

Сейсмическая когерентность при флуктуациях временных задержек сигнала

© Ю. К. Тяпкин¹, Я. В. Мендрий², А. Ю. Щеголихин³, А. Н. Тяпкина⁴, 2018

¹ООО «Юг-Нефтегазгеология», Киев, Украина

²Национальный горный университет, Днепр, Украина

³СП «Полтавская газонефтяная компания», Полтава, Украина

⁴ЧВУЗ «Институт Тутковского», Киев, Украина

Поступила 27 декабря 2017 г.

Одним з основних сейсмічних атрибутів, які широко застосовують для виявлення і вивчення латеральних змін геологічного середовища, таких як виклинювання, розривні порушення, тріщинуваті зони і поховані палеоруслася, є когерентність сейсмічних зображень. Запропоновано новий метод розрахунку цього популярного сейсмічного атрибута, що ґрунтується на узагальненій математичній моделі сейсмічного зображення. Модель допускає довільне варіювання не тільки амплітуд сигналу і дисперсій шуму, а й залишкових часових затримок сигналу в межах ковзного уздовж зображення просторово-часового вікна, в якому розраховують когерентність. Під залишковими часовими затримками розуміються флуктуації часів приходу сигналу після вирахування тренду, що апроксимується поліномами першого або другого порядку. Описано ітераційний алгоритм оптимізованого оцінювання параметрів узагальненої математичної моделі сейсмічного зображення, потрібних для нового методу розрахунку когерентності. Алгоритм використовує детерміновану регуляризацію. Запропонований метод випробуваний і зіставлений з одним з традиційних аналогів на модельних матеріалах. Крім того, нову міру когерентності успішно використано під час вивчення тріщинуватих зон вугленосних товщ у Донецькому басейні і одного з газових родовищ у Дніпровсько-Донецькій западині.

Ключові слова: сейсмічна когерентність, узагальнена модель сейсмічного зображення, залишкові часові затримки, проєкція на опуклу множину, тріщинувата зона, поховане палеорусло.

Введение. При решении различных геологических задач в настоящее время широко используется атрибутный анализ — один из основных элементов интерпретации сейсмических данных. Стремительному росту разнообразия атрибутов, применяемых для качественной и количественной характеристики сейсмического волнового поля и отображаемых им геологических объектов, способствует достаточно высокое быстродействие современных компьютеров в сочетании с большими возможностями компьютерной графики.

При выборе атрибутов определяющим критерием выступает объект поиска или разведки. Например, для выявления и из-

учения латеральных изменений геологической среды, таких как зоны выклинивания, разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости и погребенные русла, широко используется когерентность сейсмических отражений. Краткий обзор истории развития этого атрибута содержится в работах [Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014]. Здесь показано, что в начале для расчета когерентности использовались исходные сейсмические записи в виде сейсмограмм общей срединной точки после введения статических и кинематических поправок, выравнивающих сигналы во времени. Однако в дальнейшем геофизики отказались от исходных сейсмограмм и переш-

ли к работе с окончательными сейсмическими изображениями, поскольку это не только существенно сокращает время для расчетов, но и позволяет получить более устойчивые результаты вследствие более высокого отношения сигнал—шум на изображениях.

Авторы первой работы по этому направлению [Bahorich, Farmer, 1995] для расчета когерентности использовали нормированную функцию взаимной корреляции смежных сейсмических трасс, на смену которой пришли многоканальная мера подобия (сембланс) [Marfurt et al., 1998] и собственные значения корреляционной матрицы [Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999]. Все три подхода затем были адаптированы к учету наклона отражающих границ [Marfurt et al., 1999].

В процессе дальнейшего развития методов расчета когерентности было предложено использовать локальную структурную энтропию [Cohen, Coifman, 2002], статистики высокого порядка в сочетании с объединением нескольких смежных трасс в так называемую супертрассу [Lu et al., 2005], сканирование наклонов отраженных волн с использованием упомянутых собственных значений корреляционной матрицы и супертрасс [Li et al., 2006] и прогностическую когерентность [Karimi et al., 2015], основанную на предсказывающих структуру фильтрах [Fomel, 2010; Liu et al., 2010].

В работах [Туаркин, Мендрий, 2012; Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014] было показано, что «классические» методы [Marfurt et al., 1998; Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999], во-первых, рассчитывают когерентность как относительную энергию сигнала в скользящем вдоль сейсмического изображения пространственно-временном окне и, во-вторых, при этом базируются на разной степени сложности предполагаемой локальной модели изображения. На этом основании и с целью дальнейшего развития и совершенствования технологии расчета и использования когерентности в работах [Туаркин, Мендрий,

2012; Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014] был предложен новый метод, базирующийся на более реалистичной модели сейсмической записи. Такая модель допускает произвольное варьирование не только амплитуд сигнала, но и дисперсий шума на наборе трасс, участвующих в расчете когерентности. Метод был успешно опробован на модельных и полевых материалах.

В настоящей статье вводится дальнейшее усложнение этой математической модели как основы для расчета сейсмической когерентности. С этой целью дополнительно допускаются произвольные флуктуации остаточных временных задержек сигнала, под которыми понимаются времена прихода сигнала после вычитания их тренда в пределах окна анализа.

Математическая модель локального поведения сейсмического изображения — основа расчета когерентности. Современные обрабатывающие и интерпретационные пакеты позволяют рассчитать множество разнообразных видов когерентности или родственных этому понятию атрибутов сейсмического изображения. Как уже отмечено, ряд успешно применяемых на практике алгоритмов подразумевает под когерентностью оценку отношения сигнал—шум или, что более удобно, отношение энергии сигнальной компоненты к общей энергии в некоторой локальной области изображения. При таком определении отсутствие сигнала характеризуется минимальной когерентностью, равной нулю. В свою очередь, «чистый» сигнал, не искаженный никакими помехами, сопровождается максимальной когерентностью, равной единице.

Таким образом, при расчете когерентности прямо или косвенно используются характеристики сигнала и шума, полученные в скользящем вдоль изображения пространственно-временном окне. В основе таких оценок всегда лежит наше представление о предполагаемой локальной структуре сейсмического изображения, т. е. о его математической модели. Необходимо помнить, что когерентность, как и другие сейсмические атрибуты, зависит не

только от пространственных вариаций геологического разреза и соответствующего ему сейсмического изображения, но и от априорной математической модели локального поведения этого изображения, положенной в основу расчета когерентности. Поэтому используемая для расчетов модель изображения должна быть максимально адекватной реальным ситуациям.

Для простоты изложения будем в дальнейшем рассматривать двумерный вариант скользящего в пространстве и во времени окна, в пределах которого выполняется расчет когерентности. Полученные результаты легко обобщаются на трехмерный случай (куб сейсмического изображения).

Представим сейсмическое изображение в пределах скользящего окна, содержащего M смежных трасс, в виде

$$u_i(t) = a_i s(t - \tau_i) + n_i(t), \quad i = 1, \dots, M. \quad (1)$$

Первый член в правой части этого уравнения описывает сигнальную компоненту и отражает постоянство ее формы $s(t)$ на всех трассах при произвольной амплитуде a_i и временной задержке τ_i . Отметим, что амплитуда $a_i = 0$ свидетельствует об отсутствии сигнала, а $a_i < 0$ — об условно обратной полярности сигнала. Под τ_i понимаются остаточные флуктуации времен прихода сигналов после вычитания их тренда, для аппроксимации которого, согласно [Roberts, 2001], используются полиномы первого или второго порядка (рис. 1). Необходимо отметить, что учет остаточных флуктуаций временных задержек сигнала в модели, описываемой уравнением (1), вызван тем, что их игнорирование отрицательно сказывается на расчетах сейсмической когерентности и понижает качество интерпретации при изучении сложных систем разрывных нарушений и картировании продуктивных резервуаров [Bahorich, Farmer, 1995; Gersztenkorn, Marfurt, 1999]. Второй член $n_i(t)$ соответствует аддитивному шуму. Будем считать этот шум независимым от сигнала и между трассами стационарным нормальным случайным процессом с нулевым средним и

автокорреляционной функцией, которая одинакова на всех трассах с точностью до зависящего от номера трассы множителя — дисперсии σ_i^2 . Это предполагает, что в наборе данных, подвергаемых расчету когерентности, регулярные помехи предварительно устранены. Будем в дальнейшем называть обобщенной математическую модель изображения, описываемую уравнением (1).

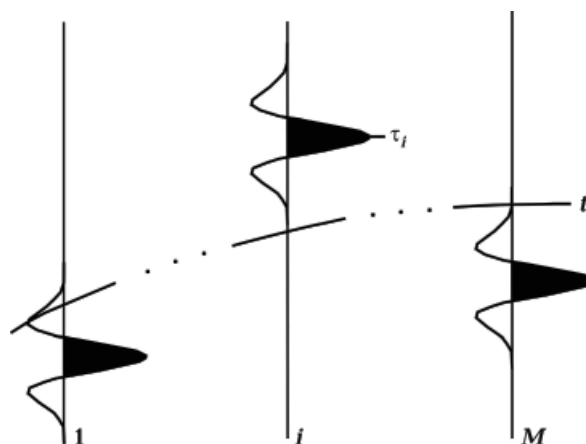


Рис. 1. Схематическое представление сигнальной компоненты сейсмического изображения в скользящем пространственно-временном окне при наличии флуктуаций временных задержек τ_i сигнала относительно их тренда t .

Таблица демонстрирует взаимосвязь между методами расчета когерентности и априорно предполагаемыми частными вариантами обобщенной математической модели сейсмического изображения, описанной уравнением (1). Из таблицы видно, что три первых метода — основанный на нормированной функции взаимной корреляции [Bahorich, Farmer, 1995], сембланс [Marfurt et al., 1998] и использующий собственные значения корреляционной матрицы [Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999] — будучи простейшими, игнорируют возможные вариации между трассами не только остаточных временных задержек сигнала τ_i , но и дисперсий шума σ_i^2 . И хотя при этом третий метод более совершенен, поскольку допускает произвольные изменения амплитуды сигнала a_i от трассы к трассе, он все

же не лишен определенных недостатков. Дело в том, что этот метод исключает существенные вариации уровня шума между трассами. Если такие вариации имеют место, они порождают так называемые ошибки модельных предположений (ошибки спецификации), приводящие к абсолютно нежелательным результатам. Это явление исследовано теоретически и продемонстрировано на модельных материалах в работах [Тяпкин, Mendrii, 2012; Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014]. В них же с целью устранения этого недостатка и дальнейшего совершенствования методов расчета когерентности предложено учитывать возможные вариации дисперсий шума σ_i^2 на разных трассах, но при отсутствии флуктуаций τ_i . Эта тенденция продолжена в настоящей статье. В ней для расчета сейсмической когерентности предложена представленная уравнением (1) обобщенная математическая модель, в которой дополнительно присутствуют неизбежные в природе флуктуации между трассами остаточных временных задержек сигнала τ_i . Впервые эта модель была сфор-

мулирована в работе [Mendrii et al., 2016].

Регуляризованная оценка параметров обобщенной модели. Для оценки параметров модели (1), необходимых для дальнейшего расчета когерентности, могут быть использованы итерационные алгоритмы со статистической и детерминированной регуляризацией [Тяпкин, 1994]. Рассмотрим оба подхода. Для этого представим модель (1) в дискретном виде:

$$u_{ik} = a_i s_{k-\tau_i} + n_{ik}, \quad (2)$$

где $i = 1, \dots, M$ — номер трассы, а $k = 1, \dots, L$ — номер отсчета на трассе. При статистической постановке задачи неизвестные случайные векторы $\mathbf{a} = (a_1, \dots, a_M)^T$, $\mathbf{s} = (s_1, \dots, s_L)^T$ и $\boldsymbol{\tau} = (\tau_1, \dots, \tau_M)^T$ оцениваются по критерию максимума апостериорной вероятности. В предположении независимости распределения каждого из векторов $P(\mathbf{a})$, $P(\mathbf{s})$ и $P(\boldsymbol{\tau})$ этот критерий приобретает вид

$$\max_{\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}} \{P(\mathbf{U}|\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau})P(\mathbf{a})P(\mathbf{s})P(\boldsymbol{\tau})\}, \quad (3)$$

где $P(\mathbf{U}|\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau})$ — условная плотность веро-

Зависимость методов расчета когерентности от предполагаемых частных вариантов обобщенной математической модели сейсмического изображения, описываемой уравнением (1)

Амплитуда сигнала a_i	Дисперсия шума σ_i^2	Флуктуации остаточных временных задержек сигнала τ_i	Основа метода и авторы
Постоянная	Постоянная	Отсутствуют	Нормированная функция взаимной корреляции [Bahorich, Farmer, 1995]
Постоянная	Постоянная	Отсутствуют	Многоканальная мера подобия (сембланс) [Marfurt et al., 1998]
Переменная	Постоянная	Отсутствуют	Собственные значения корреляционной матрицы [Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999]
Переменная	Переменная	Отсутствуют	Обобщенная модель (1) без флуктуаций остаточных временных задержек сигнала [Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014]
Переменная	Переменная	Присутствуют	Обобщенная модель (1) с флуктуациями остаточных временных задержек сигнала [Mendrii et al., 2016]

ятности имеющейся многоканальной сейсмической записи $\mathbf{U} = (u_{ik})$.

Для того чтобы воспользоваться выражением (3), необходимо конкретизировать статистические модели аддитивного шума и искомым параметров модели (2). В работе [Тяпкин, 1994] это сделано следующим образом. Поскольку перед расчетом когерентности регулярные волны-помехи тщательно устраняются из сейсмических изображений, предполагается, что аддитивный шум n_{ik} является гауссовым, стационарным, центрированным, независимым от сигнала и обладающим известной (на этапе постановки задачи) корреляционной функцией

$$R_{ij, km} = \sigma_i^2 \delta_{ij} \delta_{km}, \quad (4)$$

где $\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & i = j, \\ 0, & i \neq j \end{cases}$ — символ Кронекера. Это

уравнение отражает отсутствие корреляционных связей шума как между трассами, так и во времени при произвольно зависящей от номера трассы дисперсии σ_i^2 . В свою очередь, функции распределения амплитуд сигнала \mathbf{a} , его формы \mathbf{s} и его остаточных временных задержек $\boldsymbol{\tau}$ аппроксимировались соответственно гауссовым, лапласовым и равномерным в конечном и симметричном относительно нуля интервале законами.

Оптимизация функционала (3) при таких условиях позволила получить итерационную схему оценки искомым векторов \mathbf{a} , \mathbf{s} и $\boldsymbol{\tau}$, подробно описанную в работе [Тяпкин, 1994]. Это статистически регуляризованное решение носит компромиссный характер. С одной стороны, оно стремится удовлетворить модели (3), а с другой — ограничено параметрами предполагаемых статистических распределений искомым величин. При этом чем выше дисперсия (шире область) допустимых оценок искомым величин, тем меньше сказывается влияние ограничений.

Однако для реализации на практике более удобно решение, использующее вме-

сто статистической детерминированную форму учета априорной информации об искомым величинах. В этом случае векторы \mathbf{a} , \mathbf{s} и $\boldsymbol{\tau}$ рассматриваются как детерминированные и определяются по критерию максимального правдоподобия (МП), который получается из выражения (3) путем устранения $P(\mathbf{a})$, $P(\mathbf{s})$ и $P(\boldsymbol{\tau})$:

$$\max_{\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}} P(\mathbf{U} | \mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}), \quad (5)$$

где условная плотность вероятности имеет вид

$$P(\mathbf{U} | \mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}) = (2\pi)^{-\frac{ML}{2}} \left(\prod_{i=1}^M \sigma_i \right)^{-L} \times \exp \left\{ -\frac{1}{2} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^L \sigma_i^{-2} [u_{i, k+\tau_i} - a_i s_k]^2 \right\}. \quad (6)$$

Это эквивалентно оценке векторов \mathbf{a} , \mathbf{s} и $\boldsymbol{\tau}$ по обобщенному методу наименьших квадратов:

$$\min_{\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}} \sum_{i=1}^M \sum_{k=1}^L \sigma_i^{-2} [u_{i, k+\tau_i} - a_i s_k]^2. \quad (7)$$

Дифференцирование функционала в этом выражении по a_i приводит к равенству

$$a_i = \frac{\sum_{k=1}^L u_{i, k+\tau_i} s_k}{\sum_{k=1}^L s_k^2}. \quad (8)$$

Следовательно, в этом случае очередная оценка амплитуды сигнала на i -й трассе представляет собой нормированное значение взаимной корреляции между очередной оценкой формы сигнала и i -й трассой, сдвинутой во времени на величину очередной оценки τ_i .

В свою очередь, дифференцирование функционала в выражении (7) по s_k позволяет получить

$$s_k = \frac{\sum_{i=1}^M u_{i, k+\tau_i} a_i \sigma_i^{-2}}{\sum_{i=1}^M a_i^2 \sigma_i^{-2}}, \quad (9)$$

что представляет собой оптимальную взвешенную сумму M трасс, сдвинутых во времени на соответствующие величины очередных оценок τ_i [Тяпкин, 1991; Tyarqin,

Ursin, 2005; Тяпкин и др., 2005]. При этом в качестве весового множителя для i -й трассы выступает величина, пропорциональная отношению амплитуды сигнала и дисперсии шума.

Учитывая стационарные свойства записи, нетрудно показать, что задача минимизации функционала невязки в (7) по τ_i эквивалентна

$$\max_{\tau_i} \left\{ a_i \sum_{k=1}^L u_{i, k+\tau_i} s_k \right\} \quad (10)$$

или, что проще,

$$\max_{\tau_i} \left| \sum_{k=1}^L u_{i, k+\tau_i} s_k \right|. \quad (11)$$

Таким образом, оптимальной оценкой τ_i является величина задержки, при которой достигает максимума модуль функции взаимной корреляции между очередной оценкой формы сигнала и i -й трассой.

Для реализации (9) необходима информация о дисперсиях шума σ_i^2 , которая может быть получена после предварительной оценки \mathbf{a} и \mathbf{s} следующим образом:

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L n_{ik}^2 = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L [u_{i, k+\tau_i} - a_i s_k]^2. \quad (12)$$

Этот же результат следует из дифференцирования по σ_i^2 функционала невязки в выражении (7).

Система нелинейных уравнений (8), (9), (11) и (12) позволяет построить итерационную процедуру расчета векторов \mathbf{a} , \mathbf{s} и $\boldsymbol{\tau}$ на каждом шаге, включающую

- расчет функции взаимной корреляции между \mathbf{u}_i и \mathbf{s} в заданном диапазоне временных сдвигов $[-\tau_{\max}, \tau_{\max}]$;
- оценку τ_i по формуле (11);
- введение временных сдвигов: $u_{ik} \rightarrow u_{i, k+\tau_i}$;
- оценку амплитуд сигнала по формуле (8);
- оценку формы сигнала по формуле (9);
- оценку дисперсий шума по формуле (12).

На начальном этапе оценкой формы сигнала может служить среднее арифметическое (или медиана) набора трасс, а амплитуды сигнала и дисперсии шума могут

быть зафиксированы.

Оценка параметров модели по критерию МП предполагает величины σ_i^2 априори известными и постоянными в итерационном процессе получения искомого решения. Поэтому предлагаемый здесь алгоритм после введения значений σ_i^2 в вектор неизвестных параметров перестает быть, строго говоря, оценкой по критерию МП. В работе [Gimlin et al., 1982] рассмотрен частный вариант условной плотности вероятности (6) при отсутствии временных задержек сигнала τ_i и постоянстве амплитуд a_i на всех трассах. Там показано, что такая функция в случае переменной от итерации к итерации дисперсии шума σ_i^2 , рассчитываемой по соответствующей упрощенной аналогии формулы (12), может не иметь конечного глобального максимума. Это демонстрируется на примере модели, где одна из дисперсий $\sigma_i^2 \rightarrow 0$, что влечет $P(\mathbf{U}|\mathbf{a}, \mathbf{s}, \boldsymbol{\tau}) \rightarrow \infty$. Тем не менее, авторы работы [Gimlin et al., 1982] утверждают, что путем выбора хорошего начального приближения (их удовлетворяет среднее арифметическое или медиана трасс) и последующего ограничения решения на каждой итерации удается найти локальный максимум функционала (6) — фиксированную точку оператора

$$s_k = \sum_{i=1}^M u_{ik} \sigma_i^{-2} / \sum_{i=1}^M \sigma_i^{-2}, \quad (13)$$

являющегося частным случаем уравнения (9) при отсутствии временных задержек сигнала τ_i и равенстве его амплитуд $a_i=1$ на всех трассах — и получить эффективную оценку \mathbf{s} . Наличие хотя бы одной такой фиксированной точки ими доказывалось строго математически, что, кстати, справедливо и для рассматриваемой нами усложненной модели сейсмического изображения. Несмотря на то, что доказать ее единственность не удалось, после проведения многочисленных экспериментов авторы работы [Gimlin et al., 1982] делают в этом смысле весьма оптимистичные выводы. Это распространяется и на рассматриваемую здесь усложненную модель сейсмического изображения.

Предлагаемый итерационный алгоритм оценки параметров модели (2) удобен для введения в получаемое решение регуляризирующей априорной информации в детерминированном виде. Для этого используется универсальный и математически строгий аппарат проекций на образованные априорными условиями-ограничениями замкнутые выпуклые множества допустимых решений [Youla, Webb, 1982]. Такая процедура осуществляется простой заменой оператора $\mathbf{s}^{(k+1)} = G[\mathbf{s}^{(k)}]$ в итерационной процедуре, построенной на основе формул (8), (9), (11) и (12), на $P_1 \dots P_n G$, где k — номер итерации, $P_1 \dots P_n$ — последовательность операторов-проекторов на образованные ограничениями замкнутые выпуклые множества. Если каждое из множеств замкнуто и выпукло, то их пересечение обладает тем же свойством, и последовательность операторов-проекторов $P_1 \dots P_n$ приводит решение к одной из точек этого пересечения. Оператор-проектор на произвольное замкнутое выпуклое множество является нерасширяющим и поэтому в сочетании с оператором-сжатием G образует сжатие, не нарушая сходимости итерационной процедуры.

Рассмотрим возможные ограничения предлагаемого решения.

Постоянство знака амплитуд сигнала. Обобщенная модель (2) и соответствующее ей решение допускают условно отрицательные значения a_i на некоторых трассах. С одной стороны, это свидетельствует о повышенных функциональных возможностях предлагаемого метода по сравнению с аналогами, исключаяющими такой случай. С другой же стороны, это может понизить устойчивость оценок формы сигнала, особенно при явном отсутствии предпосылок для возникновения значительных остаточных временных сдвигов сигнала в пределах окна анализа, вызванных, например, тектоническими нарушениями. Поэтому в условиях малой вероятности появления оценок амплитуд сигнала с обратной полярностью имеет смысл исключить такие трассы из текущей оценки по формуле (9). Это легко достигается путем проекции на

замкнутое выпуклое множество неотрицательных функций [Тяпкин, 1991; Tyarkin, Ursin, 2005; Тяпкин и др., 2005]:

$$Pa_i = \begin{cases} a_i, & a_i \geq 0, \\ 0, & a_i < 0. \end{cases} \quad (14)$$

Ограничение на относительный уровень сигнальной компоненты. Вторым естественным требованием является отличие в энергетическом смысле оценок полной сигнальной компоненты $a_i \mathbf{s}$ от соответствующей трассы \mathbf{u}_i . Такое ограничение, во-первых, позволяет избавиться от неестественной ситуации, когда последующие оценки дисперсии шума становятся отрицательными или равными нулю. Во-вторых, оно понижает разброс допустимых значений a_i .

Такого рода ограничение легко формулируется из естественного соотношения $a_i^2 \sum_k s_k^2 < \sum_k u_{ik}^2$, из которого следует $a_i^2 < \|\mathbf{u}_i\|^2 \|\mathbf{s}\|^{-2}$, где $\|\cdot\|$ — евклидова норма. Если ввести некоторую величину $0 < q < 1$, отражающую априорную информацию об относительной энергии сигнала на всех трассах, то требование

$$a_i^2 \leq q \|\mathbf{u}_i\|^2 \|\mathbf{s}\|^{-2}, \quad (15)$$

как и предыдущее требование неотрицательности всех a_i , образует замкнутое выпуклое множество. Оператор-проектор на пересечение множеств неотрицательных и ограниченных по уровню функций имеет вид [Тяпкин, 1991; Tyarkin, Ursin, 2005; Тяпкин и др., 2005]

$$Pa_i = \begin{cases} 0, & a_i < 0, \\ a_i, & 0 \leq a_i \leq w_i, \\ w_i, & a_i > w_i, \end{cases} \quad (16)$$

где $w_i = q^{1/2} \|\mathbf{u}_i\| \|\mathbf{s}\|^{-1}$.

Выдержанность оценок формы сигнала вдоль заданных горизонтов. Для повышения устойчивости работы алгоритма в скользщем вдоль сейсмического изображения пространственно-временном окне можно потребовать, чтобы очередная оценка \mathbf{s} не отклонялась от заданного эта-

лона \mathbf{s} , например в евклидовой метрике, более некоторой величины l :

$$\|\mathbf{s} - \mathbf{c}\| \leq l. \quad (17)$$

В качестве эталона может использоваться результат предыдущих оценок \mathbf{s} вдоль заданного горизонта, осредненный по нескольким смежным трассам.

Данное ограничение образует замкнутое выпуклое множество, оператор-проектор на которое имеет вид

$$P\mathbf{s} = \begin{cases} \mathbf{s}, & \|\mathbf{s} - \mathbf{c}\| \leq l, \\ \mathbf{c} + \frac{\mathbf{s} - \mathbf{c}}{\|\mathbf{s} - \mathbf{c}\|} l, & \|\mathbf{s} - \mathbf{c}\| > l. \end{cases} \quad (18)$$

Это же ограничение может быть введено непосредственно в формулу, определяющую итерационный процесс. Такое решение следует из постановки задачи (7) при условии (17). Метод неизвестных множителей Лагранжа [Franks, 1969] в этом случае позволяет вместо (9) получить

$$s_k = \frac{\left[\sum_{i=1}^M u_{i, k+\tau_i} a_i \sigma_i^{-2} + \lambda c_k \right]}{\left[\sum_{i=1}^M a_i^2 \sigma_i^{-2} + \lambda \right]}, \quad (19)$$

где $\lambda \geq 0$ — неизвестный множитель Лагранжа, играющий регуляризующую роль и определяемый из условия (17). При $\lambda = 0$ имеем неограниченное решение (9), а при $\lambda \rightarrow \infty$ решение вырождается в эталон \mathbf{c} .

Независимые расчеты амплитуд сигнала \mathbf{a} и его формы \mathbf{s} , описываемые соответственно формулами (8) и (9), могут быть заменены на каждом шаге итерационного процесса одной процедурой оптимального взвешенного суммирования (9) [Тяпкин, 1991; Тяркин, Ursin, 2005; Тяпкин и др., 2005]. При таком подходе вместо использования уравнения (8) оценки \mathbf{a} извлекаются из матрицы взаимной корреляции набора участвующих в процессе трасс, а для единственности определения \mathbf{a} форма сигнала предполагается нормированной: $\|\mathbf{s}\| = 1$.

Расчет когерентности при флуктуациях остаточных временных задержек сигнала. Присутствие флуктуаций остаточных временных задержек сигнала в скользящем пространственно-временном интервале

кардинально изменяет принцип расчета сейсмической когерентности. В такой ситуации этот сейсмический атрибут уже не может традиционно рассматриваться как простое отношение энергий сигнала и всей записи, поскольку такая мера не учитывает дополнительное присутствие временного разброса сигнала. В то же время этот фактор сам по себе может ощутимо понизить качество прослеживания отражений на сейсмических изображениях, особенно при относительно большом разбросе остаточных временных задержек. Поэтому его влияние, ухудшающее прослеживаемость отражений, должно быть дополнительно учтено при расчете когерентности независимо от предполагаемой при этом модели сейсмического изображения. Одним из вариантов такого учета может быть введение дополнительного множителя в формулы, описывающие представленные в таблице методы расчета когерентности. В качестве этого множителя предлагается отношение энергии сигнала после несинфазного суммирования (при $\tau_i \neq 0$) к его энергии после синфазного суммирования (при $\tau_i = 0$) [Mendrii et al., 2016]:

$$F_\tau = \frac{\left\{ \sum_{i=1}^M a_i \cos[\omega_m \tau_i] \right\}^2 + \left\{ \sum_{i=1}^M a_i \sin[\omega_m \tau_i] \right\}^2}{\left\{ \sum_{i=1}^M a_i \right\}^2}, \quad (20)$$

где ω_m — частота максимума спектра сигнала. После этого любой из представленных в таблице алгоритмов расчета когерентности C приобретает модифицированный вид:

$$C_{\text{mod}} = C F_\tau, \quad (21)$$

который превращается в традиционный аналог C , когда τ_i игнорируются или равны нулю, что порождает $F_\tau = 1$.

Необходимо отметить, что множитель F_τ может успешно выступать в качестве самостоятельного сейсмического атрибута и нести полезную информацию о геологическом строении изучаемой площади. Это будет продемонстрировано ниже на практическом примере.

Численные эксперименты. Для демонстрации преимуществ учета остаточных временных задержек сигнала при расчете сейсмической когерентности в численных экспериментах был выбран простейший вариант этого атрибута — сембланс [Marfurt et al., 1998], который сравнивался с его модифицированной согласно уравнению (21) формой.

В первом эксперименте, результаты которого представлены на рис. 2, использовалась синтетическая сейсмограмма, состоящая из 31 трассы при интервале дискретизации 1 мс. Сигнал с идентичными на всех трассах формой и амплитудой был

получен путем свертки центрированной реализации псевдослучайного процесса с импульсом Рикера частоты 20 Гц. Этот сигнал был выровнен во времени на всей сейсмограмме за исключением десяти центральных трасс, на которых в него были введены пилообразные временные задержки (± 4 мс). Для упрощения сейсмограмма не усложнялась аддитивным шумом. В эксперименте использовалось скользящее окно, содержащее 5 смежных трасс и 100 отсчетов в каждой трассе.

Рис. 2, б показывает, что модифицированный сембланс реагирует значительно резче и интенсивнее на присутствие ано-

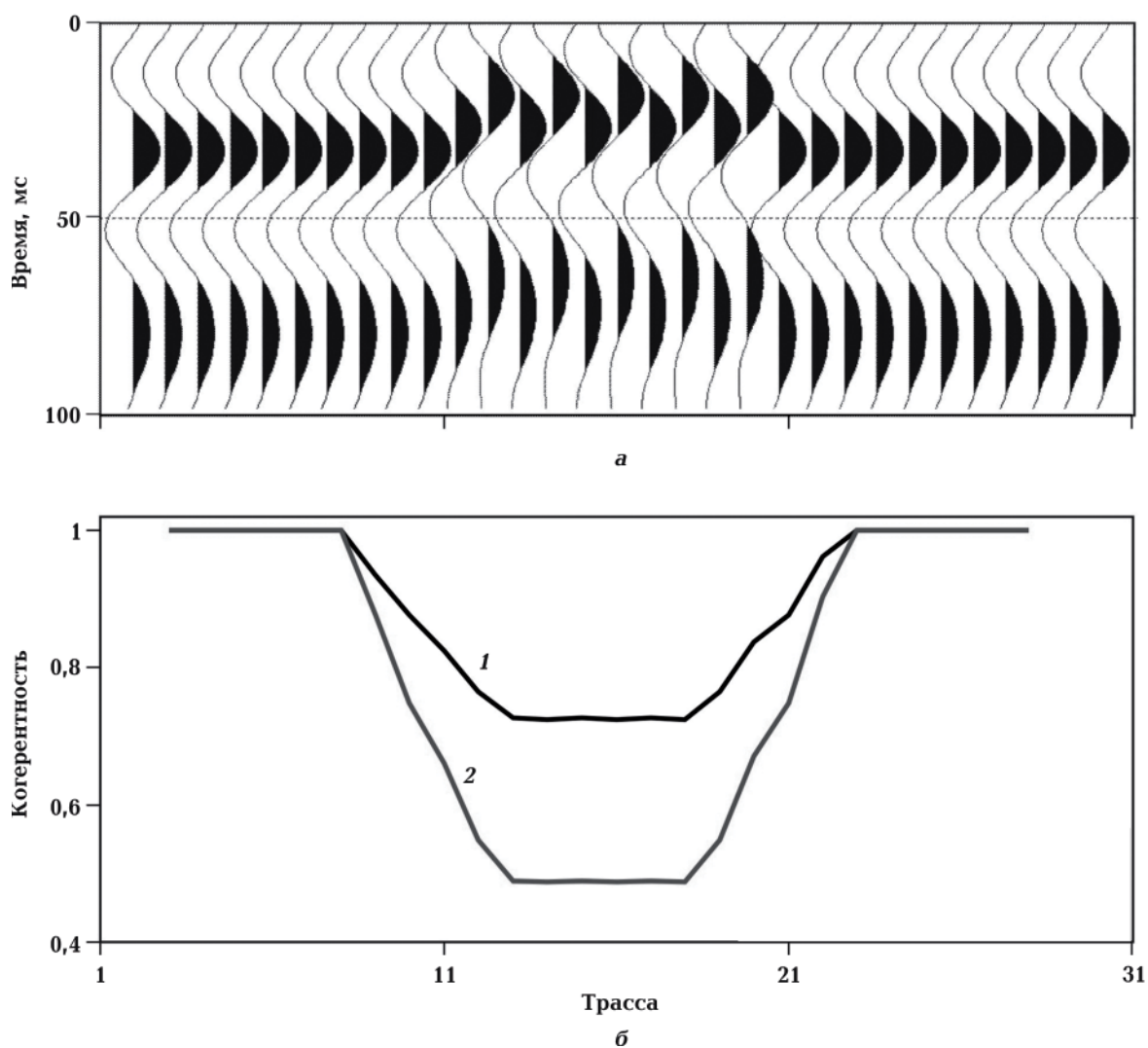


Рис. 2. Синтетическая сейсмограмма, имитирующая флуктуации остаточных временных задержек сигнала (а), и результаты расчета по ней когерентности в варианте сембланс без учета (1) и с учетом (2) временных задержек сигнала (б).

мальной зоны, чем его традиционный аналог. Эксперименты подтвердили, что чем больше вариации во временных задержках сигнала, тем сильнее проявляется этот эффект.

Во втором эксперименте, по аналогии с работами [Tyarkin, Mendrii, 2012; Мендрий, Тяпкин, 2012, 2014], преимущества учета остаточных временных задержек сигнала при расчете сейсмической когерентности демонстрируются на синтетических данных, полученных с помощью конечно-разностного моделирования для тонкослойной модели, изображенной на рис. 3, а. Для задания скорости как функции глубины в этой горизонтально-слоистой модели была выбрана реализация псевдослучайного процесса, равномерно распределенного в интервале 3,9—4,1 км/с. Модель содержит три вертикальные зоны высотой 1 км и мощностью 50 м каждая. Они отстоят друг от друга на 500 м, характеризуются одинаковой относительно пониженной скоростью 3,7 км/с и имитируют вертикальные зоны сгущения трещин (трещиноватые коридоры).

Для получения набора синтетических сейсмограмм был использован алгоритм конечно-разностного расчета на основе решения акустического волнового уравнения, реализованный в пакете Tesseral-2D канадской компании Tesseral Technology Inc. Затем эти сейсмограммы были подвергнуты глубинной миграции Кирхгофа с постоянной скоростью 4 км/с, в результате чего был получен глубинный разрез, изображенный на рис. 3, б. По этому разрезу была рассчитана когерентность в варианте сембланс без учета и с учетом временных задержек сигнала, для чего использовалось скользящее окно с теми же параметрами, что и в первом эксперименте ($M=5$, $L=100$). Результат расчета вдоль середины разреза на глубине 1,5 км представлен рис. 3, в. Он показывает, что вертикальные зоны порождают участки резкого падения когерентности, положение которых хорошо совпадает с положением зон. Однако при этом алгоритм, учитывающий флуктуации остаточных временных задержек сигнала,

обладает явно более высокой чувствительностью к присутствию этих аномальных вертикальных объектов.

Опробование метода на полевых материалах. Предложенная обобщенная мера сейсмической когерентности, базирующаяся на модели (1) и учитывающая флуктуации остаточных временных задержек сигнала, была использована при изучении зон повышенной трещиноватости на поле шахты «Краснолиманская» в Донецком бассейне. На данном этапе отработки этого шахтного поля наибольший интерес представляет угольный пласт l_3 среднего карбона.

Для атрибутного анализа на этой площади использовался окончательный куб сейсмического изображения, полученный в результате 3D сейсморазведочных работ. На рис. 4 приведен комплексный стратиграфический срез кубов сейсмических атрибутов на уровне пласта l_3 , совмещенный со схемой тектонических нарушений, построенной по результатам геологических исследований.

Шахта «Краснолиманская» — одна из наиболее опасных на Украине из-за повышенных концентраций метана, которые могут приводить к взрывам. Так, 23 мая 2008 г. здесь произошла трагедия, повлекшая за собой человеческие жертвы. Эпицентр этой трагедии, обозначенный красной звездочкой на рис. 4, находится в зоне пониженной сейсмической когерентности. Простираение этой зоны с северо-запада на юго-восток совпадает с простираением системы сдвиговых нарушений, выявленных в скважинах и подземных выработках. Элементарные разрывы, образующие такие тектонические нарушения, формируют эшелонированные кулисообразные ряды (сдвиги Риделя [Tchalenko, 1970]), что указывает на преобладающую роль сдвиговых деформаций в этом районе. С такими сдвигами могут быть связаны зоны концентрации трещин, содержащих метан, одна из которых встречена шахтной выработкой именно в точке аварии.

Анализ обоих срезов когерентности позволяет сделать вывод, что эшелониро-

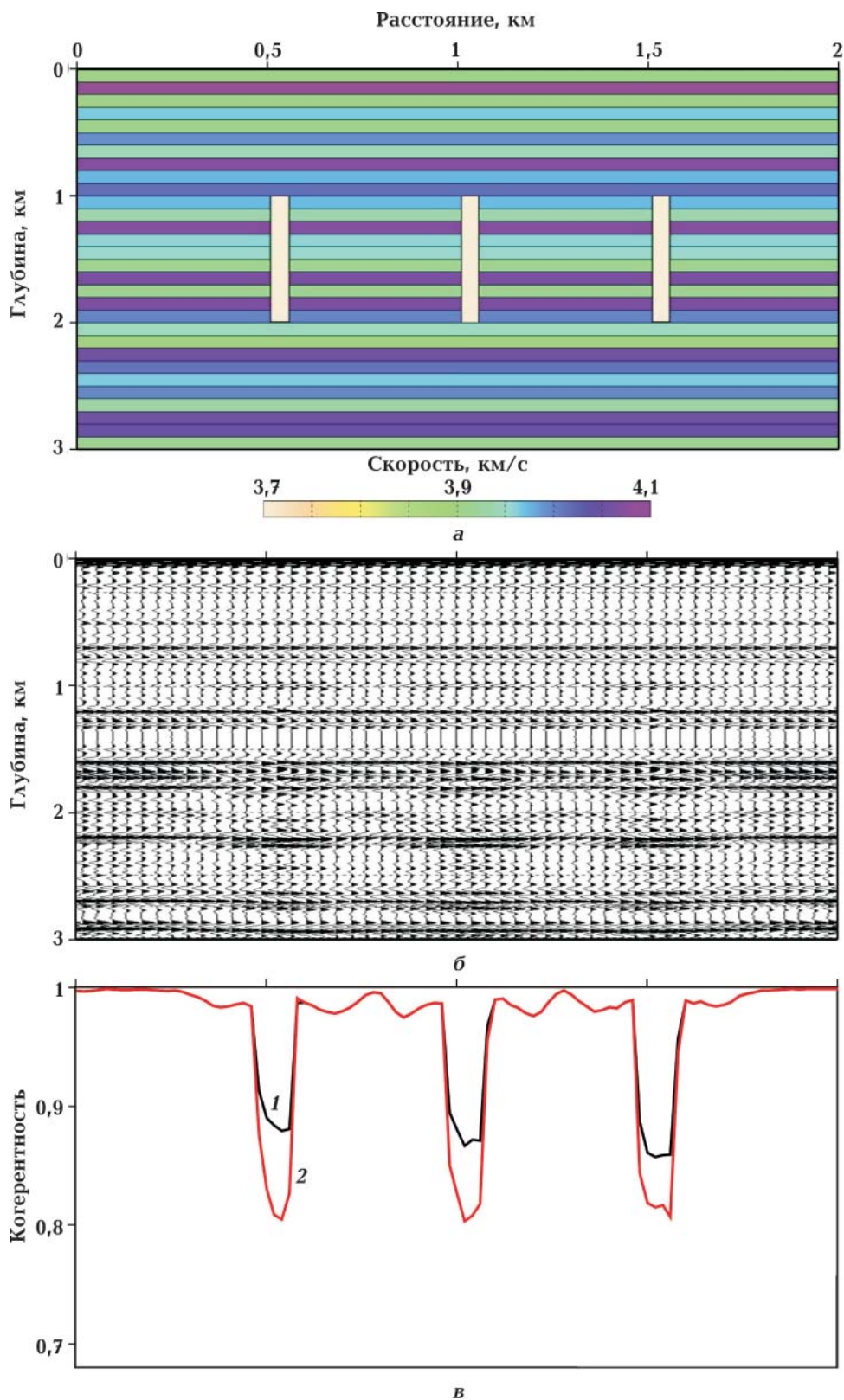


Рис. 3. Тонкослоистая глубинно-скоростная модель с тремя вертикальными низкоскоростными неоднородностями (а), соответствующее глубинное сейсмическое изображение после миграции Кирхгофа (б) и результаты расчета по нему когерентности в варианте сембланс без учета (1) и с учетом (2) остаточных временных задержек сигнала (в).

ванная структура нарушений наиболее выразительна на срезе кривизны (рис. 4, г), лучше проявляется на модифицированном варианте когерентности (рис. 4, б), чем на исходном варианте (рис. 4, а). Это объясняется повышенной чувствительностью модифицированного алгоритма к латеральным изменениям геологической сре-

ды за счет использования дополнительного множителя F_{τ} (рис. 4, в), пониженные значения которого совпадают с пониженными значениями немодифицированной когерентности (рис. 4, а), делая их более контрастными.

Совместно с другими сейсмическими атрибутами новая мера когерентности,

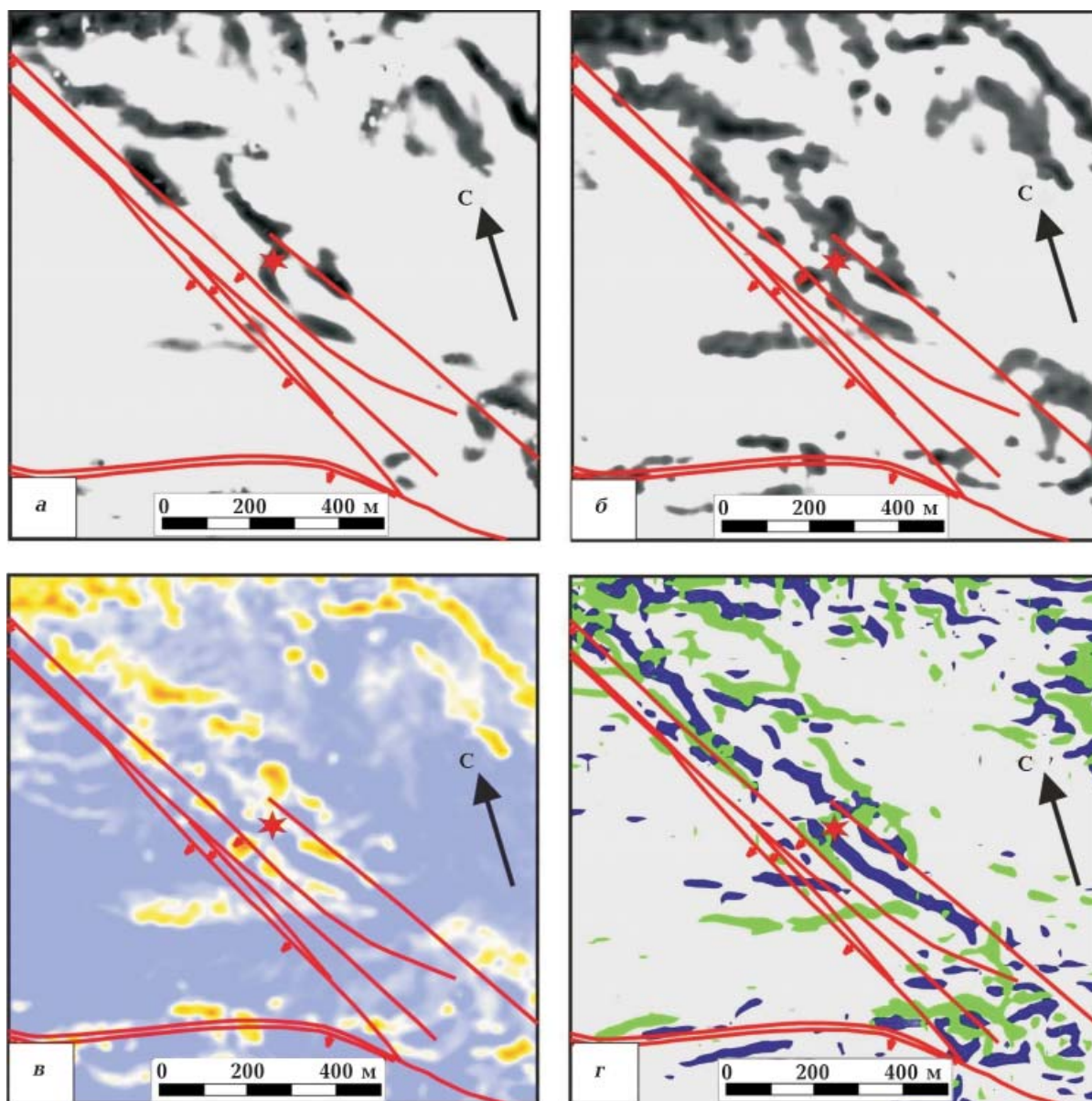


Рис. 4. Стратиграфические срезы кубов сейсмических атрибутов вдоль угольного пласта l_3 на поле шахты «Краснолиманская» в Донецком бассейне: обобщенная мера когерентности на основе модели (1) без учета флуктуаций остаточных временных задержек сигнала (а) и с учетом флуктуаций временных задержек сигнала (б), множитель F_{τ} в уравнении (21), отвечающий за остаточные временные задержки сигнала (желтый и коричневый цвета соответствуют пониженным значениям) (в), наибольшая отрицательная (синий цвет) и наибольшая положительная (зеленый цвет) кривизны (г). Красными линиями обозначены сдвиговые нарушения, выявленные в скважинах и подземных выработках.

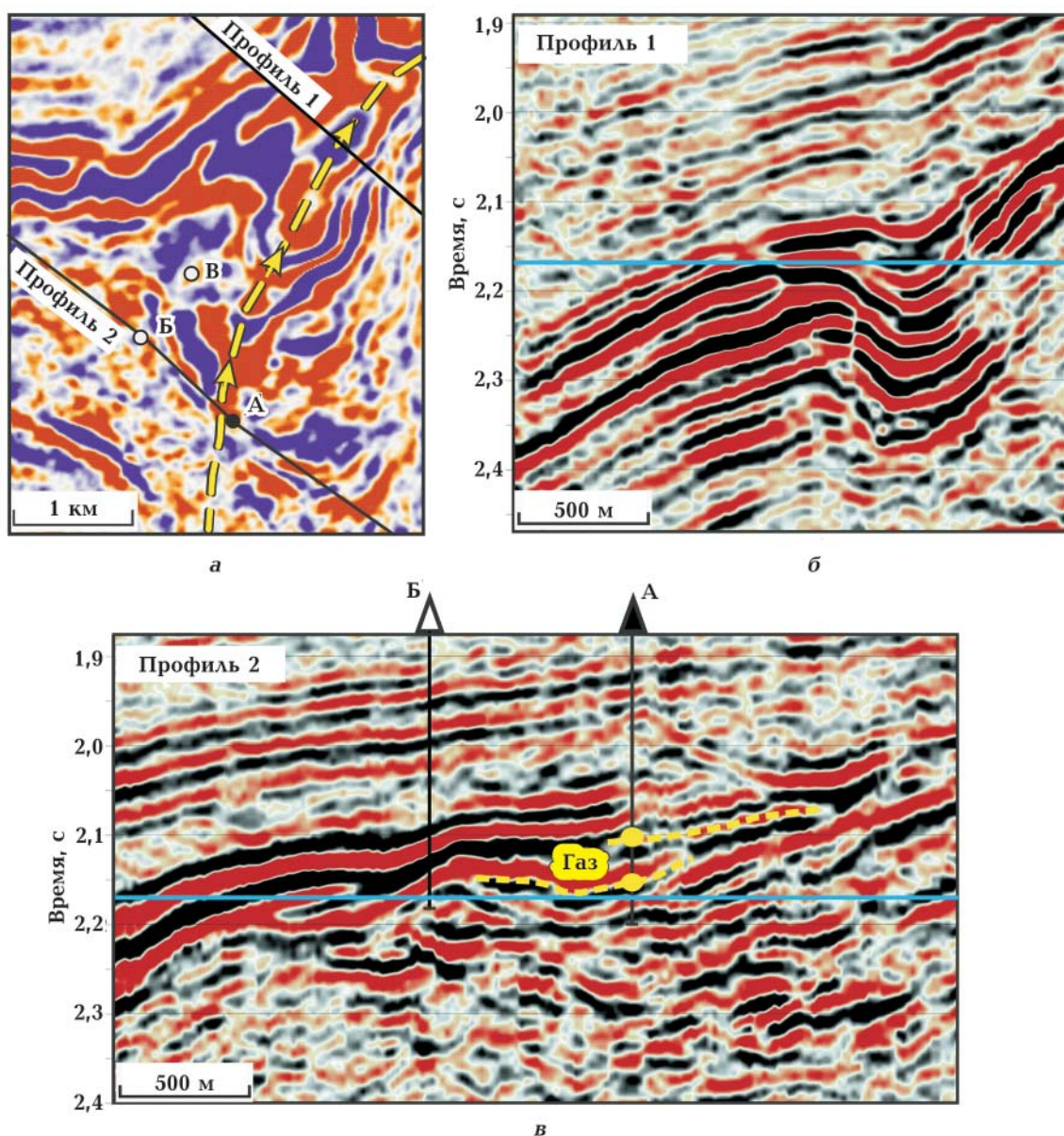


Рис. 5. Временной срез (а) и вертикальные разрезы вдоль профилей 1 (б) и 2 (в) мигрированного во временном масштабе куба сейсмического изображения. Уровень среза показан голубой горизонтальной линией; фарватер погребенной палеодолины — желтыми стрелками. Продуктивная скв. А представлена черным кружком, а непродуктивные скв. Б и В — белыми кружками. Желтые кружки обозначают продуктивные интервалы в скв. А, а желтые пунктирные линии — результаты корреляции соответствующих резервуаров в районе этой скважины.

основанная на описываемой уравнением (1) обобщенной модели сейсмического изображения, использовалась при интерпретации сейсмических данных на одном из газовых месторождений в Днепровско-Донецкой впадине. На этом месторождении скв. А — продуктивная, а скв. Б и В — нет (рис. 5). В скв. А газ встречен в двух интервалах, обозначенных на рис. 5, в жел-

тыми кружочками. Установить причину отсутствия продукции в скв. Б и В позволила детальная интерпретация имеющейся на этой площади сейсмической информации. В результате было выяснено, что скв. А расположена возле осевой линии (фарватера) погребенной палеодолины, а скв. Б и В находятся за ее бортом (рис. 5, а). Эта палеодолина значительно углубляется в

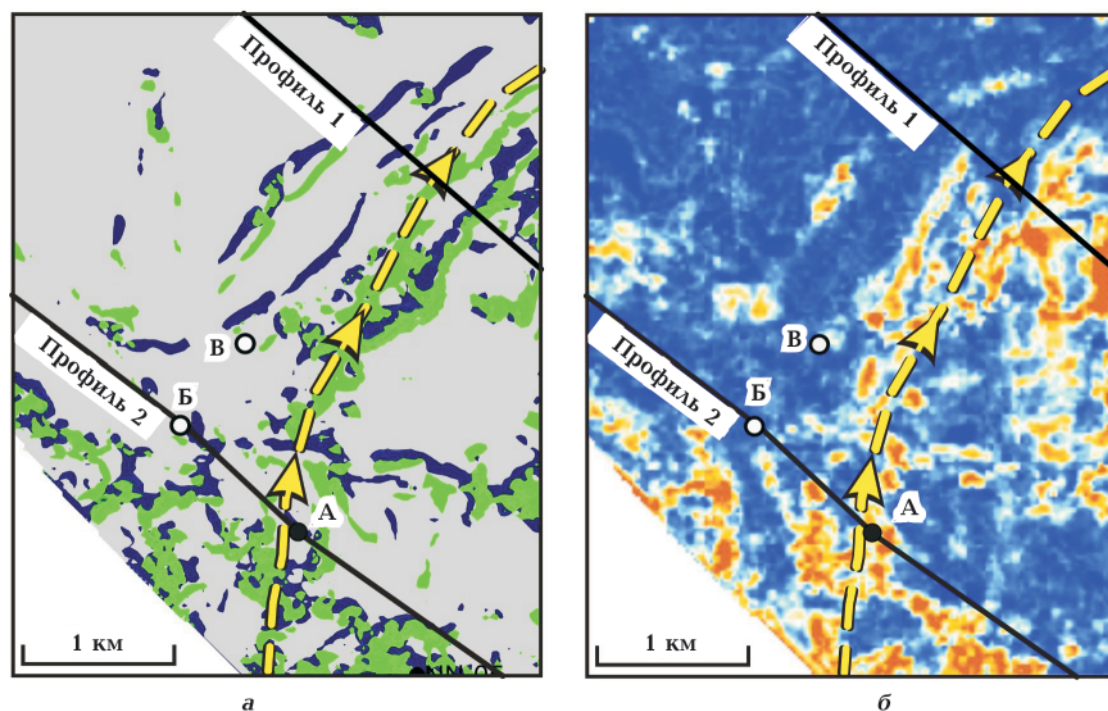


Рис. 6. Временные срезы кубов кривизны (а) и множителя F_{τ} в уравнении (21), отвечающего за остаточные временные задержки сигнала (б). Наибольшая отрицательная кривизна представлена синим цветом, а наибольшая положительная — зеленым. Желтый и коричневый цвета соответствуют пониженным значениям множителя F_{τ} . Условные обозначения см. на рис. 5.

северо-восточном направлении, что отчетливо видно на вертикальных разрезах вдоль профилей 1 и 2 (см. рис. 5, б и в).

Для картирования палеодолины, что было необходимо для разработки планов бурения новых разведочных и эксплуатационных скважин на этой площади, использовалось множество сейсмических атрибутов. Они продемонстрировали разную эффективность. В качестве примера рис. 6 позволяет сопоставить, как геологические особенности площади проявляют себя на временных срезах кубов кривизны и множителя F_{τ} . Если бы мы следовали кривизне (рис. 6, а), то наверняка бы ложно протрассировали палеоврез в сторону непродуктивных скважин. В то же время атрибут F_{τ} проявляет себя значительно более согласованно с поведением палеодолины, закартированной согласно структурным особенностям объемного сейсмического изображения этой площади (см. рис. 6, б).

Выводы. Одним из основных сейсми-

ческих атрибутов, широко применяемых для выявления и изучения латеральных изменений геологической среды, таких как выклинивания, разрывные нарушения, трещиноватые зоны и погребенные палеорусла, является когерентность сейсмических изображений. В статье показано, что «классические» методы, во-первых, рассчитывают когерентность в скользящем вдоль сейсмического изображения пространственно-временном интервале как отношение энергии сигнальной компоненты к полной энергии. Во-вторых, при этом они базируются на разной степени сложности предполагаемой локальной математической модели изображения. На этом основании и с целью дальнейшего развития и совершенствования технологии расчета и использования этого популярного сейсмического атрибута предложен новый метод, базирующийся на более реалистичной обобщенной модели сейсмического изображения. Модель допускает произвольное варьирование не только

амплитуд сигнала и дисперсий шума, но и остаточных временных задержек сигнала на разных трассах скользящего вдоль изображения пространственно-временного окна, в котором выполняется расчет когерентности. Под остаточными временными задержками понимаются флуктуации времен прихода сигнала после вычитания тренда, аппроксимируемого полиномами первого или второго порядка. В статье описан итерационный алгоритм оптимизированной оценки параметров этой обобщенной математической модели сейсмического изображения, необходимых для нового метода расчета когерентности. Алгоритм использует детерминированную регуляризацию путем введения ряда ограничений в виде замкнутых выпуклых множеств и последующей проекции решения на каждой итерации на эти множества. Полученную таким образом информацию о флуктуациях остаточных временных задержек сигнала предложено использовать путем введения дополнительного множителя в любую формулу расчета когерентности независимо от априорно предполагаемой математической модели изображения. В

качестве этого множителя предлагается отношение энергии сигнала после несинфазного суммирования с полученными оценками его остаточных временных задержек к его энергии после синфазного суммирования, когда эти задержки предполагаются равными нулю. Этот прием повышает чувствительность модифицированной таким путем меры когерентности к любым латеральным вариациям геологической среды. Преимущества этого подхода продемонстрированы на модельных материалах с использованием простейшего метода расчета когерентности — сембланса. Кроме того, новая мера когерентности успешно использована при изучении трещиноватых зон в угленосных толщах Донецкого бассейна и одного из газовых месторождений в Днепровско-Донецкой впадине.

Авторы выражают благодарность руководству и сотрудникам УкрНИМИ НАН Украины и Полтавской газонефтяной компании за предоставленные геолого-геофизические материалы, полезные советы и конструктивные замечания, способствовавшие повышению качества выполненной работы.

Список литературы

- Мендрей Я. В., Тяпкин Ю. К. Развитие технологии расчета когерентности на основе усовершенствованных моделей сейсмической записи. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 102—115.
- Мендрей Я. В., Тяпкин Ю. К. Усовершенствованная мера сейсмической когерентности и ее комплексное использование при изучении трещиноватых зон в Донецком бассейне. *Технологии сейсмозвездки.* 2014. Т. 11. № 1. С. 84—97.
- Тяпкин Ю. К. Оптимизированные оценки усложненной модели многоканальной сейсмической записи со статистической и детерминированной регуляризацией. *Геология и геофизика.* 1994. Т. 35. № 1. С. 128—135.
- Тяпкин Ю. К. Устойчивый итерационный алгоритм адаптивного оптимального взвешенного суммирования сейсмических записей. *Геология и геофизика* 1991. Т. 32. № 5. С. 122—125.
- Тяпкин Ю. К., Приходченко Д. Ф., Некрасов И. А. Оптимизация процесса выделения сигнала из многоканальной сейсмической записи. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 5. С. 710—729.
- Bahorich M., Farmer S., 1995. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge* 14(10), 1053—1058. doi: 10.1190/1.1437077.
- Cohen I., Coifman R. R., 2002. Local discontinuity measures for 3-D seismic data. *Geophysics* 67(6), 1933—1945. doi: 10.1190/1.1527094.
- Fomel S., 2010. Predictive painting of 3-D seismic volumes. *Geophysics* 75(4), A25—A30. doi: 10.1190/1.3453847.

- Franks L. E., 1969. Signal theory. N. J.: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 317 p.
- Gersztenkorn A., Marfurt K. J., 1999. Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping. *Geophysics* 64(5), 1468—1479. doi: 10.1190/1.1444651.
- Gersztenkorn A., Sharp J., Marfurt K., 1999. Delineation of tectonic features offshore Trinidad using 3-D seismic coherence. *The Leading Edge* 18(9), 1000—1008. doi: 10.1190/1.1438422.
- Gimlin D. R., Keener M. S., Lawrence J. F., 1982. Maximum likelihood stacking in white Gaussian noise with unknown variances. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-20(1), 91—98. doi: 10.1109/TGRS.1982.4307527.
- Karimi P., Fomel S., Wood L., Dunlap D., 2015. Predictive coherency. *Interpretation* 3(4), SAE1—SAE7. doi: 10.1190/INT-2015-0030.1.
- Liu Y., Fomel S., Liu G., 2010. Nonlinear structure-enhancing filtering using plane-wave prediction. *Geophys. Prosp.* 58(3), 415—427. doi: 10.1111/j.1365-2478.2009.00840.x.
- Li Y., Lu W., Xiao H., Zhang S., Li Y., 2006. Dip-scanning coherence algorithm using eigen structure analysis and supertrace technique. *Geophysics* 71(3), V61—V66. doi: 10.1190/1.2194899.
- Lu W., Li Y., Zhang S., Xiao H., Li Y., 2005. Higher-order-statistics and supertrace-based coherence-estimation algorithm. *Geophysics* 70(3), P13—P18. doi: 10.1190/1.1925746.
- Marfurt K. J., Kirilin R. L., Farmer S. L., Bahorich M. S., 1998. 3-D seismic attributes using a semblance-based coherence algorithm. *Geophysics* 63(4), 1150—1165. doi: 10.1190/1.1444415.
- Marfurt K. J., Sudhaker V., Gersztenkorn A., Crawford K. D., Nissen S. E., 1999. Coherency calculations in the presence of structural dip. *Geophysics* 64(1), 104—111. doi: 10.1190/1.1444508.
- Mendrii I., Tyapkin Y., Vasilkovskiy V., 2016. Seismic coherence in the presence of residual trace-to-trace time delay variations. *78th EAGE Conference, Extended Abstracts*, Paper We P2 11. doi: 10.3997/2214—4609.201601024.
- Roberts A., 2001. Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break* 19(2), 85—100. doi: 10.1046/j.0263-5046.2001.00142.x.
- Tchalenko J. S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81(6), 1625—1640. doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2.
- Tyapkin Y., Mendrii I., 2012. Improved measure of seismic coherence using a more realistic data model. *74th EAGE Conference, Extended Abstracts*, Paper P085. doi: 10.3997/2214-4609.20148483.
- Tyapkin Yu., Ursin B., 2005. Optimum stacking of seismic records with irregular noise. *J. Geophys. Eng.* 2(3), 177—187. doi: 10.1088/1742-2132/2/3/001.
- Youla D. C., Webb H., 1982. Image restoration by the method of convex projections. Part 1 — Theory. *IEEE Transactions on Medical Imaging*, MI-1(2), 81—94. doi: 10.1109/TMI.1982.4307555.

Seismic coherence in the presence of signal time-delay fluctuations

© Yu. K. Tyapkin¹, Ya. V. Mendrii², A. Yu. Shchegolikhin³, A. N. Tiapkina⁴, 2018

One of the main seismic attributes widely used to identify and study lateral changes in the geological environment, such as pinch-outs, faults, fractured zones, and buried paleochannels, is the coherence of seismic images. In the article, a new method for calculation of this popular seismic attribute is proposed. It is based on a generalized mathematical model of the seismic image. The model allows for arbitrary variations of not only signal amplitudes and noise variances, but also residual signal time delays within a space-time window that slides along the image and wherein the coherence calculation is performed. The residual time delays are fluctuations in the arrival times of the signal after subtracting the trend approximated by first- or second-order polynomials. An iterative algorithm for an

optimized estimation of the parameters of the generalized mathematical model of the seismic image, which are necessary for the new method of calculating coherence, is described. The algorithm uses deterministic regularization. The proposed method is tested and compared with one of the traditional analogs on synthetic data. Moreover, the new coherence measure has been successfully used in the study of fractured zones in coal-bearing strata of the Donetsk basin and in the study of a gas field in the Dnieper-Donets depression.

Key words: seismic coherence, generalized seismic image model, residual time delays, projection onto a convex set, fractured zone, buried paleochannel.

References

- Mendriy Ya. V., Tyapkin Yu. K., 2012. Development of computation technology for coherence on the base of improved models of seismic record. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 102—115 (in Russian).
- Mendriy I. V., Tyapkin Y. K., 2014. Seismic coherence: updated computation and application to a study of fractured zones in the Donets Basin. *Seismic Technology* 11(1), 1—20. doi: 10.3997/2405-7495.2015075.
- Tyapkin Y. K., 1994. Optimized estimates of a complicated model of the multichannel seismic record with statistic and deterministic regularization. *Russian Geology and Geophysics* 35 (1), 109—115.
- Tyapkin Yu., 1991. Stable iterative algorithm of adaptive weighted stacking of seismic records. *Soviet Geology and Geophysics* 32(5), 122—125.
- Tyapkin Yu. K., Prykhodchenko D. F., Nekravcov I. A., 2005. Optimizing the process of selecting the signal from multichannel seismic record. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(5), 710—729 (in Russian).
- Bahorich M., Farmer S., 1995. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge* 14(10), 1053—1058. doi: 10.1190/1.1437077.
- Cohen I., Coifman R. R., 2002. Local discontinuity measures for 3-D seismic data. *Geophysics* 67(6), 1933—1945. doi: 10.1190/1.1527094.
- Fomel S., 2010. Predictive painting of 3-D seismic volumes. *Geophysics* 75(4), A25—A30. doi: 10.1190/1.3453847.
- Franks L. E., 1969. *Signal theory*. N. J.: Englewood Cliffs, Prentice-Hall, 317 p.
- Gersztenkorn A., Marfurt K. J., 1999. Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping. *Geophysics* 64(5), 1468—1479. doi: 10.1190/1.1444651.
- Gersztenkorn A., Sharp J., Marfurt K., 1999. Delineation of tectonic features offshore Trinidad using 3-D seismic coherence. *The Leading Edge* 18(9), 1000—1008. doi: 10.1190/1.1438422.
- Gimlin D. R., Keener M. S., Lawrence J. F., 1982. Maximum likelihood stacking in white Gaussian noise with unknown variances. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-20(1), 91—98. doi: 10.1109/TGRS.1982.4307527.
- Karimi P., Fomel S., Wood L., Dunlap D., 2015. Predictive coherency. *Interpretation* 3(4), SAE1—SAE7. doi: 10.1190/INT-2015-0030.1.
- Liu Y., Fomel S., Liu G., 2010. Nonlinear structure-enhancing filtering using plane-wave prediction. *Geophys. Prosp.* 58(3), 415—427. doi: 10.1111/j.1365-2478.2009.00840.x.
- Li Y., Lu W., Xiao H., Zhang S., Li Y., 2006. Dip-scanning coherence algorithm using eigen structure analysis and supertrace technique. *Geophysics* 71(3), V61—V66. doi: 10.1190/1.2194899.
- Lu W., Li Y., Zhang S., Xiao H., Li Y., 2005. Higher-order-statistics and supertrace-based coherence-estimation algorithm. *Geophysics* 70(3), P13—P18. doi: 10.1190/1.1925746.
- Marfurt K. J., Kirlin R. L., Farmer S. L., Bahorich M. S., 1998. 3-D seismic attributes using a semblance-based coherence algorithm. *Geophysics* 63(4), 1150—1165. doi: 10.1190/1.1444415.
- Marfurt K. J., Sudhaker V., Gersztenkorn A., Crawford K. D., Nissen S. E., 1999. Coherency calculations in the presence of structural dip. *Geo-*

- physics* 64(1), 104—111. doi: 10.1190/1.1444508.
- Mendrii I., Tyapkin Y., Vasilkovskiy V.*, 2016. Seismic coherence in the presence of residual trace-to-trace time delay variations. *78th EAGE Conference, Extended Abstracts*, Paper We P2 11. doi: 10.3997/2214—4609.201601024.
- Roberts A.*, 2001. Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons. *First Break* 19(2), 85—100. doi: 10.1046/j.0263-5046.2001.00142.x.
- Tchalenko J. S.*, 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81(6), 1625—1640. doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2.
- Tyapkin Y., Mendrii I.*, 2012. Improved measure of seismic coherence using a more realistic data model. *74th EAGE Conference, Extended Abstracts*, Paper P085. doi: 10.3997/2214-4609.20148483.
- Tyapkin Yu., Ursin B.*, 2005. Optimum stacking of seismic records with irregular noise. *J. Geophys. Eng.* 2(3), 177—187. doi: 10.1088/1742-2132/2/3/001.
- Youla D. C., Webb H.*, 1982. Image restoration by the method of convex projections. Part 1 — Theory. *IEEE Transactions on Medical Imaging*, MI-1(2), 81—94. doi: 10.1109/TMI.1982.4307555.