

Развитие технологии расчета когерентности на основе усовершенствованных моделей сейсмической записи

© Я. В. Мендрий¹, Ю. К. Тяпкин², 2012

¹Национальный горный университет, Днепропетровск, Украина

²ГП "Науканефтегаз" НАК "Нефтегаз Украины", Киев, Украина

Поступила 27 октября 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Пилипенко

Статтю присвячено вдосконаленню технології розрахунку і використання такого популярного сейсмічного атрибуту, як когерентність. На основі аналізу історії розвитку когерентності та зв'язку алгоритмів її розрахунку з передбачуваною математичною моделлю сейсмічного запису запропоновано новий метод оцінки цього атрибуту. Метод ґрунтується на реалістичнішій моделі сейсмічного запису, яка допускає довільне варіювання не лише амплітуд сигналу, а й дисперсії перешкод у межах набору трас, використаних у розрахунку. Запропоновано універсальний підхід до підвищення горизонтальної роздільної здатності будь-якого методу розрахунку когерентності. Проаналізовано методичні питання, що сприяють підвищенню ефективності цього атрибуту. Новий підхід випробувано і зіставлено з традиційними аналогами на модельних і польових матеріалах.

This work is dedicated to improvement of the technology of computing and utilizing such a popular seismic attribute as coherence. After analyzing the development history of coherence and the relation of algorithms of its computation with the supposed mathematical model of seismic record, a new method for estimating this attribute is suggested. It is based on a more realistic model of seismic record that permits arbitrary variations of not only signal amplitudes, but also noise variances within a set of traces participating in coherence calculation. A universal approach to enhancing the horizontal resolving power of any method for coherence calculation is suggested. Some methodology aspects that promote coherence efficiency increase are analyzed. The new approach is tested and compared with some conventional analogues on synthetic and field data.

Введение. В настоящее время атрибутный анализ как элемент интерпретации сейсмических данных широко используется при решении геологических задач. Достаточно высокое быстродействие современных компьютеров в сочетании с большими возможностями компьютерной графики способствует стремительному росту атрибутов, применяемых для качественной и количественной характеристики сейсмического волнового поля. При этом развитие данного направления в интерпретации происходит как за счет введения новых характеристик, так и комбинирования ранее предложенных вариантов в гибридные

атрибуты, или мультиатрибуты [Chopra, Margfurt, 2005].

Определяющим критерием при выборе атрибутов выступает объект поиска или разведки. Так, для выявления и изучения латеральных изменений геологической среды, таких как зоны выклинивания, разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости и погребенные русла, широко используются угол и азимут падения, кривизна и когерентность отражений.

Коэффициент когерентности впервые был введен выдающимся американским математиком Норбертом Винером еще в 1930 г. Эта

важная концепция с множеством полезных приложений с тех пор активно развивалась и использовалась в различных отраслях знания. Судя по многочисленным публикациям [Bahorich, Farmer, 1995; Thorseth et al., 1997; Lawrence, 1998; Gersztenkorn et al., 1999; Sullivan et al., 2006], она нашла успешное применение в том или ином виде и в сейсморазведке при выявлении и картировании перечисленных стратиграфических и структурных перерывов. Одной из причин аномального поведения когерентности сейсмических записей в области малоамплитудных тектонических нарушений, выклиниваний, зон повышенной трещиноватости и контуров палеорусел служит деструктивная интерференция отраженных и дифрагированных волн [Клем-Мусатов и др., 1976]. Миграционные преобразования, в числе прочего направленные на подавление дифрагированных волн, по ряду причин не могут полностью устранить этот эффект. В результате указанные зоны на сейсмических изображениях как правило сопровождаются локальным падением амплитуды отраженных волн и, как следствие, пониженным отношением сигнал—помеха и пониженной когерентностью.

В одной из первых работ по данному направлению [Taner et al., 1979] когерентность, называемую мгновенной, предлагалось оценивать по набору сейсмических трасс с участием одного отсчета во времени. Затем этот подход был развит [Карпенко и др., 1982] и обобщен на понятие аналитического сигнала (огibaющей) сейсмической трассы [Тяпкин и др., 1989]. Для расчета мгновенной когерентности предлагалось использовать сейсмограммы общей срединной точки после введения статических и кинематических поправок, выравнивающих сигналы во времени. В дальнейшем, однако, от исходных сейсмограмм перешли к работе с окончательными сейсмическими изображениями, поскольку это не только существенно сокращает время на обработку, но и позволяет получить более устойчивые результаты вследствие более высокого отношения сигнал—помеха на изображениях. При этом для оценки когерентности стали использовать достаточно протяженные во времени интервалы, что в свою очередь тоже повысило устойчивость результата к искажающему влиянию помех.

В первой работе этого направления [Bahorich, Farmer, 1995] для расчета когерентности использовалась функция взаимной корреля-

ции трасс, на смену которой пришли коэффициент подобия [Marfurt et al., 1998] и собственные значения ковариационной 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 использовались локальная структурная энтропия [Cohen, Coifman, 2002], статистики высокого порядка в сочетании с объединением нескольких смежных трасс в так называемую супертрассу [Lu et al., 2005] и сканирование наклонов отраженных волн с использованием упомянутых собственных значений ковариационной матрицы и супертрасс [Li et al., 2006].

Настоящая статья посвящена дальнейшему развитию и совершенствованию технологии расчета и использования когерентности сейсмических изображений. С этой целью показана связь алгоритмов расчета когерентности с предполагаемыми математическими моделями сейсмической записи. На этом основании предложен новый метод, базирующийся на более реалистичной модели сейсмической записи. Такая модель допускает произвольное варьирование не только амплитуд сигнала, но и дисперсий помех на наборе трасс, участвующих в расчете когерентности. Предложен универсальный подход к повышению горизонтальной разрешающей способности любого метода расчета когерентности. После обсуждения ряда методических аспектов расчета и использования когерентности показана эффективность предложенного метода на модельных примерах и реальных сейсмических материалах.

Модель сейсмической записи как основа расчета когерентности. В современных обрабатывающих и интерпретационных пакетах существует множество разнообразных методов определения когерентности или родственных этому понятию характеристик многоканальной сейсмической записи. Подавляющее большинство из них так или иначе связывает это понятие с отношением сигнал—помеха или, что более удобно, с отношением энергии сигнальной компоненты к общей энергии в некоторой локальной области записи. 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 оценки сигнала, полученные по некоторому набору сейсмических трасс. В основе таких оценок всегда лежит наше представление о предполагаемой структуре сейсмической записи, т.е. о ее математической модели. Поскольку когерентность чувствительна не только к вариациям геологических особенностей разреза, но и к математической модели сейсмического волнового поля, описывающей эти особенности и положенной в основу расчета когерентности, используемая модель должна быть максимально адекватной реальным ситуациям.

Рассмотрим скользящее в пространстве и во времени окно, в пределах которого выполняется расчет сейсмической когерентности. Пусть оно состоит из M трасс и L отчетов на каждой трассе. Представим информацию в окне в следующей матричной форме:

$$\mathbf{X} = \mathbf{S} + \mathbf{N}, \quad (1)$$

где $\mathbf{S} = \{s_{ik}\}$ и $\mathbf{N} = \{n_{ik}\}$ — соответственно сигнальная и шумовая компоненты записи $\mathbf{X} = \{x_{ik}\}; i = 1, 2, \dots, L; k = 1, 2, \dots, M$. После выравнивающих во времени сдвигов, компенсирующих наклон отражающих границ, сигнал предполагается одинаковой формы $\mathbf{s} = \{s_1, s_2, \dots, s_L\}^T$, но с произвольной амплитудой, $\mathbf{a} = \{a_1, a_2, \dots, a_M\}^T$, на разных трассах, где \mathbf{T} — операция транспонирования. Поэтому сигнал может быть представлен так:

$$\mathbf{S} = \mathbf{sa}^T, \quad (2)$$

где $s_{ik} = s_i a_k$. Отметим, что амплитуда $a_k = 0$ свидетельствует об отсутствии сигнала, а $a_k < 0$ — об условно отрицательной полярности сигнала.

В свою очередь, шум будем считать независимым от сигнала и на разных каналах стационарным нормальным случайным процессом с нулевым средним и зависящей от номера канала дисперсией σ_k^2 . Это предполагает, что в наборе данных, подвергаемых расчету когерентности, регулярные помехи предварительно устранены.

Рассмотрим различные варианты поведения характеристик a_k и σ_k^2 .

Пусть a_k и σ_k^2 не зависят от номера канала. В этом простейшем случае оптимальной оценкой сигнала является обычное среднее арифметическое столбцов матрицы \mathbf{X} [Тяпкин, 1991; 1993; Тяпкин и др., 2005; Tyarkin, Ursin, 2005]:

$$s_i = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M x_{ik}. \quad (3)$$

Отсюда с учетом $a_k = 1$ следует оценка когерентности вида

$$C_1 = \frac{\sum_{i=1}^L \left(\sum_{k=1}^M x_{ik} \right)^2}{M \sum_{i=1}^L \sum_{k=1}^M x_{ik}^2}, \quad (4)$$

известная как коэффициент подобия (semblance). Этот метод впервые был предложен для обработки сейсмических изображений в работе [Marfurt et al., 1998] и в настоящее время нашел широкое применение на практике. Ранее эта же формула была положена в основу скоростного анализа [Neidell, Taner, 1971].

Рассмотрим более сложные модели сейсмической записи. Пусть допускается произвольное варьирование амплитуд сигнала a_k между каналами при постоянной дисперсии помех. Постоянство дисперсии помех позволяет обоснованно применить сингулярное разложение (СР) матрицы \mathbf{X} для последующей оценки сигнальной компоненты записи [Тяпкин и др., 2005; Tyarkin, Ursin, 2005], сделав предварительно вполне естественное предположение, что $L \geq M$. В результате матрица может быть представлена так [Klema, Laub, 1980]:

$$\mathbf{X} = \sum_{l=1}^M \gamma_l \mathbf{v}_l \mathbf{u}_l^T, \quad (5)$$

где γ_l , \mathbf{v}_l и \mathbf{u}_l — сингулярные числа, левосторонние сингулярные векторы и правосторонние сингулярные векторы матрицы \mathbf{X} соответственно. При этом сингулярные числа γ_l равны положительным квадратным корням из соответствующих собственных значений λ_l ковариационной матрицы $\mathbf{F} = \mathbf{X}^T \mathbf{X}$, а векторы \mathbf{v}_l и \mathbf{u}_l — ортонормированные: $\mathbf{v}_l^T \mathbf{v}_m = \delta_{lm}$, $\mathbf{u}_l^T \mathbf{u}_m = \delta_{lm}$, где δ_{lm} — символ Кронекера. Сингулярные числа предполагаются упорядоченными по невозрастанию: $\gamma_1 \geq \gamma_2 \geq \dots \geq \gamma_m$.

В соответствии с теоремой Экарта — Янга [Тяпкин и др., 2005; Tyarkin, Ursin, 2005], оптимальной оценкой сигнала в этом случае

является первый член разложения (5), равный $\gamma_1 \mathbf{v}_1 \mathbf{u}_1^T$. Поскольку его энергия равна $\gamma_1^2 = \lambda_1$, а полная энергия записи может быть

$$\text{Tr}(\mathbf{F}) = \sum_{l=1}^M F_{ll} = \sum_{l=1}^M \lambda_l,$$

когерентность можно рассчитать по формуле

$$C_2 = \frac{\lambda_1}{\sum_{l=1}^M \lambda_l}. \quad (6)$$

Этот метод впервые был предложен в работах [Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999] и сейчас широко используется на практике. Его можно рассматривать как результат применения усовершенствованного способа скоростного анализа, описанного в работе [Kirlin, 1992], к расчету когерентности. Необходимо, однако, отметить, что авторы работ [Gersztenkorn et al., 1999; Gersztenkorn, Marfurt, 1999] не обратили внимания на преимущества, которые обеспечивает более совершенная модель сейсмической записи, лежащая в основе их метода.

Дальнейшее развитие и совершенствование существующих методов расчета когерентности возможны в использовании еще более сложных и, следовательно, более реалистичных моделей записи. С этой целью, следуя работам [Тяпкин, 1991; 1993; Тяпкин и др., 2005; Туаркин, Ursin, 2005], допустим произвольное варьирование не только амплитуд сигнала a_k , но и дисперсий помех σ_k^2 на разных каналах. Для однозначного представления сигнальной компоненты в уравнении (2) в виде произведения амплитуды \mathbf{a} и формы \mathbf{s} приравняем энергию последней единице. Тогда с учетом взаимной некоррелируемости сигнала и помех элементы ковариационной матрицы $\mathbf{F} = \mathbf{X}^T \mathbf{X}$ могут быть представлены так [Тяпкин, 1991; 1993; Тяпкин и др., 2005; Туаркин, Ursin, 2005]:

$$F_{km} = a_k a_m + \sigma_k^2 \delta_{km}. \quad (7)$$

Из уравнения (7) следуют два критерия оптимальной оценки амплитуд сигнала:

$$\min \sum_{\substack{k, m=1 \\ k \neq m}}^M (F_{km} - a_k a_m)^2 \quad (8)$$

и

$$\min \sum_{\substack{k, m=1 \\ k \neq m}}^M |F_{km} - a_k a_m|. \quad (9)$$

Выражения (8) и (9) позволяют построить простые итерационные процессы оптимальной оценки амплитуд сигнала по внедиагональным элементам корреляционной матрицы \mathbf{F} , которые, как это видно из уравнения (7), не искажены аддитивным шумом [Тяпкин, 1991; 1993; Тяпкин и др., 2005; Туаркин, Ursin, 2005]:

$$a_k^{(i+1)} = \frac{\sum_{m \neq k} F_{km} a_m^{(i)}}{\sum_{m \neq k} a_m^{(i)2}} \quad (10)$$

и

$$a_k^{(i+1)} = \frac{\sum_{m \neq k} \frac{F_{km} a_m^{(i)}}{|F_{km} - a_k^{(i)} a_m^{(i)}|}}{\sum_{m \neq k} \frac{a_m^{(i)2}}{|F_{km} - a_k^{(i)} a_m^{(i)}|}}. \quad (11)$$

Эти процессы удовлетворяют критериям метода наименьших квадратов (МНК) и метода наименьших модулей (МНМ) соответственно, i — номер приближения.

Получив оценки амплитуд сигнала, можно рассчитать когерентность по формуле

$$C_3 = \frac{\sum_{k=1}^M a_k^2}{\text{Tr}(\mathbf{F})} = \frac{\sum_{k=1}^M a_k^2}{\sum_{k=1}^M F_{kk}}. \quad (12)$$

При этом необходимо отметить, что использование в формуле (12) МНМ-оценок (11) может дать результаты, более устойчивые к отклонениям реальной записи от предполагаемой модели, чем при использовании МНК-оценок (10) [Claerbout, Muir, 1973; Тяпкин, 1991; 1993; Тяпкин и др., 2005; Туаркин, Ursin, 2005].

Повышение разрешающей способности процедур расчета когерентности. В формулах (4), (6) и (12) когерентность рассчитывается на некоторой базе из M трасс как

отношение энергии сигнальной компоненты к общей энергии сейсмической записи в пределах базы. Естественно, чем больше M , тем более сглаженными по латерали получаются оценки когерентности при одновременном повышении их надежности. При достаточно высоком отношении сигнал—шум, часто свойственном сейсмическим изображениям после современной обработки, можно повысить горизонтальную разрешающую способность методов оценки когерентности. Для этого определим когерентность как отношение энергии сигнальной компоненты центральной трассы в скользящей вдоль сейсмического изображения базе к общей энергии этой же трассы. Тогда классический коэффициент подобия из формулы (4) трансформируется в

$$C_{1(1)} = \frac{\sum_{i=1}^L \left(\frac{1}{M} \sum_{k=1}^M x_{ik} \right)^2}{E_{\text{ц}}}, \quad (13)$$

где $E_{\text{ц}}$ — энергия на центральной трассе скользящей базы, а подстрочный символ (1) здесь и далее показывает, что в оценке когерентности принимают участие характеристики только одной трассы. В свою очередь, при таком подходе оптимизированные оценки C_2 и C_3 из формул (6) и (12) соответственно примут вид

$$C_{2(1)} = \lambda_1 u_{1\text{ц}}^2 / E_{\text{ц}} \quad \text{и} \quad C_{3(1)} = a_{\text{ц}}^2 / E_{\text{ц}},$$

где $u_{1\text{ц}}$ и $a_{\text{ц}}$ — центральный отсчет первого правостороннего вектора CP из формулы (5) и результат оценки амплитуды сигнала на центральной трассе с помощью итерационных процессов (10) или (11) соответственно.

Естественно, повышение разрешающей способности за счет более локальных оценок когерентности сопровождается снижением их надежности. Одним из способов регулирования компромисса между разрешающей способностью оценок когерентности и их устойчивостью к аддитивным помехам может быть использование промежуточного количества трасс между одной, центральной, и полным набором трасс в скользящем окне. Кроме того, повышению надежности оценок когерентности способствует предварительная специальная обработка изображений, рассмотренная ниже.

Методические особенности расчета и использования когерентности. Перед тем, как продемонстрировать на модельных и ре-

альных материалах эффективность новых методов, предложенных в предыдущих разделах, целесообразно кратко остановиться на некоторых методических аспектах расчета и применения когерентности сейсмической записи.

Предварительная обработка изображений. Когерентность, как и большинство сейсмических атрибутов, вычисляется по окончательным (мигрированным) изображениям, качество которых в значительной степени определяет достоверность получаемых оценок когерентности.

Одним из основных искажающих факторов являются остаточные регулярные (например, поверхностные и кратные) волны—помехи и случайный шум. Поэтому для качественного определения когерентности их присутствие на изображениях должно быть минимизировано. Если регулярные помехи довольно успешно подавляются с помощью разнообразных методов еще на этапе обработки исходных сейсмограмм и в процессе последующего получения изображения, то остаточный нерегулярный шум является объектом специальных дополнительных процедур, применяемых непосредственно перед расчетом когерентности. Среди множества таких процедур отметим усредняющие и медианные фильтры [Marfurt et al., 1999], а также структурно-ориентированные фильтры [Marfurt, 2006; Chopra, Marfurt, 2008; Chopra, 2011]. Последние эффективно повышают когерентность (латеральную выдержанность) непрерывных отражений при одновременном сохранении контрастности нарушений их непрерывности.

Не менее важная роль перед расчетом когерентности отводится устранению следов неравномерности системы полевых наблюдений, а также повышению вертикальной разрешенности изображений [Chopra, Marfurt, 2008; Chopra, 2011].

Для успешного расчета когерентности необходимы также тщательная коррекция статических сдвигов и тщательный подбор скоростей, обеспечивающие хорошую фокусировку и правильное позиционирование отражений на изображениях. Кроме того, когерентность весьма критична к выбору алгоритма построения сейсмического изображения, по результатам работы которого выполняется расчет и интерпретация этого атрибута. Дело в частности в том, что для зон стратиграфических и структурных осложнений и перерывов характерны интенсивные дифрагированные волны, с подавлением которых миграция после

суммирования (poststack migration) не всегда успешно справляется. Поэтому, как показано в работах [Bancroft et al., 1998; Yuan et al., 2011], исходные данные должны быть подвергнуты миграции до суммирования (prestack migration) во временной или глубинной областях. Такая процедура, выполненная на основе корректной глубинно-скоростной макромоделли, не только повышает разрешенность изображения (в частности, за счет более эффективного устранения дифрагированных волн), но и лучше позиционирует отражающие границы и зоны нарушения их сплошности.

Совокупность перечисленных операций называется предварительным кондиционированием изображений.

Выбор размеров скользящего окна для расчета когерентности. Современные вычислительные средства позволяют рассчитывать когерентность в окне, скользящем вдоль сейсмического изображения с шагом в одну трассу в пространстве и один дискрет во времени. При выборе количества трасс и длины окна во времени в первую очередь необходимо помнить о компромиссе между разрешающей способностью получаемых оценок когерентности и их устойчивостью к аддитивному шуму. Кроме того, следует учитывать, что относительно крупные и выдержанные по латерали и вертикали объекты лучше проявляются на изображениях когерентности, полученных с большими окнами (50—100 мс), в то время как малоамплитудные невыдержанные разрывные нарушения — при малых окнах (10—40 мс) [Kozlov et al., 2009].

Использование отдельных отражений или всего куба для расчета когерентности. Когерентность может вычисляться вдоль отдельных отражающих горизонтов или по всему объему данных.

Оценка когерентности вдоль горизонта в ряде случаев дает более устойчивые результаты, но не лишена недостатков, обусловленных субъективизмом корреляции отражений. Кроме того, существенным недостатком такого подхода является возможность его реализации только вдоль выделенных осей синфазности, что вносит неоднозначность в получение целостного изображения характеристик геологической среды.

Объемная оценка когерентности лишена данного недостатка, но при ее вычислении и анализе следует помнить о том, что в пределах интенсивных отражений и в межреперной толще значения этого атрибута могут сильно различаться. Это связано со слабостью внутри-

формационных отражений, порождающей низкое отношение сигнал—помеха и приводящей к появлению зон пониженной когерентности в межреперной толще. Если при интерпретации разрезов такие зоны могут быть легко отбракованы, то на горизонтальных срезах при наклонном залегании границ это может приводить к некоторой двусмысленности.

Поэтому в настоящее время когерентность, как правило, рассчитывается автоматически по всему изображению, а для дальнейшей интерпретации из полученного таким образом куба извлекаются стратиграфические срезы вдоль заданных горизонтов.

Учет наклона отражающих границ. Во многих современных обрабатывающих и интерпретационных пакетах когерентность вычисляется только в пределах горизонтального окна. При наклонном залегании геологических границ это приводит к понижению значений атрибута, называемому структурными утечками [Chopra, Marfurt, 2008]. Поэтому в каждой точке обрабатываемого изображения целесообразно предварительно определить поверхность, вдоль которой будет производиться оценка когерентности. В литературе предложено множество так называемых наклонно-управляемых алгоритмов расчета когерентности. В некоторых случаях определение поверхности и оценка когерентности производятся отдельно [Marfurt et al., 1999; Marfurt, Kirlin, 2000]. В то же время в других алгоритмах положение поверхности непосредственно не определяется, а данный сейсмический атрибут вычисляется вдоль некоторого набора поверхностей, в результате чего выбирается максимальное значение [Marfurt, 2006]. Последняя группа методов обладает повышенной устойчивостью по сравнению с методами, предварительно определяющими поверхность. Однако они сопровождаются вычислительными затратами, в 50—200 раз превышающими затраты простейших методов, игнорирующих наклон границ [Chopra, Marfurt, 2008].

Следуя [Roberts, 2001], мы рассчитываем когерентность в каждой точке трехмерного изображения вдоль поверхности второго порядка, описываемой уравнением

$$z(x, y) = ax^2 + by^2 + cxy + dx + ey + f. \quad (14)$$

Для определения неизвестных коэффициентов этого уравнения сначала вычисляются временные сдвиги между центральной трассой и остальными трассами в скользящем вдоль изображения окне. С этой целью используют

ся функции взаимной корреляции. Затем переопределенная система уравнений относительно искомым коэффициентов решается итерационно по МНК. Эффективность такой наклонно-управляемой схемы расчета когерентности демонстрируется ниже на реальных материалах.

Здесь необходимо отметить, что коэффициенты уравнения (14) не только определяют поверхность, вдоль которой необходимо рассчитывать когерентность, но и позволяют легко рассчитать такие независимые геометрические атрибуты как наклон, азимут наклона и кривизна поверхности. Последний атрибут, являющийся хорошим индикатором палеонапряжений и порожденной ими трещиноватости пород, может быть рассчитан с помощью разнообразных алгоритмов [Roberts, 2001].

Дополнительная обработка куба когерентности. Важную роль для успешной интерпретации куба когерентности, как и других сейсмических атрибутов, играет дополнительная обработка, например с помощью фильтров направленного действия [Lu et al., 2004]. При этом предлагается выполнить направленную фильтрацию для разных азимутов и углов наклона, а затем просуммировать результат такой процедуры для получения окончательного изображения [Singh et al., 2008]. Такой подход дает лучшие результаты, чем обработка материала с использованием одного полноазимутального (360°) фильтра при фиксированном наклоне. Это объясняется тем, что вследствие своей нелинейности процедура выделения нарушений непрерывности сейсмических изображений отдает предпочтение наиболее интенсивным линеаментам. Поэтому множество малоинтенсивных аномалий этого же или иного направления может быть потеряно.

Сочетание когерентности с другой информацией. Весьма популярным в настоящее время приемом, позволяющим повысить эффективность использования сейсмических атрибутов, является их комплексное использование. Простейшим вариантом этого направления является совместное изображение (наложение) двух и более атрибутов, представленных разными цветами. Так, комплексное использование когерентности и кривизны позволяет не только лучше выявить и закартировать зоны повышенной трещиноватости, являющиеся перспективными объектами при поисках традиционных и нетрадиционных углеводородов, но и калибровать эти атрибуты к плотности трещин с помощью скважинных

данных [Sullivan et al., 2006; Mai et al., 2009; Chopra, 2009; Chopra, Marfurt, 2010]. В благоприятных условиях возможна калибровка этих и других атрибутов к фильтрационно-емкостным характеристикам резервуаров через известную продуктивность эксплуатационных скважин и результаты гидропрослушивания [Хромова, 2008; Kozlov et al., 2009].

Для уверенной интерпретации сейсмических атрибутов имеет смысл построить розу-диаграмму линеаментов, полученных с помощью этих атрибутов, а затем сравнить ее с розой-диаграммой трещиноватости, выявленной в скважинах с помощью визуального каротажа (image logs). Хорошее совпадение обеих диаграмм говорит о единой природе линеаментов на сейсмической записи и трещин в скважинах и позволяет уверенно интерпретировать атрибуты [Chopra et al., 2009].

Результаты модельных исследований.

Для сопоставления рассмотренных подходов к расчету когерентности был выполнен ряд модельных экспериментов. Во всех экспериментах, результаты которых описаны ниже, использовались двумерные синтетические записи, имитирующие сейсмические разрезы. Записи состояли из 50 трасс при длине 1 с и интервале дискретизации 1 мс. Сигнальные компоненты моделировались как имеющие независимую от номера трассы форму. Эта форма получалась путем свертки равномерно распределенного в интервале $[-0,5; 0,5]$ случайного процесса с импульсом Рикера частоты 20 Гц. Характер изменения амплитуды сигнала на разных трассах зависел от эксперимента. Сигнальная компонента осложнялась независимым от нее случайным аддитивным шумом, равномерно распределенным в том же интервале. Уровень шума на разных каналах, как и у сигнала, зависел от эксперимента. Во всех случаях когерентность рассчитывалась на базе пяти трасс в окне 50 мс. Однако для более наглядного изображения используемых для расчета материалов приведенные ниже рисунки содержат полные синтетические записи длиной 1 с. Эти же рисунки вместе с результатами расчета различных вариантов когерентности содержат теоретическую величину $C_{\text{теор}}$, равную отношению энергии сигнала к общей энергии записи на каждой трассе. Кроме того, условные обозначения всех видов когерентности сопровождаются (в круглых скобках) соответствующими величинами среднего квадратического отклонения оценки когерентности от $C_{\text{теор}}$.

В первом эксперименте средние квадратические уровни сигнала и шума были выбраны постоянными на всех трассах, соотносящимися как 5 : 1 (рис. 1). Анализ средних квадратических отклонений от теоретического значения позволяет утверждать, что в этом случае C_1 является наилучшей оценкой когерентности. Этот факт хорошо согласуется с теоретическими выводами, сделанными в работе [White, 1977]. Здесь показано, что при отсутствии ощутимого разброса в уровнях сигнала и шума между каналами и использовании малых временных интервалов записи, простейшие, неоптимизированные оценки сигнала дают лучшие результаты, чем оптимизированные. Однако заметим, что ситуация, изображенная на рис. 1, не представляет особого интереса с практической точки зрения. Дело в том, что когерентность предназначена изучать не участки записи, характеризующиеся весьма выдержанными в пространстве уровнями сигнала и шума, а зоны их резкого изменения. Кстати, предлагаемые методы $C_{3\text{МНК}}$ и $C_{3\text{МНМ}}$ дают в данном случае лучшие оценки когерентности, чем C_2 .

Подобное соотношение между эффективностями различных методов оценки когерентности наблюдается на рис. 2. Здесь уровень сигнала минимален на крайних трассах и равен уровню аддитивного шума, который был выбран постоянным на всех трассах. Между этими трассам уровень сигнала линейно возрастает, достигая пятикратного превышения над шумом в центре записи. Результат этих изменений относительной амплитуды сигнала хорошо виден на рис. 2, б, где все трассы перед визуализацией были нормированы на один уровень. В этом случае преимущество C_1 над оптимизированными оценками когерентности все более отчетливо проявляется по мере удаления от центра записи, сопровождающегося уменьшением отношения сигнал—шум. Такое поведение когерентности хорошо согласуется с результатами работы [White, 1984], где показано, что чем меньше отношение сигнал—шум, тем выше преимущество неоптимизированных оценок сигнала над оптимизированными. Тут, однако, следует отметить, что сейсмические изображения после современной обработки обычно имеют достаточно высокое отношение сигнал—шум.

Упрощенный метод C_1 и оптимизированные методы C_2 , $C_{3\text{МНК}}$ и $C_{3\text{МНМ}}$ по-разному реагируют на смену знака отражения, что объясняется принципиальным отличием мо-

делей записи, положенных в основу их расчетов. Так, упрощенный метод полностью исключает какие-либо вариации амплитуд сигнала, в том числе смену знака. В противоположность этому, оптимизированные методы допускают произвольные вариации амплитуд сигнала и поэтому не реагируют, в частности, на смену его знака. Это демонстрируется на рис. 3, где за основу была взята модель из рис. 1, но с измененным знаком правой половины трасс. Такая смена полярности отчетливо видна на синтетическом разрезе. Результаты расчета когерентности и их сравнения с рис. 1 позволяют утверждать, что все оптимизированные методы не реагируют на смену полярности сигнала. В то же время, упрощенный алгоритм C_1 порождает резкую отрицательную аномалию в районе смены знака сигнала, в пределах которой когерентность падает ниже 0,02. Это объясняется взаимной компенсацией положительных и отрицательных значений сигнала при суммировании по номерам трасс в числителе формулы (4), что приводит к резкому падению энергии оцениваемого сигнала. При этом энергия записи, т. е. знаменатель формулы (4), от смены знака трасс не зависит.

Четвертый эксперимент предназначен продемонстрировать преимущество предлагаемых оптимизированных методов расчета когерентности $C_{3\text{МНК}}$ и $C_{3\text{МНМ}}$, основанных на более совершенной модели сейсмической записи, над уже традиционно используемым методом C_2 . С этой целью была взята модель из рис. 1, но с измененным средним квадратическим уровнем аддитивного шума на центральной трассе: вместо 0,2 были выбраны значения 1, 3 и 6. Результаты этого эксперимента, изображенные на рис. 4, показывают, что предлагаемые методы реагируют на присутствие аномально зашумленной трассы значительно резче и адекватней, чем традиционный метод C_2 . Это подтверждается как визуально, так и меньшими отклонениями полученных оценок когерентности от теоретических значений. Причина того, что C_2 практически не реагирует на присутствие аномально шумящей трассы, рассмотрена в работах [Тяпкин и др., 2005; Туаркин, Ursin, 2005]. Здесь показано, что метод, использующий первый член СР как оценку сигнала, не допускает существенных вариаций уровня шума между каналами. Если такие вариации имеют место на практике, они порождают так называемые ошибки модельных предположений, или ошибки спецификации,

приводящие к абсолютно нежелательным результатам. В данном случае по мере роста относительного уровня шума на отдельной трассе, участвующей в оценке сигнала, этот шум все более воспринимается в качестве сигнала. В результате, когда энергия шума составляет преобладающую долю энергии всей трассы, оценка когерентности приближается к единице и поэтому величина C_2 практически не реагирует на присутствие аномально шумящей трассы.

Этот эффект особенно четко проявляется в присутствии аномально шумящей трассы при использовании предложенных в предыдущем разделе методов расчета когерентности только по центральной трассе скользящей базы. Результаты такого эксперимента с той же самой моделью, включающей аномально шумящую трассу в центре записи, изображены на рис. 5. На рисунке видно, что уже при уровне шума 3 величина $C_{2(1)}$ на шумящей трассе практически равна единице. Вместе с тем, на графиках $C_{2(1)}$ по обе стороны от центрального пика наблюдаются значительные отрицательные аномалии. В результате аномальные участки кривой $C_{2(1)}$, порожденные шумящей трассой, не только имеют ярко выраженное осложение в своем центре, но и значительно превышают по ширине аналогичные участки кривых $C_{3МНК(1)}$ и $C_{3МНМ(1)}$. На рис.5 видно, что предлагаемые методы расчета когерентности $C_{3МНК(1)}$ и $C_{3МНМ(1)}$ не только обладают большей разрешающей способностью, но и дают оценки, более близкие к теоретическим значениям.

Повышенная разрешающая способность оценок когерентности по центральной трассе скользящей базы демонстрируется также на синтетических данных, полученных с помощью конечно-разностного моделирования для тонкослойной модели, изображенной на рис. 6, а. Для задания скорости как функции глубины в этом случае была выбрана реализация случайного процесса, равномерно распределенного в интервале 3,9—4,1 км/с. Модель содержит три вертикальные зоны высотой 1 км и мощностью 50 м. Они отстоят друг от друга на расстоянии полкилометра, характеризуются одинаковой скоростью 3,7 км/с и имитируют вертикальные зоны сгущения трещин. Задавая такие размеры модели, авторы руководствовались информацией о так называемых тектонополосах [Попов, 1979; Павлов, Бурлуцкий, 2003; Корчемкин и др., 2010], представляющих зоны скопления трещин в угленосных отложениях

Донбасса и являющихся основным объектом при поисках метана [Анциферов и др., 2008]. Такие относительно узкие, но достаточно протяженные зоны также называют трещиноватыми коридорами или кластерами [Хромова, 2008; Singh et al., 2008].

Для получения набора синтетических сейсмограмм использовался 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. 6, б. Оценки когерентности, выполненные вдоль этого разреза по методам $C_{3МНМ}$ (рис. 6, в) и $C_{3МНМ(1)}$ (рис. 6, г), показывают, что вертикальные зоны порождают участки резкого падения когерентности, положение которых хорошо совпадает с положением зон. Однако при этом алгоритм, оценивающий когерентность по центральной трассе в скользящей базе, обладает явно более высокой разрешающей способностью.

Результаты обработки полевых материалов. Продемонстрируем эффективность предложенного в данной статье нового подхода к расчету сейсмической когерентности на материалах, полученных в пределах Северо-Родинского блока № 1 шахты "Краснолиманская". Географически площадь работ расположена в центральной части Красноармейского геолого-промышленного района Донбасса, а в геоструктурном отношении она относится к верхней части Дмитриевского тектонического блока и расположена в висячем крыле Центрального надвига.

На рассматриваемой площади были проведены 3D сейсморазведочные работы с использованием продольных волн и в результате обработки был получен мигрированный куб сейсмического изображения размером 3,6 × 1,5 км. Работы выполнялись по решению Правительственной комиссии по расследованию причин и ликвидации последствий аварии, произошедшей на шахте "Краснолиманская" 23 мая 2008 г., с целью изучения малоамплитудной тектоники.

Разрывные нарушения в пределах Северо-Родинского блока получили широкое развитие. Наиболее крупные из них, Центральный надвиг и Глубокоярский сброс, ограничивают тектонический блок на западе и юге соответственно. Центральный надвиг представляет собой одно из самых крупных нарушений Донбасса

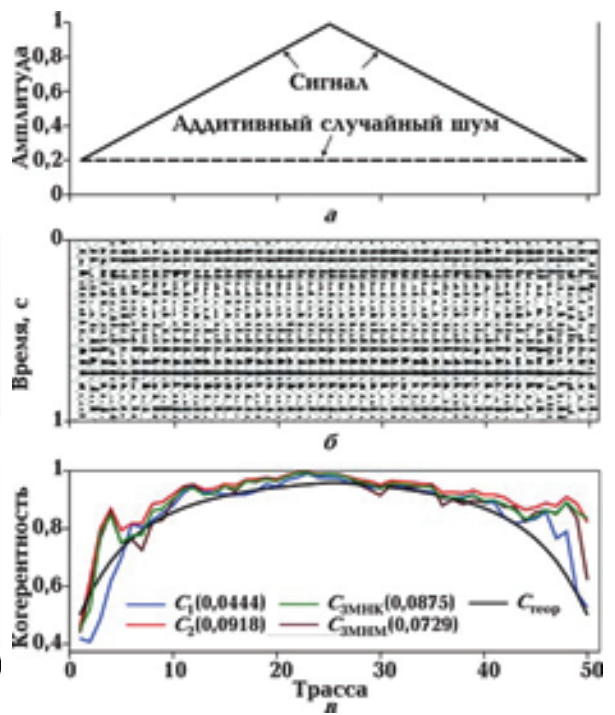
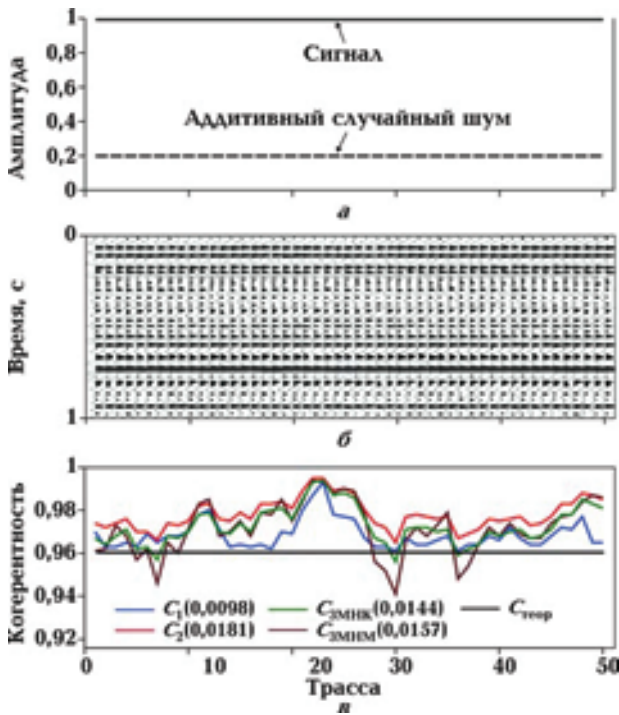


Рис. 1. Средние квадратические уровни сигнала и аддитивного шума (а), модельные сейсмические записи (б) и результаты расчета когерентности различными методами (в).

Рис. 2. Средние квадратические уровни сигнала и аддитивного шума (а), модельные сейсмические записи (б) и результаты расчета когерентности различными методами (в).

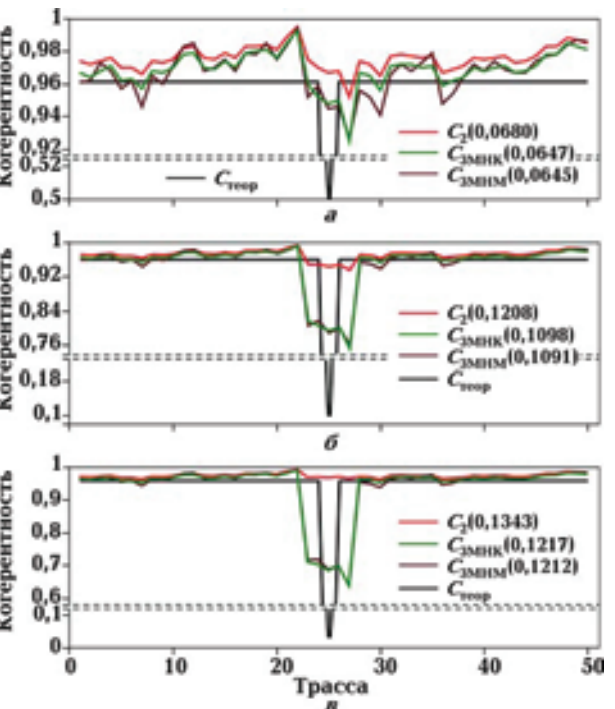
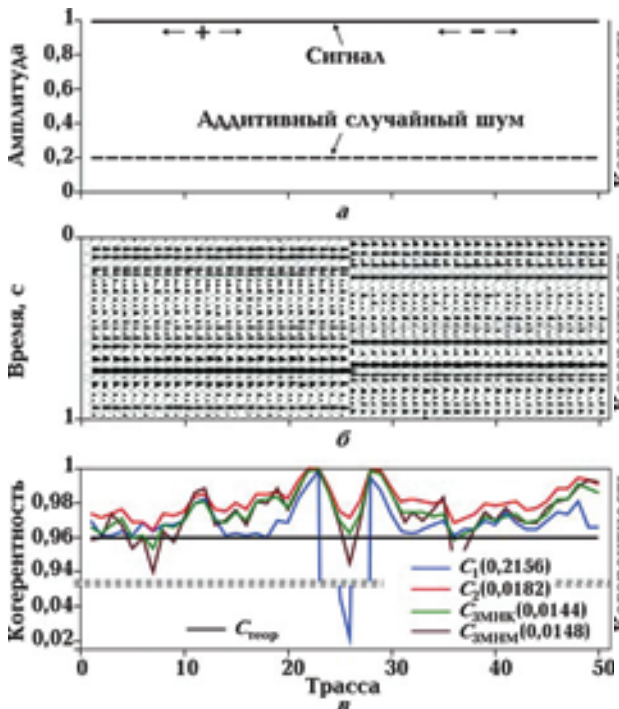


Рис. 3. Средние квадратические уровни сигнала и аддитивного шума (а), модельные сейсмические записи (б) и результаты расчета когерентности различными методами (в).

Рис. 4. Результаты расчета когерентности оптимизированными методами при различных средних квадратических амплитудах шума на центральной трассе сейсмической записи 1 (а), 3 (б) и 6 (в).

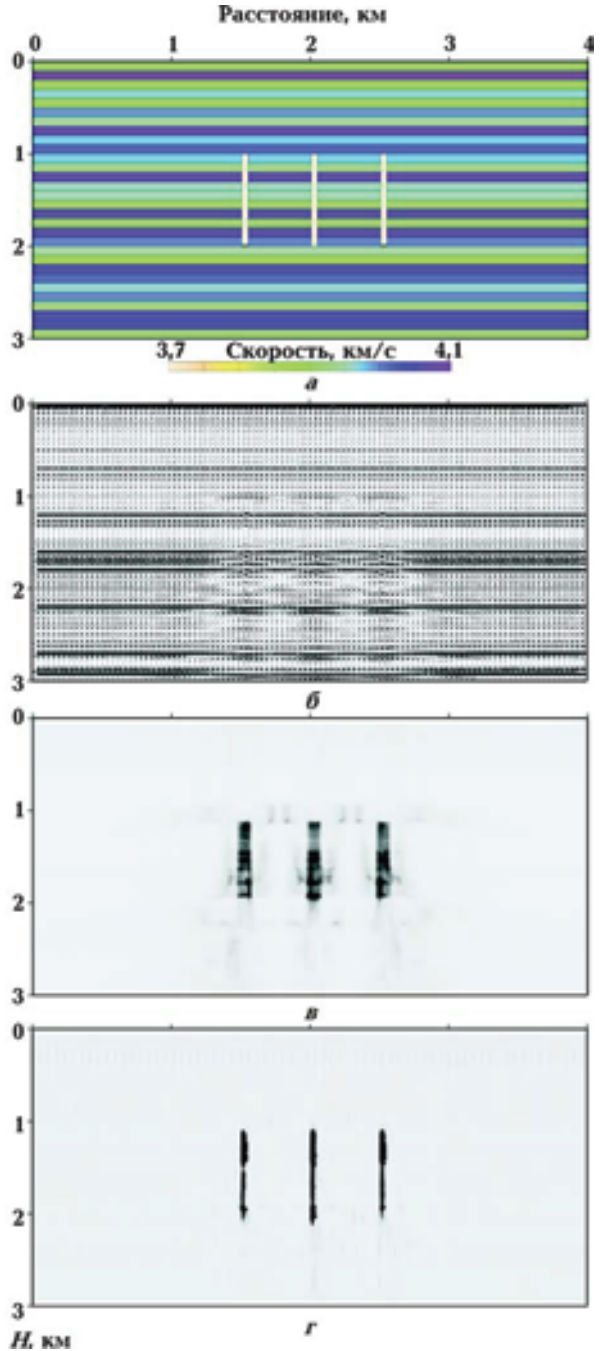
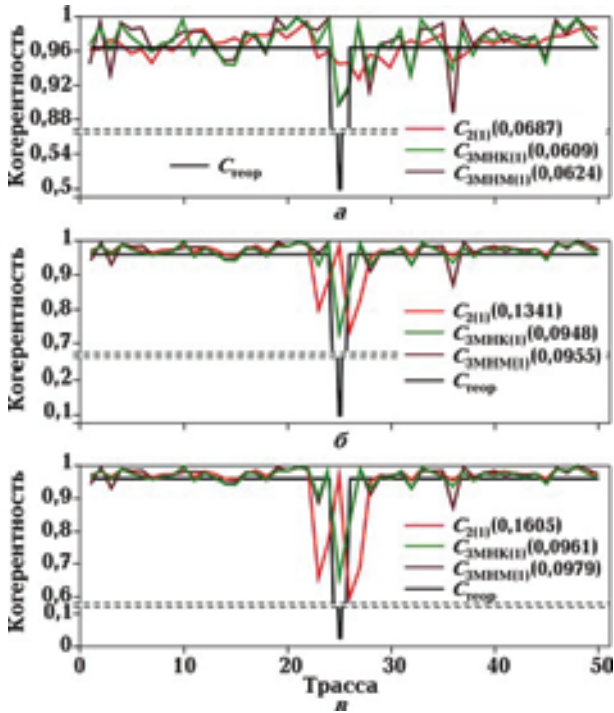


Рис. 5. Результаты расчета когерентности оптимизированными методами по центральной трассе скользкой базы при различных средних квадратических амплитудах шума на центральной трассе сейсмической записи 1 (а), 3 (б) и 6 (в).

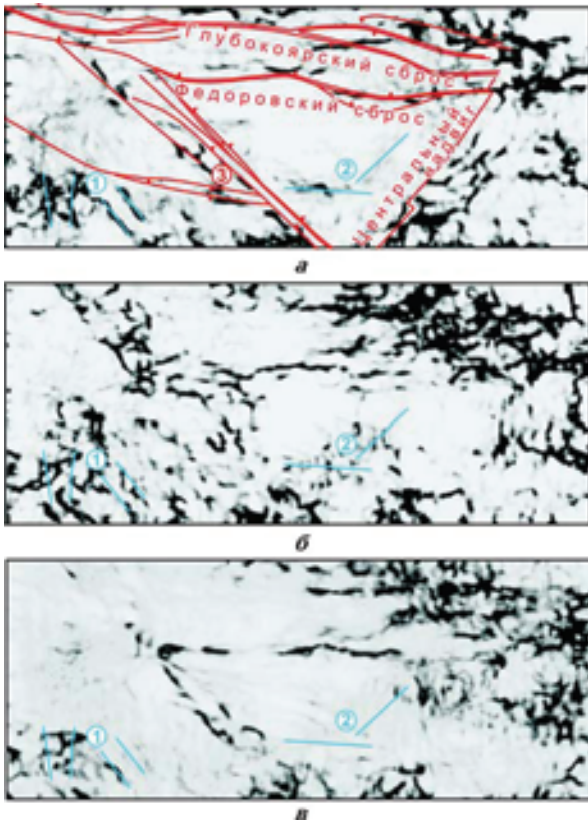


Рис. 6. Тонкослоистая глубинно-скоростная модель с тремя вертикальными неоднородностями, соответствующий глубинный сейсмический разрез после миграции (б) и результаты расчета когерентности $C_{ЗМНМ}$ (в) и $C_{ЗМНМ(1)}$ (г).

← Рис. 7. Срезы когерентности $C_{ЗМНМ}$ вдоль отражающего горизонта l_3 (а), а также на 80 мс (б) и 150 мс (в) выше него (поле шахты Краснолиманская, Донбасс). Красными линиями обозначены нарушения, выделенные по данным бурения.

с вертикальной амплитудой от 200 до 390 м. Он простирается в основном в северо-восточном направлении и падает на юго-восток под углом $70\text{--}85^\circ$. Глубокоярский сброс прослеживается разведочными скважинами на всей площади шахтного поля. Для него характерно северное простирание, а сместитель представлен одной, двумя и более параллельными ветками с суммарной амплитудой от 6 до 86 м.

На данном этапе обработки шахтного поля наибольший интерес представляет угольный пласт l_3 , для которого, как и для вышележащих отложений, характерно моноклинальное залегания под углами от $3\text{--}5^\circ$ до $15\text{--}20^\circ$. Увеличение углов падения до 35° наблюдается вблизи тектонических нарушений.

Для апробации был выбран алгоритм расчета когерентности $S_{3\text{МНМ}}$ по формулам (11) и (12). Когерентность оценивалась в скользящем окне 5×5 трасс размером 50 мс с применением описанной наклонно-управляемой схемы. На рис. 7, а приведен стратиграфический срез полученного куба когерентности вдоль отражающего горизонта l_3 , соответствующего одноименному угольному пласту. Поведение когерентности на срезе хорошо согласуется с геологическими данными и отражает неоднородность тектонических подвижек вдоль нарушений. Это, в свою очередь, свидетельствует о преобладающей роли сдвиговых деформации в формировании тектонической обстановки.

Анализ среза когерентности позволяет, кроме того, выделить ряд зон, которые не были выявлены по геологическим данным. Скорее всего, они относятся к малоамплитудным нарушениям и, возможно, являются зонами трещиноватости, которые представляют наибольший интерес с точки зрения поиска угольного метана и прогноза газодинамических явлений [Попов, 1979; Павлов, Бурлуцкий, 2003; Лукинов, 2004; Анциферов и др., 2008; Корчемгин и др., 2010]. Подтверждением данного тезиса является приуроченность катастрофической аварии, связанной с внезапным выбросом на шахте "Краснолиманская", к линейной зоне аномально низкой когерентности, обозначенной цифрой 3 на рис. 7, а.

С целью проследить поведение выделенных зон по вертикали были получены стра-

тиграфические срезы куба когерентности на уровнях 80 мс (рис. 7, б) и 150 мс (рис. 7, в) выше пласта l_3 . Обращает на себя внимание тот факт, что серия нарушений, обозначенная цифрой 1, находит свое отражение на всех приведенных срезах, в то время как серия нарушений, обозначенная цифрой 2, характеризуется наибольшей интенсивностью на уровне 80 мс и полностью затухает к уровню 150 мс. Вертикальная временная мощность данной зоны составляет около 100 мс по результатам анализа срезов и разрезов когерентности, что соответствует приблизительно 150 м. Такая зона, не имеющая выход на поверхность, может быть благоприятной для скопления свободного метана.

Выводы. 1. Кратко проанализирована история появления и развития такого популярного в настоящее время атрибута сейсмической записи, как когерентность.

2. Показана связь алгоритмов расчета когерентности с предполагаемой математической моделью сейсмической записи.

3. Предложен новый метод оценки когерентности, основанный на более реалистичной модели сейсмической записи, допускающей произвольное варьирование не только уровней сигнала, но и энергий помех в пределах набора трасс, участвующих в расчете этого атрибута.

4. Предложен универсальный подход к повышению горизонтальной разрешающей способности любого метода расчета когерентности.

5. Проанализированы методические вопросы расчета и использования когерентности, позволяющие повысить эффективность этого атрибута и включающие предварительную обработку изображений, выбор размеров скользящего окна, использование отдельных отражений или всего изображения, необходимость учета наклона отражающих границ, дополнительную обработку куба когерентности и сочетание этого атрибута с другой информацией.

6. Выполнено опробование предложенных алгоритмов и их сопоставление с традиционными аналогами на модельных и полевых материалах.

Авторы выражают благодарность руководству и сотрудникам УкрНИМИ НАН Украины за предоставленные геолого-геофизические материалы, полезные советы и конструктивные замечания.

Список литературы

- Анциферов А. В., Гошовский С. В., Жикаляк Н. В., Мармалевский Н. Я., Туркель М. Г., Тяпкин Ю. К. Мировой опыт и перспективы применения в Украине сейсмического метода при поисках, разведке и добыче метана угольных месторождений // Геофиз. журн. — 2008. — **30**, № 6. — С. 3—22.
- Карпенко И. В., Бужкевич В. Б., Грищенко В. И., Познанский С. М. О возможности использования метода разделения поля суммы общей глубинной точки на коррелируемую и некоррелируемую составляющие // Геофиз. журн. — 1982. — **4**, № 2. — С. 62—67.
- Клем-Мусатов К. Д., Ковалевский Г. Л., Черняков В. Г. Сейсмические аномалии, связанные с локальными нарушениями // Геология и геофизика. — 1976. — № 12. — С. 129—153.
- Корчемагин В. А., Алехин В. И., Павлов И. А. Структурно-тектонические исследования для прогноза газоносности и горно-геологических условий на полях шахт Донецко-Макеевского района // Геотехн. механика. — 2010. — Вып. 87. — С. 209—217.
- Лукинов В. В. Горно-геологические условия образования скоплений свободного метана на угольных месторождениях // Наук. вісник НГУ. — 2007. — № 4. — С. 55—59.
- Павлов И. А., Буруцкий Н. С. Сдвиги и сдвиговые зоны Донецко-Макеевского района // Уголь Украины. — 2003. — № 7. — С. 37—39.
- Попов В. С. Мелкоамплитудные разрывные нарушения в угольных пластах Донецко-Макеевского геолого-промышленного района Донбасса // Геолог. журн. — 1979. — **39**, № 6. — С. 19—31.
- Тяпкин Ю. К. Оптимизация процесса суммирования сейсмических записей при нерегулярной помехе // Геофиз. журн. — 1993. — **15**, № 6. — С. 74—83.
- Тяпкин Ю. К. Устойчивый итерационный алгоритм адаптивного оптимального взвешенного суммирования сейсмических записей // Геология и геофизика. — 1991. — № 5. — С. 122—125.
- Тяпкин Ю. К., Грищенко В. И., Познанский С. М. Мгновенная когерентность сейсмического волнового поля // Прикл. геофизика. — 1989. — Вып. 120. — С. 86—93.
- Тяпкин Ю. К., Приходченко Д. Ф., Некрасов И. А. Оптимизация процесса выделения сигнала из многоканальной сейсмической записи // Геофиз. журн. — 2005. — **27**, № 5. — С. 718—730.
- Хромова И. Ю. Миграция дуплексных волн — метод картирования трещиноватых зон тектонического генезиса // Геология нефти и газа. — 2008. — № 3. — С. 37—47.
- Bahorich M., Farmer S. 3D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube // The Leading Edge. — 1995. — **14**, № 10. — P. 1053—1058.
- Bancroft J. C., Geiger H. D., Margrave G. F. The equivalent offset method of prestack time migration // Geophysics. — 1998. — **63**, № 6. — P. 2042—2053.
- Chopra S. Extracting meaningful information from seismic attribute // CSEG Recorder. — 2011. — **36**, № 3. — P. 9—12.
- Chopra S. Interpreting fractures through 3D seismic discontinuity attributes and their visualization // CSEG Recorder. — 2009. — **34**, № 10. — P. 5—14.
- Chopra S., Marfurt K. Gleaning meaningful information from seismic attributes // First Break. — 2008. — **26**, № 9. — P. 43—53.
- Chopra S., Marfurt K. J. Integration of coherence and volumetric curvature images // The Leading Edge. — 2010. — **29**, № 9. — P. 1092—1107.
- Chopra S., Marfurt K. J. Seismic attributes — A historical perspective // Geophysics. — 2005. — **70**, № 5. — P. 3SO—28SO.
- Chopra S., Marfurt K. J., Mai H. T. Using automatically generated 3D rose diagrams for correlation of seismic fracture lineaments with similar lineaments from attributes and well log data // First Break. — 2009. — **27**, № 10. — P. 37—42.
- Claerbout J. F., Muir F. Robust modeling with erratic data // Geophysics. — 1973. — **38**, № 5. — P. 826—844.
- Cohen I., Coifman R. R. Local discontinuity measures for 3D seismic data // Geophysics. — 2002. — **67**, № 6. — P. 1933—1945.
- Gersztenkorn A., Marfurt K. J. Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3D structural and stratigraphic mapping // Geophysics. — 1999. — **64**, № 5. — P. 1468—1479.
- Gersztenkorn A., Sharp J., Marfurt K. Delineation of

- tectonic features offshore Trinidad using 3D seismic coherence // *The Leading Edge*. — 1999. — **18**, № 9. — P. 1000—1008.
- Kirlin R. L.* The relationship between semblance and eigenstructure velocity estimators // *Geophysics*. — 1992. — **57**, №8. — P.1027—1033.
- Klema V.C., Laub J.* The singular value decomposition: its computation and some applications // *IEEE Trans. Automatic Control*. — 1980. — AC-25, № 2. — P. 164—176.
- Kozlov E., Baransky N., Motruk V., Rusalina A., Persidskaya L., Kirseleva O., Bovykin A.* Integrating seismic attributes to estimate transport properties of dual porosity reservoir rocks // *First Break*. — 2009. — **27**, № 5. — P. 43—52.
- Lawrence P.* Seismic attributes in the characterization of small-scale reservoir faults in Abqaiq Field // *The Leading Edge*. — 1998. — **17**, № 4. — P. 521—525.
- Li Y.D., Lu W.K., Xiao H.Q., Zhang S.W., Li Y.D.* Dip-scanning coherence algorithm using eigenstructure analysis and supertrace technique // *Geophysics*. — 2006. — **71**, № 3. — P. V61—V66.
- Lu W.K., Zhang S.W., Xiao H.Q.* Noise reduction in coherence cube // 74th SEG Meeting: Expand Abstr. — 2004. — P. 2120—2123.
- Lu W.K., Li Y.D., Zhang S.W., Xiao H.Q., Li Y.D.* Higher-order-statistics and supertrace-based coherence-estimation algorithm // *Geophysics*. — 2005. — **70**, № 3. — P. P13—P18.
- Mai H. T., Marfurt K.J., Chavez-Perez S.* Coherence and volumetric curvatures and their spatial relationship to faults and folds, an example from Chi-contepec basin, Mexico // 79th SEG Meeting: Expand. Abstr. — 2009. — P. 1063—1067.
- Marfurt K.J.* Robust estimates of 3D reflector dip and azimuth // *Geophysics*. — 2006. — **71**, № 4. — P. P29—P40.
- Marfurt K.J., Kirlin R. L.* 3D broad-band estimates of reflector dip and amplitude // *Geophysics*. — 2000. — **65**, № 1. — P. 304—320.
- Marfurt K.J., Kirlin R.L., Farmer S.L., Bahorich M.S.* 3D seismic attributes using a semblance-based coherence algorithm // *Geophysics*. — 1998. — **63**, № 4. — P. 1150—1165.
- Marfurt K.J., Sudhaker V., Gersztenkorn A., Crawford K.D., Nissen S.E.* Coherence calculations in the presence of structural dip // *Geophysics*. — 1999. — **64**, № 1. — P. 104—111.
- Neidell N.S., Taner M.T.* Semblance and other coherent measures for multichannel data // *Geophysics*. — 1971. — **36**, № 3. — P. 482—497.
- Roberts A.* Curvature attributes and their application to 3D interpreted horizons // *First Break*. — 2001. — **19**, № 2. — P. 85—100.
- Singh S.K., Abu-Habbiel H., Khan B., Akbar M., Etchecopar A., Montagon B.* Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle East carbonates // *First Break*. — 2008. — **26**, № 5. — P. 109—113.
- Sullivan E.C., Marfurt K.J., Lacazette A., Ammerman M.* Application of new seismic attributes to collapse chimney in the Fort Worth basin // *Geophysics*. — 2006. — **71**, № 4. — P. B111—B119.
- Taner M.T., Koehler F., Sheriff R.E.* Complex seismic trace analysis // *Geophysics*. — 1979. — **44**, № 6. — P. 1041—1063.
- Thorseth J., Riley G., Atalik E., Us E.* 3D seismic interpretation using the coherence cube: An example from the South Embra Precaspian Basin, Kazakhstan // *The Leading Edge*. — 1997. — **16**, № 6. — P. 907—909.
- Tyapkin Y., Ursin B.* Optimum stacking of seismic records with irregular noise // *J. Geophys. Eng.* — 2005. — **2**, № 3. — P. 177—187.
- White R.E.* Signal and noise estimation from seismic reflection data using spectral coherence method // *Proc. IEEE*. — 1984. — **72**, № 8. — P. 1340—1356.
- White R.E.* The performance of optimum stacking filters in suppressing uncorrelated noise // *Geophys. Prosp.* — 1977. — **25**, № 1. — P. 165—178.
- Yuan Y., Gao Y., Bai L., Liu Z.* Prestack Kirchhoff time migration of 3D coal seismic data from mining zones // *Geophys. Prosp.* — 2011. — **59**, № 3. — P. 455—463.