

УДК 551.46:534.222

О ДОСТОВЕРНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ЗВУКА В МОРЕ

В. И. БАБИЙ

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь**Получено 10.07.2007*

Рассмотрена специфическая структурная погрешность, обусловленная неопределенностью положения прибора при измерении вертикального распределения скорости звука. В градиентных слоях структурная составляющая может доминировать в результирующей погрешности. Показано, что для ее уменьшения следует согласовать инструментальные погрешности измерения скорости звука и глубины прибора. Приведены критерии такого согласования.

Розглянуто специфічну структурну похибку, обумовлену невизначеністю положення приладу при вимірюваннях вертикального розподілу швидкості звуку. В градієнтних шарах структурна складова може домінувати у результирующей похибці. Показано, що для її зменшення слід узгодити інструментальні похибки вимірювань швидкості звуку й глибини приладу. Наведені критерії такого узгодження.

The paper deals with considering a specific structural error due to uncertainty of the instrument position when measuring the vertical distribution of the sound velocity. This is a structural contribution that may dominate in the resulting error. It is shown that to reduce the error one should agree the instrumental error of the sound velocity measurement with that of the instrument depth. The criteria of such matching are presented.

ВВЕДЕНИЕ

Скорость распространения звука C является важнейшей первичной акустической характеристикой морской среды. Вертикальное распределение скорости звука (ВРСЗ), его пространственная и временная изменчивость определяют условия распространения звука. Надежные данные о ВРСЗ необходимы в качестве исходной информации для корректных расчетов акустических полей в морской среде, дальности действия гидроакустических средств, для развития акустических методов и средств исследования океана, а также решения многих прямых и обратных задач гидроакустики. Актуальность повышения достоверности и точности измерения ВРСЗ обусловлена развитием методов расчета звуковых полей и расширением круга решаемых в гидроакустике задач.

Измерение ВРСЗ в море проводят как традиционными косвенно (на основе гидрологических данных), так и прямыми методами с помощью гидроакустических измерителей скорости звука (ГИСЗ). Проблема оценки влияния погрешностей аргументов полей при гидрологических съемках и косвенных измерениях ВРСЗ известна давно [1, 2]. Однако до сих пор отсутствовал комплексный системный подход к этому вопросу. Основное внимание уделялось приведению данных на стандартные или целочисленные горизонты и в узлы регулярной сетки, а также учету несинхронности измерений. При этом гидрофизические поля полагали

однородными и изотропными, пренебрегая трендами средних значений [2].

Исходя из этого, рассмотрим с общих позиций возникающую при зондировании морской среды результирующую погрешность, характеризующую достоверность результатов прямых измерений ВРСЗ корабельными ГИСЗ. Она включает в себя как инструментальные, так и специфические методические структурные погрешности, обусловленные регулярной и случайной составляющими неоднородного поля скорости звука в море.

1. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ПОГРЕШНОСТИ ГИСЗ

В таблице приведены сведения об инструментальной погрешности измерения скорости звука ΔC_0 и погрешности измерения глубины Δz некоторых корабельных ГИСЗ, предназначенных для оперативного измерения ВРСЗ в верхнем деятельном слое моря. Данные рассортированы в порядке уменьшения ΔC_0 .

Диапазон измерения скорости звука от 1400 до 1550 м/с практически одинаков для всех ГИСЗ, а предельные погрешности при доверительной вероятности 0.95 имеют приблизительно один порядок: $\Delta C_0 \approx \pm(0.6 \div 2)$ м/с или $\pm(0.05 \div 0.15)$ % от измеряемой величины. Похожие погрешности измерения скорости звука и у многих других промышленных моделей ГИСЗ [4], например, МГ-1006, МГ-553, МГ-543, "Градиент-6" (± 0.6 м/с); "ЛАНБ"

Таблица. Метрологические характеристики корабельных ГИСЗ

N пп	Тип ГИСЗ	ΔC_0 м/с	Δz м	$ \Delta C_0/\Delta z $ 1/с	$ 4(\Delta C_0 \Delta z) $ м ² /с	$ \Delta C $ м/с	$ \Delta C/\Delta C_0 $	Лит.
1	МИС-1	± 3.0	± 7.5	0.40	90	8.0	2.7	[3]
2	РТБ-91	± 2.5	± 5.0	0.50	50	5.6	2.2	[4]
3	“АЛТЫН”	± 2.0	± 6.0	0.33	48	6.4	3.2	[4]
4	ЗИМ-2000	± 0.75	± 6.0	0.12	18	6.0	8.0	[4]
5	МГ-23	± 0.7	± 2.5	0.28	7.0	2.6	3.7	[4]
6	МИСЗ-100	± 0.6	± 2.0	0.30	4.8	2.1	3.5	[5]
7	МГ-43	± 0.4	± 2.0	0.20	3.2	2.0	5.0	[4]

(± 0.75 м/с); “Разрез” (± 0.9 м/с). Работа всех этих устройств основана на фазовом или импульсно-циклическом методах измерения скорости звука.

По каналам глубины приведенная предельная погрешность составляет $\pm(1 \div 2)\%$ от максимального измеряемого значения ($100 \div 600$ м). Это соответствует абсолютной погрешности $\Delta z \approx \pm(2 \div 6)$ м. Причина такой низкой точности измерения глубины по гидростатическому давлению заключается в применении в этих ГИСЗ серийных промышленных потенциометрических датчиков давления реохордной конструкции со скользящим контактом типа МД или ДТ. Кроме того, потери точности происходят при последующем многоэтапном преобразовании сигнала в измерительной цепи: действительное давление \rightarrow деформация упругого элемента \rightarrow электрическое сопротивление \rightarrow электрическое напряжение \rightarrow частота \rightarrow модуляция, демодуляция в канале связи \rightarrow преобразование частота – код \rightarrow расчетное давление \rightarrow глубина [4]. Такая сложная последовательность операций не только приводит к потере точности, но и снижает функциональную и метрологическую надежность канала глубины (а следовательно, и ГИСЗ в целом).

В разовых обрывных зондах приведенная предельная погрешность также составляет $\pm(1 \div 2)\%$ от максимальной глубины ($\Delta z \approx \pm 5$ м) при скорости погружения зонда ~ 5 м/с. В действительности эта погрешность не постоянна, а зависит от z (как правило, увеличивается с глубиной). Поэтому более корректно было бы использовать для выражения Δz , например, степенной ряд (в частности, двухчленную формулу). К сожалению, в технических характеристиках ГИСЗ до сих пор указывают только значения приведенной погрешности канала глубины [4]. Заметим, что в общем случае и погрешность ΔC_0 также зависит от глубины z , хотя и не столь значительно. Далее для оценок ре-

зультатирующей погрешности измерения ВРСЗ будем использовать представленные в таблице данные об инструментальных погрешностях, полагая для общности их функциями глубины (давления).

2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ПОГРЕШНОСТИ

Выше говорилось только об инструментальных погрешностях ГИСЗ. Однако в натуральных условиях при зондировании морской среды возникает специфическая методическая погрешность [6], увеличивающая результирующую погрешность измерений, которая является количественной характеристикой достоверности результата измерений. В качестве оценки погрешности, как правило, принимают доверительный интервал, за границы которого с заданной вероятностью значения измеряемой величины не выходят. Определим абсолютную текущую результирующую погрешность измерения ВРСЗ в виде разности

$$\Delta C(z) = C_n(z_n) - C(z), \quad (1)$$

где $C_n(z_n)$ – измеренное (восстановленное) ВРСЗ; $C(z)$ – действительное ВРСЗ; z_n – измеренная глубина. Здесь $C(z)$ – однозначная непрерывная функция глубины. На практике z_n в восстановленном ВРСЗ измеряется с погрешностью Δz . Именно это порождает специфическую погрешность, которую назовем структурной. Ее принципиальное отличие от динамической погрешности состоит в независимости от скорости зондирования, т. е. от временной изменчивости. Структурная погрешность зависит только от пространственной структуры исследуемого гидрофизического поля и инструментальной погрешности Δz измерительного канала глубины зонда.

Рассмотрение проведем в приближении модели плоскостройной среды и точечных датчиков. Бу-

дем считать датчик точечным, если вертикальный масштаб l_z пространственного усреднения поля на нем мал по сравнению с доверительным интервалом $2\Delta z$, т. е. $l_z < 2\Delta z$. Здесь $l_z = L_d + V\tau$; l_d – эффективный вертикальный геометрический размер датчика; V – скорость вертикального зондирования; τ – интервал временного усреднения в единичном отсчете. Это условие надежно выполняется, например, для ГИСЗ типа “АЛТЫН”, ИЗМ-2000 и др. [4]. У них $l_d = 0.01 \div 0.1$ м в зависимости от ориентации акустической базы относительно вертикали. При $\tau = 0.2$ с, $V \approx 0.5$ м/с получаем $l_z \approx 0.1 \div 0.2$ м и $2\Delta z = 12$ м, т. е. условие $l_z < 2\Delta z$ удовлетворено.

Рис. 1 поясняет суть происхождения методической структурной погрешности при вертикальном зондировании морской среды. На нем в координатах скорость звука – глубина схематически показан модельный профиль $C(z)$, имитирующий типичное ВРСЗ. Он состоит из трех участков: 1 – верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), где $C(z) = \text{const}$, а $\text{grad}C(z) = 0$; 2 – слоя скачка скорости звука, где $\text{grad}C(z) < 0$; 3 – глубинного слоя, где $\text{grad}C(z) > 0$. Здесь z_0 – глубина оси подводного звукового канала (ПЗК).

Область а соответствует инструментальной погрешности ГИСЗ, ограниченной пределами $\pm\Delta C_0$ и $\pm\Delta z$. При этом предполагается статистическая независимость погрешностей измерения C и z . В случае измерений в слабо градиентном слое, например в ВКС, где выполняется условие

$$|\text{grad}C(z)| < \left| \frac{\Delta C_0}{\Delta z} \right|, \quad (2)$$

результатирующая погрешность (1) скорости звука приблизительно равна инструментальной погрешности ΔC_0 . Указанный в таблице параметр $|\Delta C_0/\Delta z|$ имеет размерность градиента $C(z)$. Он является важной метрологической характеристикой собственно ГИСЗ и служит критерием корректности измерений ВРСЗ в градиентных слоях. Если ΔC_0 и Δz отвечают энтропийным погрешностям при доверительной вероятности 0.95 (что соответствует двум стандартным отклонениям), то положение точки, характеризующей ВРСЗ, в очерченной области а равновероятно. Двумерная функция такого распределения плотности вероятности симметрична относительно измеренных значений C и z :

$$W(C, z) = W(C)W(z) = 0.9 \frac{1}{2|\Delta C_0|} \frac{1}{2|\Delta z|}.$$

Она характеризует в совокупности инструментальную погрешность ГИСЗ в целом как измери-

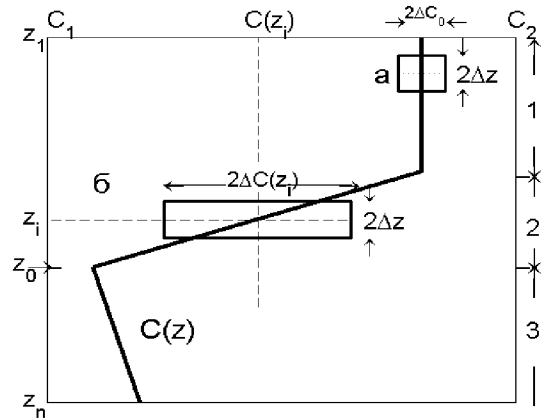


Рис. 1. Схематическое изображение ВРСЗ – $C(z)$ (z_0 – глубина оси ПЗК):

- а – область инструментальной неопределенности при измерении в слое с нулевым градиентом,
- б – область результирующей неопределенности при измерении в слое скачка;
- 1 – ВКС, 2 – слой скачка, 3 – глубинный слой

тельной системы. Выражение $W(C, z)$ через энтропийные погрешности – удобное, но весьма упрощенное описание. В действительности, эмпирическое распределение $W(C, z)$ ближе к двумерному усеченному нормальному распределению. Оно характеризует предельную разрешающую способность ГИСЗ, т. е. априорную неопределенность, и может быть получено экспериментально по двумерным гистограммам [7].

Приведенные в таблице значения $|4(\Delta C_0 \Delta z)|$ соответствуют площади области а и обратно пропорциональны (с коэффициентом $0.95^2 \approx 0.9$) плотности вероятности двумерного распределения $W(C, z)$ энтропийных инструментальных погрешностей каналов ГИСЗ. Это значит, что действительные значения ВРСЗ с вероятностью 0.9 находятся внутри области а. Параметр $|4(\Delta C_0 \Delta z)|$ удобен для сравнения обобщенной инструментальной разрешающей способности разных типов ГИСЗ и СТД-зондов.

Если же измерение (зондирование) происходит в слоях, где $\text{grad}C(z) \neq 0$ и условие (2) не выполняется, то возникает специфическая структурная погрешность, происхождение которой поясняет область б на рис. 1. Пусть на некоторой глубине z_i в слое скачка градиент скорости звука будет $\text{grad}C(z_i) = dC(z_i)/dz$. Как видно из графика, из-за неопределенности положения зонда в полосе глубин от $z_i - \Delta z$ до $z_i + \Delta z$ пределы результирующей погрешности $\Delta C(z_i)$ измерения скорости звука с учетом структурной составля-

щей увеличиваются в области б, по сравнению с инструментальной погрешностью ΔC_0 в области а. Оценим эту специфическую структурную погрешность и ее вклад в результирующую погрешность при измерении ВРСЗ в морской среде прямым методом.

3. МОДЕЛЬ РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕЙ ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ВРСЗ

В общем случае скалярное гидрофизическое поле скорости звука в океане описывают в географической системе координат в виде $C(\varphi, \lambda, z, t)$, где φ – широта; λ – долгота; z – глубина; t – время. В ограниченном районе можно пренебречь сферичностью Земли и описать поле скорости звука в декартовых координатах $C(x, y, z, t)$. Здесь оси Ox и Oy направим, например, вдоль параллели на восток и меридиана на север соответственно, а ось Oz – по вертикали вниз. Пусть начало отсчета находится на поверхности океана в точке с географическими координатами φ_0, λ_0 . Если заданы погрешности аргументов $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$, то погрешность измерения значений поля, обусловленную только ими, запишем как половину полосы неопределенности:

$$\begin{aligned} \Delta C_1(x, y, z, t) = \\ = \frac{1}{2} [C(x + \Delta x, y + \Delta y, z + \Delta z, t + \Delta t) - \\ - C(x - \Delta x, y - \Delta y, z - \Delta z, t - \Delta t)]. \end{aligned} \quad (3)$$

Поле $C(x, y, z, t)$ представим суммой регулярной и случайной составляющих:

$$C(x, y, z, t) = \langle C(x, y, z, t) \rangle + C(x, y, z, t).$$

Это разделение условно, поскольку спектр масштабов неоднородностей морской среды непрерывен. Подействуем на $C(x, y, z, t)$ оператором пространственно-временного усреднения (сглаживания) $H(\xi_x, \xi_y, \xi_z, \xi_t)$, который должен удовлетворять условию нормировки:

$$\iiint_{-\infty}^{\infty} H(\xi_x, \xi_y, \xi_z, \xi_t) d\xi_x d\xi_y d\xi_z d\xi_t = 1.$$

В результате низкочастотной фильтрации получим сглаженное поле

$$\langle C(x, y, z, t) \rangle = C(x, y, z, t) \otimes H(\xi_x, \xi_y, \xi_z, \xi_t),$$

где $\langle \rangle$ означает операцию усреднения; \otimes – операцию свертки; $\xi_x, \xi_y, \xi_z, \xi_t$ – пространственно-временные сдвиги.

Выбор оператора сглаживания носит субъективный характер и зависит от цели и способа измерения, использования его результатов, а также от многих других причин. Сглаженное поле становится непрерывной дифференцируемой функцией четырех аргументов. Это позволяет разложить функцию $\langle C(x, y, z, t) \rangle$ в некоторой области в ряд Тейлора по четырем переменным. Ограничиваясь членами второго порядка, получим из формулы (3) выражение структурной погрешности измерения сглаженного (регулярного) поля в виде

$$\Delta C_1(x, y, z, t) = \frac{\langle C \rangle}{x} \Delta x + \frac{\langle C \rangle}{y} \Delta y + \frac{\langle C \rangle}{z} \Delta z + \frac{\langle C \rangle}{t} \Delta t,$$

где $\langle C \rangle = \langle C(x, y, z, t) \rangle$. Первые три слагаемых характеризуют составляющую погрешности, обусловленную пространственной структурой поля, а четвертое – составляющую погрешности, обусловленную его временной изменчивостью. Поскольку пространственная изменчивость гидрофизических полей в горизонтальной плоскости гораздо меньше, чем по вертикали, т. е.

$$\left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial x} \right| \ll \left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial z} \right| \quad \text{и} \quad \left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial y} \right| \ll \left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial z} \right|,$$

то при соизмеримых погрешностях аргументов можно использовать модель плоскостной морской среды. Далее, приняв одномерную модель “замороженного” поля [7], для которой выполняется неравенство

$$\left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial t} \Delta t \right| \ll \left| \frac{\partial \langle C \rangle}{\partial z} \Delta z \right|,$$

получим в указанных предположениях следующее выражение для структурной составляющей погрешности сглаженного поля:

$$\Delta C_1(z) = \left(\frac{\partial \langle C(z) \rangle}{\partial z} \right) \Delta z(z) = \Delta z(z) \text{grad} \langle C(z) \rangle.$$

Случайную составляющую поля находим из выражения

$$C(x, y, z, t) = C(x, y, z, t) - \langle C(x, y, z, t) \rangle.$$

Ее можно характеризовать спектральной, корреляционной или структурной функциями, связанными между собой взаимно однозначно и содержащими одинаковое количество информации о поле. Для оценки погрешности, обусловленной случайной составляющей поля, лучше всего подходит структурная функция. При вычислении пространственной структурной функции D_c необходимо задать траекторию – направление зондирования, которым при измерении ВРСЗ является

вертикаль. Тогда для плоскослоистой среды

$$D_c(\Delta z(z), z) = \langle (C(z + \Delta z(z)) - C(z))^2 \rangle.$$

Пределы результирующей текущей погрешности измерения ВРСЗ при вертикальном зондировании стратифицированной морской среды находим геометрическим суммированием инструментальной ($\Delta C_0(z)$), а также структурных ($\Delta C_1(z)$ и $D_c(\Delta z(z), z)$) составляющих погрешности, полагая их статистически независимыми:

$$\Delta C(z) = \pm \sqrt{[\Delta C_0(z)]^2 + [\Delta z(z) \text{grad}(C(z))]^2 + 2D_c(\Delta z(z), z)}. \quad (4)$$

Здесь коэффициент 2 введен для того, чтобы вклад последнего слагаемого соответствовал энтропийной погрешности. Вероятность нахождения действительных значений C в области b составляет 0.9, а плотность вероятности для энтропийных погрешностей –

$$W(C, z) = \frac{0.9}{4|\Delta C(z)z(z)|}.$$

Выражение (4) есть математическая модель текущей результирующей погрешности измерения ВРСЗ. Из него следует, что для корректного и эффективного использования в море ГИСЗ и гидрофизических зондов требуется согласование предельных погрешностей каналов прямо измеряемых параметров и канала измерения глубины (давления), т. е. выполнение условия

$$|\Delta z(z)|^2 \leq |\Delta C_0(z)z(z) + 2D_c(\Delta z(z), z) \times |\max(\text{grad}\langle C(z) \rangle)|^2 \Rightarrow \quad (5)$$

$$\Rightarrow |\Delta C_0(z)/\Delta z(z)| \geq |\max(\text{grad}\langle C(z) \rangle)|$$

при

$$\Delta C_0^2(z) \geq 2D_c(\Delta z(z), z). \quad (6)$$

Здесь $\max(\text{grad}\langle C(z) \rangle)$ – максимальный ожидаемый градиент измеряемого поля.

Заметим, что предельные абсолютные погрешности измерительных каналов ГИСЗ и гидрофизических зондов, разработанных в XX веке, не удовлетворяют этому условию. Так, в действительности $|\max(\text{grad}\langle C(z) \rangle)|$ может на порядок превышать параметры, указанные в графе $|\Delta C_0 \Delta z|$ таблицы. Это значит, что из-за нарушения условий (2) или (5), (6) преобладающей становится структурная погрешность. Для примера, в графе ΔC указана результирующая погрешность

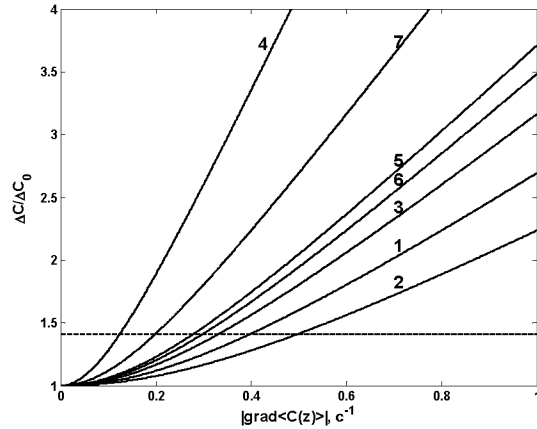


Рис. 2. Увеличение результирующей погрешности измерения скорости звука по отношению к инструментальной погрешности в зависимости от градиента ВРСЗ

измерений при $|\text{grad}\langle C(z) \rangle| = 1 \text{ с}^{-1}$ в пренебрежении вкладом структурной функции $D_c(\Delta z(z), z)$, а в графе $|\Delta C \Delta C_0|$ – во сколько раз при этом увеличится результирующая погрешность по сравнению с инструментальной погрешностью ΔC_0 . При $|\text{grad}\langle C(z) \rangle| = |\Delta C_0 \Delta z|$ их отношение равно $\sqrt{2}$.

Отметим, что по параметру $|\Delta C_0 \Delta z|$ рассматриваемые ГИСЗ не согласованы с параметрами построителей лучевых картин, например с лучеграфом типа МГ-53 (“Автограф”) [4], у которого диапазон градиентов ВРСЗ составляет $\pm 5 \text{ с}^{-1}$.

На рис. 2 приведены зависимости отношения $|\Delta C \Delta C_0|$ от $|\text{grad}\langle C(z) \rangle|$ для различных ГИСЗ (нумерация кривых соответствует номерам строк таблицы). Штриховой линией обозначен уровень $\sqrt{2}$. Как видно из графика, наибольшее увеличение результирующей погрешности измерений в слое скачка свойственно ГИСЗ ИЗМ-2000 и МГ-43, тогда как у остальных измерителей это ухудшение меньше. Как следует из таблицы, по совокупности рассмотренных характеристик корректному измерению ВРСЗ в верхнем деятельном слое моря наиболее отвечает ГИСЗ “МИСЗ-100”.

4. СЛУЧАЙНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ СТРУКТУРНОЙ ПОГРЕШНОСТИ

Согласно существующим представлениям, к случайной составляющей поля скорости звука, важной при измерении ВРСЗ, относят микроструктуру, тонкую структуру и короткопериодные внутренние волны [7]. Их пространственные масштабы по вертикали охватывают диапазон от внутреннего масштаба турбулентности (миллиметры)

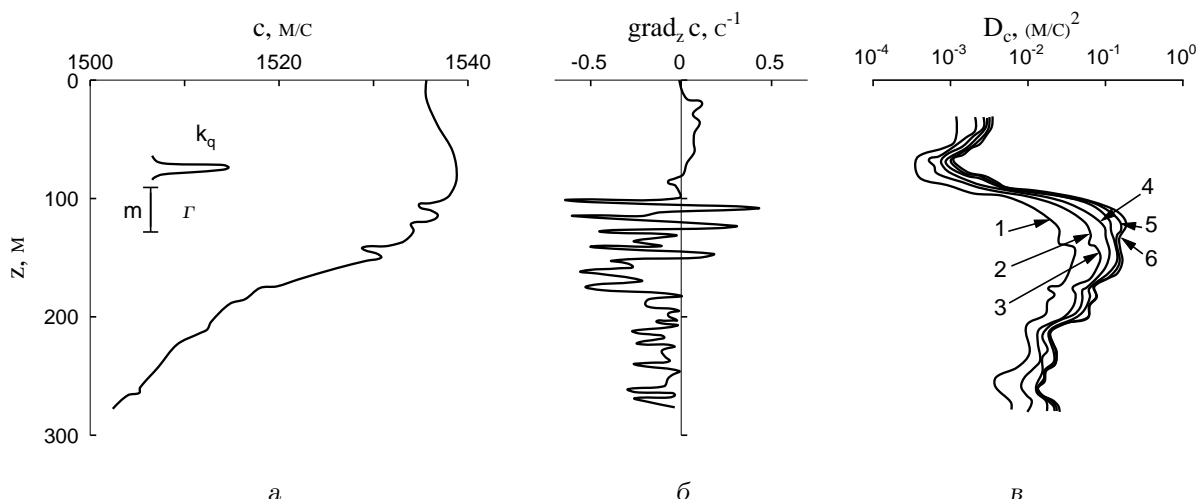


Рис. 3. Характеристики тонкой вертикальной структуры поля скорости звука в Тропической Атлантике, полученные прямым методом при вертикальном зондировании: а – ВРСЗ; б – профиль градиента ВРСЗ; в – пространственные вертикальные скользящие структурные функции D_c поля скорости звука, рассчитанные для сдвигов по глубине 1–6; г – пространственная весовая функция (окно) фильтра скользящего усреднения (отрезок m – интервал неравновесного пространственного усреднения скользящей структурной функции); 1 – 0.5 м, 2 – 1.0 м, 3 – 1.5 м, 4 – 2.0 м, 5 – 2.5 м, 6 – 3.0 м

до наибольшего масштаба тонкой структуры и амплитуд внутренних волн (десятки метров). Случайная составляющая поля скорости звука приводит к флуктуациям амплитуды и фазы звуковых волн, деформации волнового фронта, многоканальности распространения, рассеянию и дополнительному ослаблению звука, утечке энергии из ПЗК, засветке зон тени и другим эффектам. Несмотря на относительно малую величину этих флуктуаций, вследствие эффекта накопления они играют важную роль при распространении звука. Поэтому, наряду с измерением усредненного ВРСЗ, необходимо получить статистические характеристики случайной составляющей поля скорости звука.

На рис. 3 приведены результаты прецизионных натуральных измерений прямым методом ВРСЗ в Тропической Атлантике в слое $0 \div 300$ м [7]. Измеренная реализация $C(z)$ была подвергнута линейной фильтрации цифровым косинус-фильтром (его весовая функция изображена на рис. 3, г). В результате были получены сглаженный профиль $\langle C(z) \rangle$ (рис. 3, а) и ряд отклонений (пульсаций) $C(z)$ в диапазоне вертикальных масштабов неоднородностей от 0.5 до 30 м, рассчитаны вертикальные профили градиента (рис. 3, б) и пространственной вертикальной структурной функции $D_c(\Delta z(z), z)$ (рис. 3, в). Сравнение рис. 3, б и в показывает, что чем больше градиент среднего значения, тем выше уровень D_c . При этом интен-

сивность флуктуаций изменяется на несколько порядков. Функция D_c обладает свойством насыщения, уровень которого не превышает 1 (м/с)^2 , а распределение интенсивности флуктуаций ансамбля реализаций описывается логарифмически нормальным законом [7].

На рис. 4 представлены результаты спектрального анализа указанных рядов отклонений и градиентов в диапазоне вертикальных волновых чисел $k = 0.2 \div 3.5 \text{ м}^{-1}$. Как видно, при $k > 0.5 \text{ м}^{-1}$ спектр отклонений (кривая 1) приблизительно пропорционален k^{-2} , а спектр градиентов (кривая 2), рассчитанных по конечным разностям, близок к спектру белого шума (~ 1). Связь между спектральной и структурной функциями описывается выражением

$$D_c(\Delta z) = 2 \int_{k_1}^{k_2} (1 - \cos k \Delta z) S_c(k) dk. \quad (7)$$

На рис. 5 приведены структурные функции, рассчитанные по формуле (7) для модельных спектров вида $S_c(k) \sim K^n$. Они имеют вид

$$D_c(\Delta z(z), z) = a_c^2(z) \left(\frac{\Delta z(z)}{\Delta z_0} \right)^\mu,$$

где приняты значения $a_c^2(z) = 3 \cdot 10^{-2} \text{ (м/с)}^2$ и $\Delta z_0 = 1$ м. Участку спектра кривой 1 рис. 4 с показателем степени $n = -2$, характерному для тон-

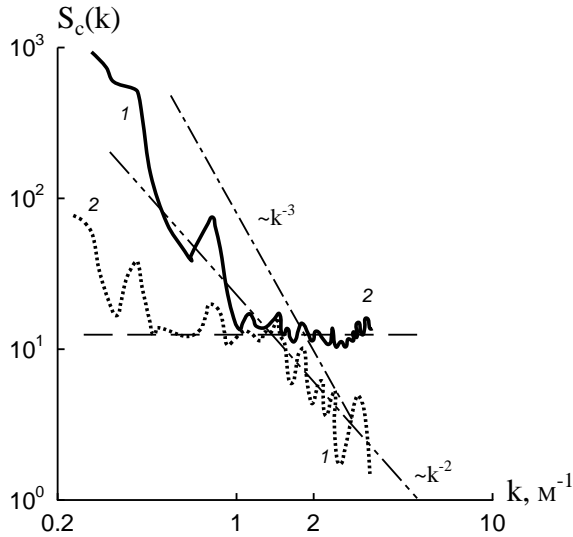


Рис. 4. Одномерный пространственный спектр отклонений скорости звука от усредненного ВРСЗ (1) и спектр градиента скорости звука (2) в слое 0 ÷ 300 м в Атлантическом океане

кой вертикальной структуры (показан штриховой линией), соответствует структурная функция 3 с показателем степени $\mu = 1$ (ее аргумент охватывает диапазон изменения погрешностей Δz канала глубины). Кривая 1 отвечает неоднородностям крупных масштабов [7], кривая 2 характерна для микроструктуры (однородной изотропной турбулентности), кривые 4 и 5 соответствуют волновым процессам (вертикальным смещениям изолиний скорости звука). Заметим, что полоса пространственных частот со стороны больших волновых чисел ограничена усреднением поля самим датчиком, а со стороны малых – оператором H . Кроме того, при экспериментальной оценке градиентов и структурных функций необходимо учитывать случайные составляющие инструментальных погрешностей каналов ГИСЗ. Так, оценки реальных стандартных отклонений случайных составляющих погрешностей каналов C и z прецизионного зонда СТР-МГИ в натуральных условиях составляли $\sigma_c = 2 \cdot 10^{-3}$ м/с и $\sigma_z = 0.27$ м [7].

Надежный способ разделения собственных шумов каналов и сигнала состоит в использовании групповых измерений [8, 9]. Следовательно, применение прецизионных групповых ГИСЗ позволит при единичном зондировании получить одновременно усредненное ВРСЗ, профиль градиента, статистические характеристики тонкой вертикальной структуры поля скорости звука и текущие оценки действительных результирующих погрешностей измерения ВРСЗ (в том числе, структурных и инструментальных составляющих), определяющих достоверность результатов вертикального зондирования морской среды.

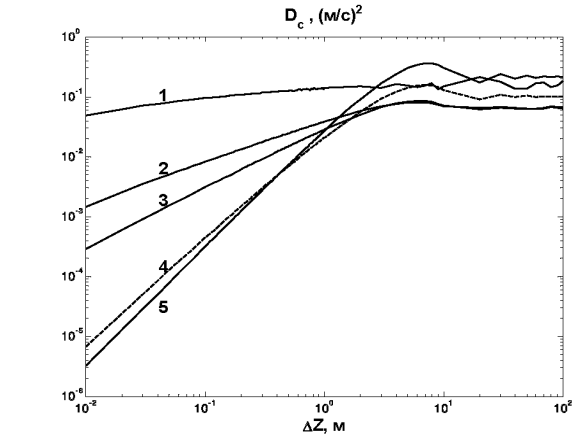


Рис. 5. Пространственные вертикальные структурные функции соответствующие модельным спектрам вертикальной структуры поля скорости звука, имеющие показатели степени:

$$1 - \mu = 1/5 (n = -1), \quad 2 - \mu = 2/3 (n = 5/3), \quad 3 - \mu = 1 (n = 2), \\ 4 - \mu = 5/3 (n = -3), \quad 5 - \mu = 11/5 (n = -4)$$

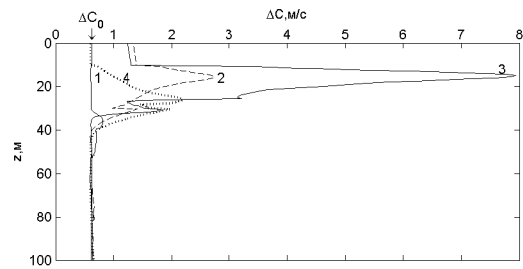


Рис. 6. Зависимость от глубины результирующей погрешности измерения ВРСЗ в верхнем слое Черного моря для четырех сезонов:

1 – февраль, 2 – май, 3 – август, 4 – ноябрь

5. ПРИМЕР РАСЧЕТА РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕЙ ПОГРЕШНОСТИ И РЕКОМЕНДАЦИИ

На рис. 6 дан пример расчета текущей результирующей погрешности измерения ВРСЗ для четырех сезонов в Черном море. Здесь использованы среднемесячные ВРСЗ, построенные по гидрологическим данным [10]. Результирующая погрешность рассчитана по формуле (4) для корабельных ГИСЗ с инструментальными погрешностями $\Delta C_0 = \pm 0.6$ и ± 2 м, которые имеют, например, современные зонды типа “МИСЗ-100” (разработка 2000 г.) [5] и “АНАПА-ИСЗ” (разработка

2005 г.) [11].

График показывает существенность вклада в результирующую погрешность ее структурной составляющей – в слое $0 \div 40$ м она более, чем на порядок превышает инструментальную погрешность ГИСЗ типа “МИСЗ-100” или “АНАПА-ИСЗ”. Для остальных ГИСЗ, указанных в таблице, это различие еще больше. В слоях, удовлетворяющих условиям (5) и (6), результирующая погрешность $\Delta C(z)$ близка к инструментальной погрешности ΔC_0 .

Наряду с естественной изменчивостью морской среды, структурная погрешность может быть одной из причин расхождения между результатами интеркалибровок зондов в море и полигонными съемками с помощью разных зондов, а также наблюдаемого на практике гистерезиса (разности между данными, полученными при зондировании ГИСЗ сверху вниз и снизу вверх) [5].

Практически все сведения о структуре и пространственно-временной изменчивости гидрофизических полей, в том числе и поля скорости звука, получены экспериментальным путем, т. е. в результате прямых и косвенных натурных измерений. Поэтому гидрологическая информация в банках океанологических данных, наряду с полезной информацией, неизбежно содержит инструментальные и методические погрешности измерений (в частности, и структурную составляющую). Таким образом, завываются характеристики изменчивости полей в деятельных слоях морской среды и снижается достоверность архивных данных [12]. Это имеет практическое значение, поскольку заставляет критически отнестись к уже имеющейся априорной гидрофизической информации и правильно сформулировать объективные технические требования к вновь разрабатываемым перспективным гидроакустическим измерителям скорости звука и рекомендации по их применению.

Радикальный способ уменьшения структурной погрешности при вертикальном зондировании морской среды состоит в выполнении условий (5), (6), т. е. в согласовании предельных инструментальных погрешностей каналов прямо измеряемых параметров и канала измерения глубины, а также в повышении точности измерения глубины (гидростатического давления) до уровня рабочих эталонов.

В свете вышеизложенного сформулируем метрологические требования к каналу измерения глубины по гидростатическому давлению в перспективных ГИСЗ, предназначенных для корректного оперативного измерения ВРСЗ в

верхнем деятельном слое моря. Так, положив $|\max(\text{grad}\langle C(z) \rangle)| = 10 \text{ с}^{-1}$ и $\Delta C_0 = 0.1 \text{ м/с}$, получим из выражений (4) – (6) оценку $|\Delta z(z)| \leq 0.01 \text{ м}$, что при $z_n = 100 \text{ м}$ соответствует приведенной погрешности $\gamma_z = 0.01 \%$. Такая погрешность измерения глубины в настоящее время находится на пределе возможности рабочих эталонов измерения гидростатического давления и точности формул пересчета давления в глубину. Здесь уже необходимо согласование масштаба l_z с погрешностью Δz , поскольку они становятся соизмеримыми и датчик C нельзя считать точечным.

Ранее большое внимание уделялось оценке динамических погрешностей как главного источника неопределенности результатов зондирования стратифицированной морской среды. На практике динамическая и структурная составляющие результирующей погрешности действуют одновременно. Однако, в отличие от динамической погрешности, которая зависит от скорости зондирования, структурная составляющая от скорости зондирования не зависит. Таким образом, возникает специфическая методическая структурная погрешность, обусловленная неопределенностью измерения аргументов функции $C(x, y, z, t)$. При измерении в градиентных слоях структурная составляющая результирующей погрешности измерений ВРСЗ может преобладать над всеми другими и существенно снижать достоверность экспериментальных данных. Поэтому ее учет в реальной гидрофизической обстановке способен привести к принятию неверных решений.

ВЫВОДЫ

1. Показано, что при вертикальном зондировании морской среды возникает специфическая методическая структурная погрешность, обусловленная неопределенностью измерения глубины прибора – аргумента функции $C(z)$.
2. При измерении ВРСЗ в градиентных слоях структурная составляющая результирующей погрешности может преобладать над всеми другими видами погрешностей.
3. Радикальный способ уменьшения структурной погрешности при вертикальном зондировании стратифицированной морской среды состоит в согласовании предельных инструментальных погрешностей каналов прямо измеряемых параметров и канала измерения глубины, а также повышении точности измерения глубины (давления) до уровня рабочих эталонов.

1. *Fofonoff N. P.* Precision of oceanographic data for sound-speed calculations // *J. Acoust. Soc. Amer.*– 1963.– **35**, N 6.– P. 830–836.
2. *Беляев Б. Н., Сорокин А. И.* Согласование точности океанологических и навигационных данных // III съезд советских океанологов. Тезисы докладов. Секция физики и химии океана. Техника, методы измерений и обработки данных.– Л.: Гидрометеиздат, 1987.– С. 21–22.
3. *Бренев Е. В., Коцеев А. И., Румянцев Д. П., Фороша Е. С.* Измеритель скорости звука в морской воде // *Геодезия и картография.*– 1986.– N 8.– С. 54–56.
4. *Комляков В. А.* Корабельные средства измерения скорости звука и моделирования акустических полей в океане.– СПб.: Наука, 2003.– 357 с.
5. *Лободин И. Е., Микушин И. И., Серавин Г. Н.* Малогабаритный морской измеритель скорости звука “МИСЗ-100” // *Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики.* Седьмая межд. конф. ГА-2004.– СПб., 2004.– С. 41–43.
6. *Бабий В. И.* О специфической погрешности при зондировании гидрофизических полей. // Науч.-тех. конф. “Проблемы метрологии гидрофизических измерений ПМГИ-2006”.– М.: ФГУП ВНИИФТРИ, 2006.– С. 121–123.
7. *Бабий В. И.* Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане.– Л.: Гидрометеиздат, 1983.– 200 с.
8. *Бабий В. И.* Оценка спектров собственных шумов каналов и сигнала при групповых измерениях // *Системы контроля окружающей среды.*– Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001.– С. 121–125.
9. *Бабий В. И.* Групповые измерения скорости звука в морской среде // *Мор. гидрофиз. ж.*– 2003.– N 1.– С. 67–71.
10. *Белокопытов В. Н.* Климатические характеристики скорости звука в северо-восточной части Черного моря // *Мор. гидрофиз. ж.*– 2004.– N 3.– С. 67–72.
11. *Кравец М. В., Лободин И. Е., Серавин Г. Н.* Малогабаритная аппаратура измерения скорости звука “АНАПА-ИСЗ” // *Тр. VIII межд. конф. “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”.*– СПб.: Наука, 2006.– С. 175–178.
12. *Бабий В. И.* Информационные аспекты измерения скорости звука в море // *Тр. VIII межд. конф. “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”.*– СПб.: Наука, 2006.– С. 179–183.