозначения – см. рис. 3

На рис. 5 представлены результаты соответствующих расчетов. Как и ожидалось, минимум целевой функции обменных волн по-прежнему соответствует "старой" модели (или верхней части новой модели), а соответствующий экстремум для волн *SKS* значительно сместился. Если же провести минимизацию скаляризованной целевой функции (w_a – весовые коэффициенты)

$$\sum_a w_a C_z(m), \qquad (1)$$

подобно тому, как это было сделано в работе [*Vinnik et al.,* 2007]), то в результате мы получим модель, отмеченную на рис. 5 звездочкой. При этом качество подбора обеих групп данных остается весьма неплохим (рис. 6), что указывает на потенциальную опасность неверной интерпретации данных.

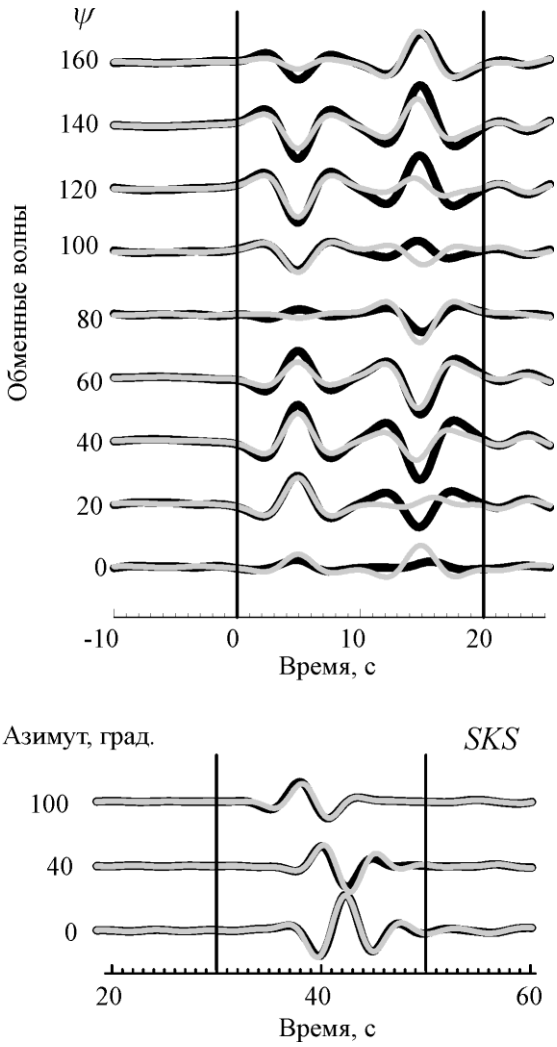

Рис. 6. Иллюстрация качества подбора сейсмограмм при минимизации скаляризованной целевой функции (формула (1)). Входные данные рассчитаны по модели 2, в расчетах инверсии использована модель 1. Черные линии – входные данные, серые соответствуют модели, помеченной на рис. 5 звездочкой

Реальные данные

Рассмотрим данные, полученные при изучении анизотропии под Тянь-Шанем [*Vinnik*, 2002; *Vinnik et al.*, 2007]. В качестве примера были выбраны две станции – *CHM* (74.8° в.д., 43.0° с.ш.) и *AKSU* (80.1° в.д., 41.1° с.ш.). Выбор обусловлен тем, что для объяснения соответствующих волновых форм в работе [*Vinnik et al.*, 2007] использовались самые простые модели, которые включали три слоя (верхний изотропный, два нижних анизотропные), лежащие на однородном изотропном полупространстве.

В рамках этой модели были вычислены значения векторной целевой функции (C_{RF}, C_{SKS}) на сетке, описанной в предыдущем разделе. Результаты расчетов приведены на рис. 7 (станция *CHM*) и рис. 8 (станция *AKSU*). Легко видеть, что для обеих станций данные обменных волн и волн *SKS* не согласованы между собой. Если для станции *CHM* еще можно условно говорить о некоторой согласованности обеих групп данных, по крайней мере, для направления анизотропии во втором слое, то для станции *AKSU* минимумы целевых функций обменных волн и волн *SKS* достигаются на абсолютно разных моделях. Любопытно отметить, что использование в качестве целевой

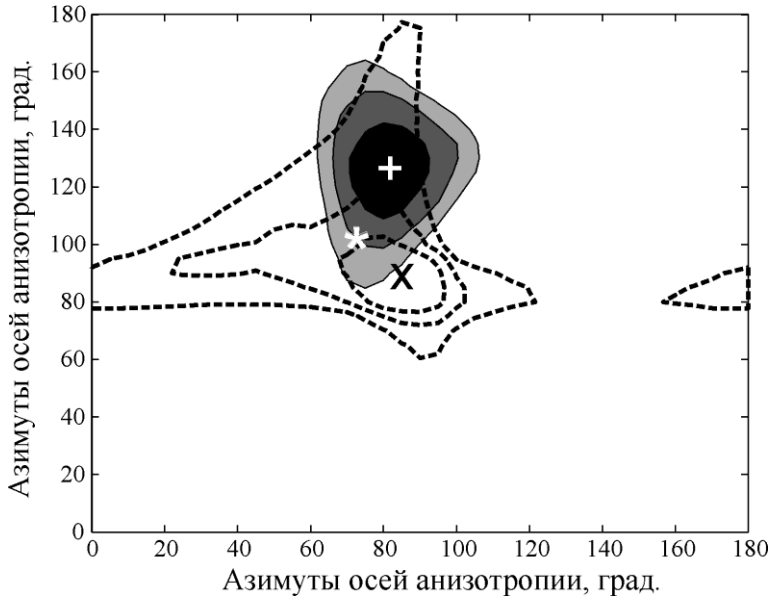

Рис. 7. Функция распределения по азимутам, построенная по результатам инверсии волновых форм для станции *CHM*. Обозначения те же, что и на рис. 5. Звездочкой отмечено минимальное значение скаляризованной целевой функции, полученное в [*Vinnik et al.*, 2002, 2007]

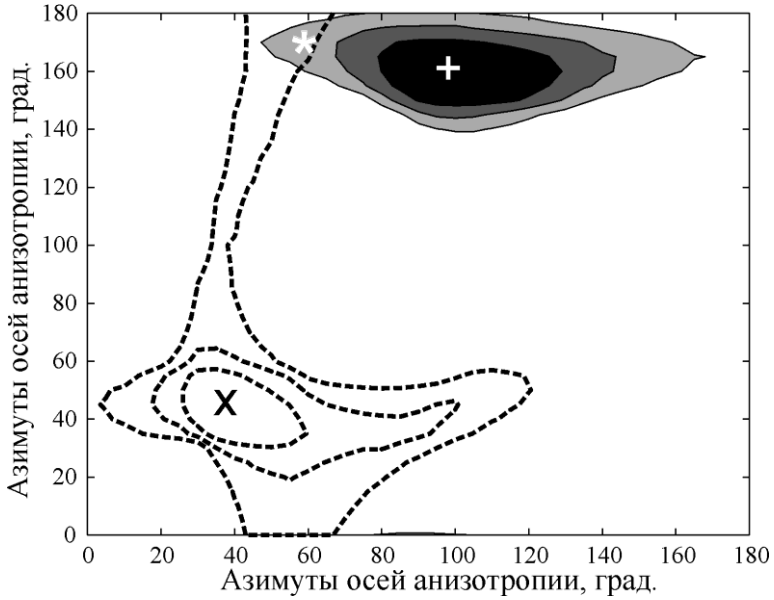

Рис. 8. То же, что на рис. 7 для станция *AKSU*

функции скалярного произведения (формула (1)) приводит к модели, параметры которой вовсе не являются "средними" для параметров моделей, найденных по первой и второй группам данных. Особенности рельефа целевых функций в виде узких "долин" приводят к тому, что оптимальная в смысле скалярного произведения модель лежит далеко в стороне от обоих минимумов. Это особенно заметно для станции *AKSU* (см. рис. 8).

В свете сказанного при обсуждении примера синтетических расчетов по модели 2 полученный результат имеет очевидное объяснение: волна *SKS* подвергалась дополнительному (по сравнению с обменными волнами) воздействию, связанному с наличием глубокого (ниже 250–300 км) анизотропного слоя, наклонной границы или другой латеральной неоднородности.

Выполненный анализ приводит нас к заключению, что и для станции *AKSU*, и для станции *CHM* в рамках принятой модели невозможна непротиворечивая интерпретация обеих групп данных.

Заключение

Приведенные примеры синтетических расчетов свидетельствуют, что в идеальном случае совместное использование волновых форм обменных волн и волн *SKS* действительно позволяет улучшить определение анизотропных параметров верхней мантии. В то же время, расчет по модели 2 показывает, а анализ реальных данных окончательно убеждает нас в том, что дефицит данных *SKS* и следующая из него невозможность азимутальной фильтрации приводит к ошибкам в интерпретации данных. Поэтому перед совместной инверсией таких данных следует убедиться, что минимумы целевых функций для обменных волн и волн *SKS* достигаются на близких моделях. Если же это не так, то следует либо отказаться от совместной инверсии волновых форм, либо обеспечить достаточное количество записей волн *SKS* с хорошим азимутальным распределением, чтобы можно было провести азимутальную фильтрацию, подавляющую влияние наклонных границ и глубинных анизотропных слоев.

Применение грид-технологий позволило выполнить необходимые расчеты модельной задачи за приемлемое время. Преимущество использованной технологии проявилось также и в возможности использования средств грид-мониторинга для контроля выполнения расчетов, в частности при прогнозировании времени окончания процесса. В принципе, описанная методика позволяет проанализировать более сложные модели простым наращиванием количества используемых грид-узлов. Однако активное применение методики потребует разработки интерфейса (грид-приложения), обеспечивающего автоматизацию процесса запуска задачи и, что не менее важно, последующего анализа результатов расчета.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность Г.Л. Косареву за обсуждение различных аспектов задачи определения сейсмической анизотропии, а также конструктивную критику результатов работы.

Работа была выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 07-07-12091-офи, 08-07-12108-офи), Европейских комиссий DEGREE 2007-2008, EGEEIII 2008–2009.

Литература

Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия в литосфере по наблюдениям SKS и SKKS // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С.1335–1339.

Косарев Г.Л., Макеева Л.И., Саваренский Е.Ф., Чесноков Е.М. Влияние анизотропии под сейсмостанцией на объемные волны // Физика Земли. 1979. № 2. С.26–37.

Babuska V., Plomerova J., Sfleny J. Spatial variations of P residuals and deep structure of the European lithosphere // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1984. V. 79. P.363–383.

BenIsmail W., Mainprice D. An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy // Tectonophysics. 1998. V. 296. P.145–157.

Charnes A., Cooper W. Management models and industrial Application of linear programming // New York: Wiley, 1960.

Coello C. A comprehensive survey of evolutionary-based multiobjective optimization techniques // Knowledge and Information Systems. 1999. V. 1(3). P.269–308.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model (PREM) // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P.297–356.

Foster I., Kesselman C. The Grid: Blueprint for a New Computing Infrastructure // Morgan Kaufmann Publishers. 1999. 677 p.

Girardin N., Farra V. Azimuthal anisotropy in the upper mantle from observations of P-to-S converted phases: application to the southern Australia // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P.615–629.

Kosarev G.L., Makeyeva L.I., Vinnik L.P. Anisotropy of the mantle inferred from observations of P to S converted waves // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1984. V. 76. P.209–220.

Kozlovskaya E., Vecsey L., Plomerova J., Raita T. Joint inversion of multiple data types with the use of multiobjective optimization: problem formulation and application to the seismic anisotropy investigations // Geophys. J. Int. 2007. V. 171. P.761–779. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03540.x.

Menke W., Levin V. The cross-convolution method for interpreting SKS spliting observations, with application to one and two-layer anisotropic earth models // Geophys. J. Int. 2003. V. 154. P.379–392.

Nicolas A., Christensen N.I. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: a review, in: Fuchs K., Froideveaux C. (Eds.). Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere Asthenosphere System // Amer. Geophys. Union, Geodyn. 1987. Ser. 16. P.111–123.

Renard P., Badoux V., Petitdidier M., Cossu R. Grid Computing for Earth Science // EOS. 2009. V. 90, N 14. P.117–119.

Rumpker G. Ryberg T. New "Fresnel-sone" estimates for shear-wave splitting observations from finite-difference modeling // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. P.2005–2008.

Sakawa M. Fuzzy sets and interactive multiobjective optimization. New York: Plentum Press, 1993.

Savage M.K. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? // Rew. Geophys. 1999. V. 37, N 1. P.65–106.

Turban E., Meredith J. Fundamentals Management Science. Boston, USA: McGraw-Hill, 1994.

Vinnik L., Peregoudov D., Makeyeva L., Oreshin S. Towards 3D fabric in the continental lithosphere and asthenosphere: the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. P.1795. doi: 10.1029/2001GL014588.

Vinnik L.P., Aleshin I.M., Kiselev S.G., Kosarev G.L., Makeyeva L.I. Depth localized azimuthal anisotropy from SKS and P receiver functions: The Tien Shan // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P.1289–1299, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03394.x.

Wilson P., Macleod M. Low implementation cost iir digital filter design using genetic algorithms // IEE/IEEE workshop on Natural Algorithms in Signal Processing. 1993. P.1–8.

Yu P.L. A class of solutions for group decision problems // Manage. Sci. 1973. V. 19. P.936–946.

Zeleny M. Compromise programming // Multiple Criteria Decision Making. University of South Carolina Press, Columbia, 1973. P.262–301.

Сведения об авторах

АЛЁШИН Игорь Михайлович – кандидат физико-математических наук, заведующий сектором, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: +7 (495) 254-92-24 E-mail: ima@ifz.ru

МИШИН Дмитрий Юрьевич – научный сотрудник, Геофизический центр РАН, 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7 (495) 930-61-15. E-mail: dimm@wdcb.ru

ЖИЖИН Михаил Николаевич – кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией, Геофизический центр РАН, 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7 (495) 930-61-15. E-mail: jjn@wdcb.ru

КОРЯГИН Владимир Николаевич – кандидат экономических наук, старший научный сотрудник, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: +7 (495) 254-89-97. E-mail: admin@ifz.ru

МЕДВЕДЕВ Дмитрий Петрович – научный сотрудник, Геофизический центр РАН, 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7 (495) 930-61-15. E-mail: dmedv@wdcb.ru

НОВИКОВ Александр Михайлович – научный сотрудник, Геофизический центр РАН, 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7 (495) 930-61-15. E-mail: novikov@wdcb.ru

ПЕРЕГУДОВ Дмитрий Владимирович – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, ИФЗ РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10. Тел.: +7 (495) 254-94-05. E-mail: dima@ifz.ru

APPLICATION OF DISTRIBUTED CALCULATIONS TO DETERMINATION OF SEISMIC ANISOTROPIC PARAMETERS IN CRUST AND UPPER MANTLE

I.M. Aleshin[1], D.Yu. Mishin[2], M.N. Zhizhin[2], V.N. Koryagin[1], D.P. Medvedev[2], A.M. Novikov[2], V.D. Peregoudov[1]

[1] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[2] *Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Abstract. A problem of determination the seismic anisotropic properties in crust and upper mantle by join inversion of waveforms of converted waves and SKS waves was considered. Both synthetic and natural models was investigated. To speed up calculation grid cluster was used. To use grid software all calculations was divided on the parts, processed parallel. It was shown that to produce join inversion of converted waves and SKS waves it is necessary to carefully analyze the consistence of both data sets. Ignoring of possible the two set discrepancy can lead to significant errors in the anisotropic parameter determination. Using of weakly coupled cluster grid calculation permits look through all the parameter space, and it is too time consuming for the one processor system.

Keywords: seismic anisotropy, converted waves, SKS waves, grid, parallel computing, waveform inversion.