

В.К.Богушевич, Л.Н.Замаренова,
Н.С.Каташинская, М.И.Скипа

*Отделение гидроакустики
Морского гидрофизического института НАН Украины, г.Одесса*

АКУСТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ОСНОВНОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Рассматриваются вопросы акустического лучевого зондирования и восстановления поля температуры ОЧТ, способ задания опорного поля, формулы пересчета аномалии скорости звука в аномалию температуры и относительный подход к анализу аномалий полей. Рассматриваются аномалии полей температур ОЧТ, их размеры и положение относительно кромки шельфа и рельефа дна, возможности их лучевого зондирования и восстановления. Выполнено численное моделирование восстановления поля температур для зимнего и осеннего гидрологических сезонов.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *поле температуры ОЧТ, аномалия поля, характеристики аномалий, акустическое лучевое зондирование, аномалии времени, линейная инверсия, горизонтальное и вертикальное сканирование, восстановление поля.*

Мониторинг Основного черноморского течения (ОЧТ), измерение его полей скорости и температуры и определение тепломассопереноса представляются наиболее важными из задач мониторинга в Черном море. Постоянные измерения полей течения и температуры ОЧТ контактными методами дороги и не всегда возможны. Эти поля можно измерять дистанционно при использовании методов акустического мониторинга, в том числе и акустической томографии. Основопологающей в этой области является работа [1], авторы которой предложили для измерения синоптических неоднородностей поля температуры схему лучевой акустической томографии. Они же указали на возможности акустического наблюдения течений и на трудности такого наблюдения при одностороннем распространении сигналов.

Задача измерения течений упрощается, если использовать разности времен распространения сигналов во встречных направлениях [2]. При встречном распространении сигналов можно разделить влияние структуры поля скорости звука (сумма времен распространения) и скорости воды (разница времен распространения) [3]. Имея высокую чувствительность к течениям, метод встречного распространения позволяет подавлять флуктуации времен распространения, связанные с внутренними волнами, уменьшать ошибки восстановления, связанные с неточным знанием длины трассы r [4]. В случае измерения поля температуры этот метод позволяет исключить составляющую аномалии времени, связанную с течением, и повысить точность восстановления, что крайне важно при малых значениях аномалии поля или при значительных величинах скорости течения. Для повышения точности измерений поля температуры в условиях ошибок расстояния Δr , ошибок часов ΔT и флуктуаций времени распространения можно также использовать методы разностной томографии, в которых исходными данными

для инверсии служат разности времен распространения [5 – 8], и усреднение по времени результатов измерений (для уменьшения влияния внутренних волн, тонкой слоистой структуры и процессов рассеяния и микромноголучевости) [1, 9]. Эти методы позволяют эффективно решать задачи измерения полей скорости и температуры.

Суть задачи тепломассопереноса состоит в измерении в поперечных сечениях ОЧТ полей скорости и температуры и вычислении интегралов по площадям существенных значений скорости течения произведений скорости u на значения температуры t . Одновременное измерение полей скорости и температуры в сечении течения и решение вопроса тепломассопереноса акустическими методами является крайне сложной и специфической задачей, которая ранее, по видимому, не рассматривалась, по крайней мере, для Черного моря. Отдельно же решение этих задач в различных районах Мирового океана, исключая Черное море, хорошо известно. В рассматривавшихся задачах по акустическому мониторингу течений [2, 3] измерялось некоторое «среднее» значение скорости течения по трассе. А при наблюдении температуры синоптических неоднородностей их поля восстанавливались с низким пространственным разрешением [1, 7, 10]. Нами же предпринимается попытка одновременного восстановления полей и скорости и температуры течения, причём с высоким пространственным разрешением. Вопросы восстановления поля течения ОЧТ рассматривались ранее в нашей работе [8], в которой использовалось идеализированное представление гидрологии и лучевого распространения. Данная работа посвящена вопросам измерения поля температуры в области ОЧТ. Эта задача рассматривается уже для случая реальной среды, по результатам конкретных гидрологических съёмки, выполненных в районе южного берега Крыма.

Сложности измерения акустическими методами поля температуры ОЧТ определяются рядом обстоятельств. Во-первых, стержень потока ОЧТ может располагаться слишком близко к кромке шельфа и глубины под ним будут не достаточны для локализации аномалии поля температуры на трассе зондирования [8, 11] и её горизонтального сканирования крутыми лучами (без отражения от дна). Во-вторых, аномалия поля температуры сосредоточена в основном в подповерхностном слое (верхнем квазигомогенном слое, ВКС и термоклине) и для её горизонтального сканирования необходимо использование лучей, отразившихся от поверхности. При летней гидрологии, когда скорость звука на поверхности больше, чем у дна, такими лучами будут лучи, отразившиеся от дна, что приводит к дополнительному ослаблению их сигналов. В-третьих, для вертикального сканирования поля температуры [8, 11] необходимо использование лучей, заворачивающихся в подповерхностном слое. Трудности сканирования ВКС существуют во все сезоны. А в летний сезон ещё добавляется проблема сканирования верхней части термоклина. В-четвёртых, вертикальный размер аномалии поля достаточно мал и обычно не превышает 30 – 40 м (по уровню $\Delta t = 0,1\Delta t_{\max}$), а величины аномалии обычно не превышают нескольких градусов. При этом в случае крутых лучей величины аномалий времени распространения будут малы, что затрудняет решение задачи. Помимо указанных трудностей к проблемным вопросам, определяющим задачу измерения поля температуры ОЧТ, следует отнести

выбор опорных полей температуры и скорости звука для задачи инверсии, возможности использования линейной инверсии и точность восстановления поля, рассеяние лучей на локальных неоднородностях и ослабление сигналов, рассеяние звука на мелкомасштабных случайных неоднородностях среды и ухудшение временного и пространственного разрешения, динамический мониторинг и методы инверсии [1, 5 – 15]. Из всего множества проблемных вопросов задачи измерения поля температуры ОЧТ ниже будут рассмотрены вопросы характеристик полей температуры в потоке ОЧТ, выбора опорного поля температуры для задачи инверсии и численного моделирования задач акустического распространения и восстановления поля температур.

Методика восстановления поля, выбор опорного поля. Для восстановления поля температуры при лучевом зондировании необходимо задать опорное поле температуры, по нему построить опорное поле скорости звука, по разнице времен распространения сигналов лучей в опорном и фактическом полях скорости звука восстановить аномалию поля скорости звука и по ней восстановить аномалию поля температуры [1, 5, 7, 8, 10, 11]. При решении этой задачи возникают две проблемы: правильный выбор опорного поля и преобразование аномалии поля скорости звука в аномалию поля температуры.

Выбор опорного поля является крайне важным вопросом задачи инверсии. Если опорное поле выбрано неудачно и аномалия поля оказывается чрезмерно большой, то точность восстановления может получиться недопустимо низкой или даже вообще может оказаться неприменимой линейная схема инверсии [5, 10, 12]. Для задания опорного поля температуры на трассе зондирования, пересекающей поток ОЧТ, можно было бы предложить схему двух опорных вертикальных профилей в начале и конце трассы и линейной горизонтальной интерполяции значений температур. Но такая схема задания опорного поля будет давать плохие результаты в случаях, когда глубина минимальных значений температуры (ядро ХПС) меняется по длине трассы, и линейная одноградиентная интерполяция будет неадекватно задавать опорное поле – оно не будет соответствовать характеру горизонтальных изменений реального поля. Следствием такого несоответствия будет образование фиктивных аномальных областей в диапазоне глубин нахождения ядра ХПС. В зимний гидрологический сезон, когда изменения глубин залегания ядра ХПС по трассе максимальны и фиктивная аномалия температуры будет иметь и максимальные размеры и максимальные значения, а аномалия поля температуры, связанная с ОЧТ, будет минимальной, решение задачи акустического мониторинга может оказаться невозможным. На рис.1, в показана аномалия поля температуры, рассчитанная по опорному полю, построенному по методу одноградиентной линейной интерполяции (зимний разрез, 31-й рейс НИС «Проф. Колесников», 12 января 1994 г.). В области глубин минимума температуры, $z = 51 - 89$ м, аномалия поля большей частью обусловлена именно одноградиентностью модели задания опорного поля.

Эта аномалия по размерам и величине сопоставима с аномалией, находящейся в области глубин $0 - 35$ м и связанной с потоком ОЧТ, и, имея противоположный знак, будет экранировать её при сканировании крутыми лучами.

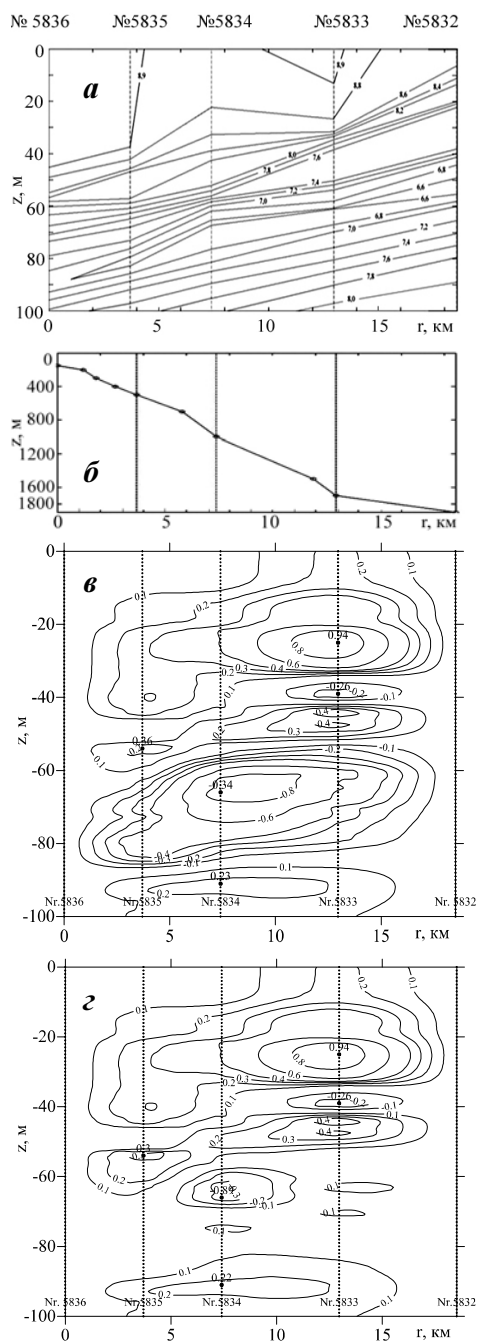


Рис. 1. Изолинии поля температуры – НИС «Проф. Колесников», 31-й рейс, ст. 5836 – 5832, 12 января 1994 г. (а); профиль дна (б); изолинии аномалий поля, пространственные по рис.1, а при одноградиентной (в) и двухградиентной (z) интерполяциях.

Для исключения фиктивных аномалий поля в случаях изменения глубины минимума температуры по трассе предлагается другой, двухградиентный способ задания опорного поля. Этот способ соответствует характеру реального поля, при котором в интервале глубин минимумов температуры от начала трассы до ядра ХПС температура уменьшается, а затем от ядра ХПС до конца трассы – увеличивается. При таком способе задания поля находятся минимумы температур и их глубины в начальной и конечной точках трассы, методом линейной интерполяции рассчитывается изменение с расстоянием глубины нахождения минимума температуры и его значения. Опорное поле для каждого горизонта находится, исходя из начальной температуры и расчётного значения и положения на трассе минимальной температуры (отрицательный градиент) и положения и значения минимальной температуры и ее значения в конце трассы (положительный градиент). При двухградиентном способе задания опорного поля область отрицательной аномалии температуры в диапазоне глубин $z = 51 - 89$ м получается значительно меньшей, как по размерам, так и по величине аномалии (рис.1, z, в).

Другим важным вопросом задачи восстановления является преобразование аномалии поля скорости звука Δc в аномалию поля температуры Δt . Восстанавливаемая аномалия поля Δc является разницей фактического и опорного полей скорости звука, $\Delta c = c - c^o$. На каждой глубине значения скорости звука определяются значениями температуры и солёности, и опорное поле скорости звука будет определяться их опорными полями. При этом восстанавливаемая аномалия поля скорости звука Δc будет оп-

ределяться аномалиями полей температуры Δt и солёности ΔS .

Скорость звука определяют большим числом эмпирических формул, из которых для гидрологических условий Чёрного моря выберем формулу Medwin [16]

$$c = 1449,2 + 4,6t - 0,055t^2 + 0,00029t^3 + (1,34 - 0,01t)(S - 35) + 0,016z, \quad (1)$$

где S – солёность, ‰, z – глубина, м.

В этом случае аномалия скорости звука будет определяться:

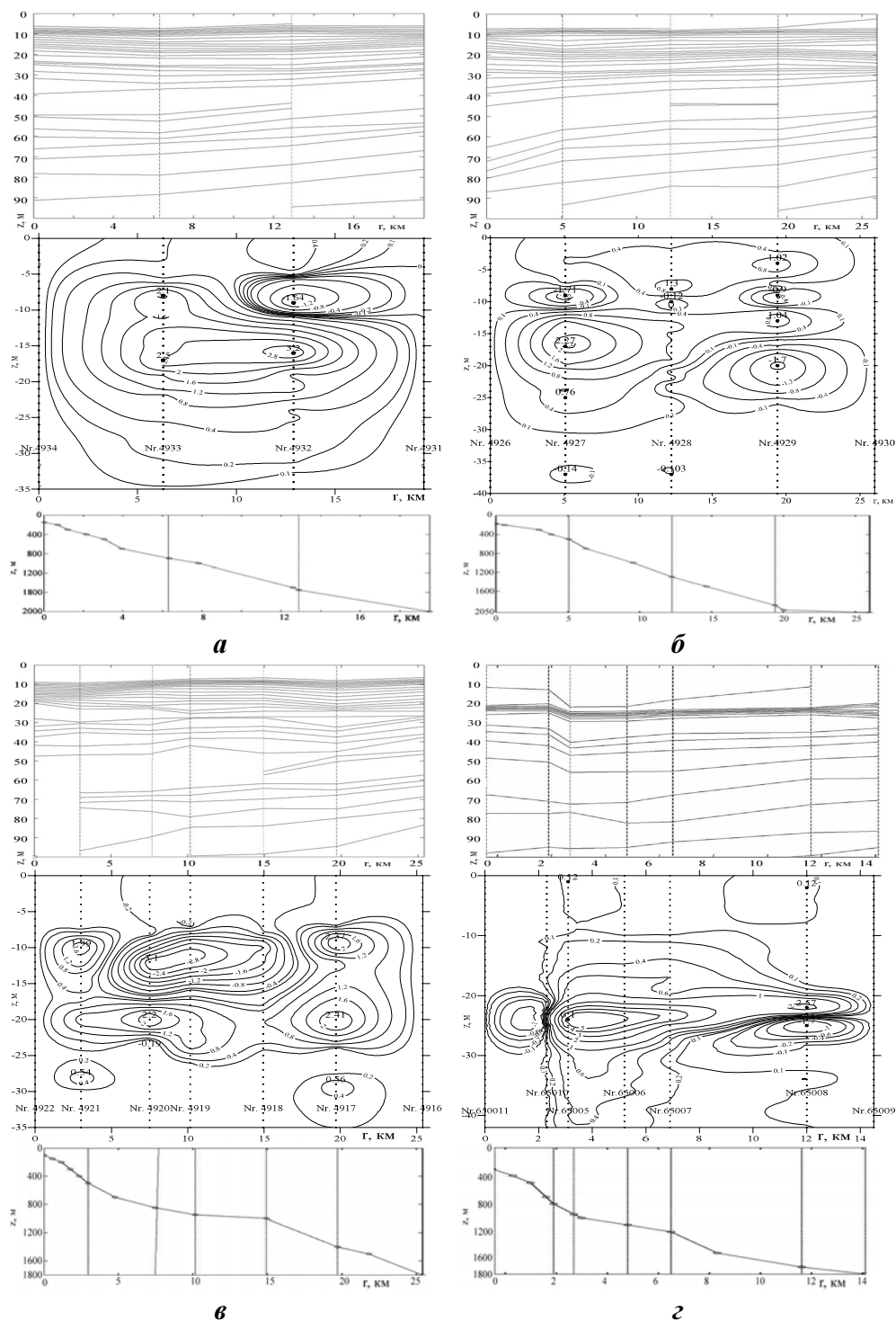
$$\begin{aligned} \Delta c &= c[(t^o + \Delta t), (S^o + \Delta S), z] - c^o(t^o, S^o, z) = \\ &= 4,6\Delta t - 0,055(2t^o\Delta t + \Delta t^2) + 0,00029(3(t^o)^2\Delta t + 3t^o\Delta t^2 + \Delta t^3) + 1,34\Delta S - \\ &\quad - 0,01t^o\Delta S - 0,01\Delta t(S^o - 35) - 0,01\Delta t\Delta S. \end{aligned} \quad (2)$$

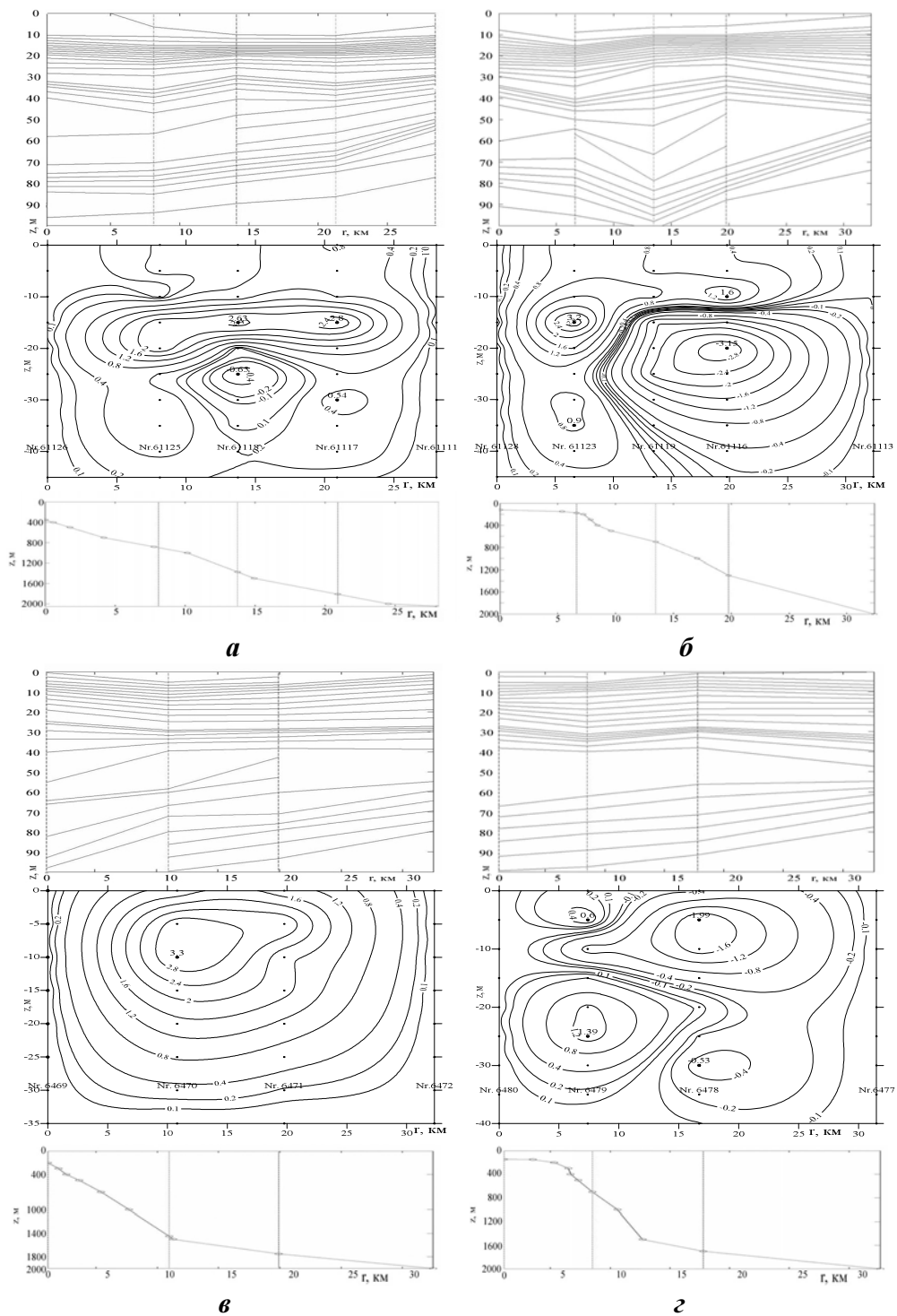
Пренебрегая членами второго и третьего порядка малости, выражение (2) можно переписать:

$$\begin{aligned} \Delta c \approx & 4,6\Delta t - 0,11t^o\Delta t + 0,87 \cdot 10^{-3}(t^o)^2\Delta t - 0,01(S - 35)\Delta t + \\ & + 1,34\Delta S = \Delta t(4,95 - 0,11t^o + 0,87 \cdot 10^{-3}(t^o)^2 - 0,01S^o) + 1,34\Delta S. \end{aligned} \quad (3)$$

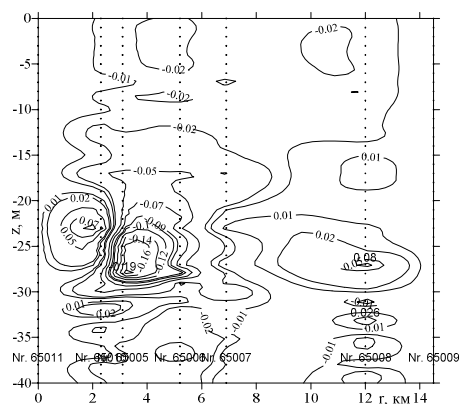
Аномалия Δc линейно зависит от ΔS и Δt , причём вклад последней (при характерных значениях $S^o = 17 - 19$ ‰, $t^o = 8 - 13$ °C) в 2,6 – 3,0 раза больше. То, что Δc существенно зависит не только от Δt , но и от ΔS и предопределяет неоднозначность преобразования $\Delta c \rightarrow \Delta t$. Если бы на любом горизонте плотность воды оставалась неизменной, то можно было бы учесть соотношение между аномалиями ΔS и Δt (повышение солёности на $\Delta S = 1$ ‰ изменяет плотность так же, как и понижение температуры на $\Delta t \approx 3,3$ °C) и получить однозначную зависимость Δt от Δc . Но плотность воды на горизонте в области ОЧТ меняется существенно, что и естественно для динамических процессов. Поэтому приходится специально рассмотреть вопрос изменчивости полей солёности в области ОЧТ и их влияния на изменчивость полей скорости звука.

В рассмотренных ниже разрезах (рис.1 – 3) максимальные значения аномалии поля температуры Δt_{\max} менялись от + 0,83 до + 6,1 °C, в то время как максимальные значения аномалии поля солёности ΔS_{\max} менялись от – 0,28 до + 0,39 ‰. Обычно в разрезе наблюдались как положительные, так и отрицательные значения аномалии солёности (рис.4). Среднее по всем разрезам значение аномалии солёности весьма мало и отрицательно. На каждом из разрезов отношение $|\Delta S_{\max}/\Delta t_{\max}|$ составляло от 0,03 до 0,24, в среднем $\sim 0,1$. Это говорит о малом (в среднем 3 %, максимум 8 % (3)) влиянии аномалии солёности ΔS на аномалию скорости звука Δc . Характерной особенностью аномалий полей солёности ΔS является их практически полная некоррелированность с аномалиями полей температуры Δt . Это позволяет рассматривать эти поля как случайные, по отношению к полям Δt , формирующие случайную разнознаковую ошибку в соотношениях между Δt и Δc и при восстановлении аномалии поля Δt по аномалии Δc . Эту ошибку надо принимать как ошибку метода. Для разрезов рис.1 и 2, z , для которых ниже проводилось восстановление поля Δt , максимальные значения аномалий





Р и с. 3. Изолинии поля (вверху), аномалии поля температуры в разрезе ОЧТ (посередине), профиль дна (внизу): НИС «Проф. Колесников», рейс 6-2, 14 августа 1983г., ст.61111, 6117, 61118, 61125, 61126 (а), ст.61113, 61116, 61119, 61123, 61128 (б), НИС «Вернадский», рейс 37-4, 9 июня 1988 г., ст.6469 – 6472 (в), 10 июня 1988 г., ст.6477 – 6481 (з).



Р и с. 4. Изолинии аномалии поля солёности в разрезе ОЧТ. НИС «Трепанг», рейс 18, 12 октября 1997 г., ст. 65011 – 65005.

ΔS и Δt составляли $-0,2\text{‰}$, $+0,83\text{ °C}$, $|\Delta S_{\max}/\Delta t_{\max}| = 0,24$ и $-0,19\text{‰}$, $+6,1\text{ °C}$, $|\Delta S_{\max}/\Delta t_{\max}| = 0,03$, что давало ошибку обратного преобразования $\Delta c \rightarrow \Delta t$, связанную с неучетом значений аномалии солёности, порядка 8 и 1 %.

Поле температуры в разрезе ОЧТ.

В предлагаемой схеме мониторинга ОЧТ поле температуры является результатом суммирования задаваемого опорного поля температуры и измеряемой аномалии поля. Опорное поле задаётся по результатам измерений вертикальных профилей температуры в начале и конце трассы и должно характеризовать состояние среды вне связи с ОЧТ. В свою

очередь, аномалия поля температуры должна отображать процессы, связанные с ОЧТ, переносом течением вод с другими значениями температуры.

В зону южного берега Крыма течение переносит воды из юго-восточной части Чёрного моря (ЮВЧМ), где во все сезоны и почти на всех глубинах температура воды выше. Согласно [17], разница температур на поверхности в районах ЮВЧМ и Ялты достигает $\sim 0,4\text{ °C}$ в феврале, $\sim 3,0\text{ °C}$ в мае, $\sim 2,0\text{ °C}$ в августе и $\sim 1,0\text{ °C}$ в ноябре. Согласно [18], среднегодовые разницы температуры воды в этих районах составляют на поверхности $-1,5\text{ °C}$, на глубине 15 м $-0,9\text{ °C}$, на глубине 35 м $-0,5\text{ °C}$ и на глубине 75 м – менее $0,1\text{ °C}$. Помесячная разница значений температуры воды в районах ЮВЧМ и Ялты на поверхности и на глубине 20 м составляет от 0,3 до 3,0 °C , на глубине 50 м она значительно, до 10 раз, меньше [19].

Следует отметить, что в районах Ялты и ЮВЧМ различны характеристики верхнего квазиоднородного слоя и термоклина [17]. Толщина ВКС весной и в начале лета больше у Ялты, в конце лета и осенью больше в ЮВЧМ, но в среднем за год они примерно равны. Толщина термоклина заметно больше в районе Ялты – до 50 – 70 м в период с марта по декабрь по сравнению с менее 30 – 50 м в те же месяцы в ЮВЧМ. Эти отличия определяют обычно большее значение глубины нахождения ядра ХПС в случае Ялты. При этом можно ожидать, что в эти месяцы на глубинах 50 м и более температура воды в районе Ялты будет не ниже, чем в ЮВЧМ. В этих случаях наблюдаемая в районе Ялты аномалия поля температуры, связанная с ОЧТ и переносом тёплых вод из района ЮВЧМ, будет располагаться в области глубин от поверхности до 50 м и её нижняя граница будет находиться в области глубин термоклина. Максимум аномалии температуры тоже можно ожидать в области глубин термоклина, где из-за больших вертикальных градиентов разница температур исходной фоновой и приносимой аномально тёплой вод будет максимальной. При этом изменение глубин расположения термоклина в районе Ялты и должно характеризовать вертикальный размер ядра аномалии поля температуры ОЧТ.

Аномалия поля температуры будет меняться во времени, принимая

наибольшие значения в весенне-летний и наименьшие в зимний гидрологические сезоны. В силу того, что наибольшие температура и аномалия поля температуры отождествляются с массами воды, движущимися с максимальной скоростью (и поэтому отдающими меньше тепла), аномалия поля температуры будет характеризовать положение стержня ОЧТ на трассе зондирования и, в определённой степени, его ширину.

Для оценки характеристик аномалий полей температуры, связанных с ОЧТ, и их положения относительно рельефа дна нами были рассмотрены результаты гидрологических съёмки (вертикальные разрезы температуры и солёности), выполненные в районе южного берега Крыма в разные годы, в разные сезоны. Результаты брались из баз данных [20, 21]. Использовались результаты измерений в разрезах в районах ОЧТ, выполненные поперёк потока или под углом к нему, при глубинах моря от 100 – 150 до 1700 – 2000 м, с числом станций в разрезах не менее четырёх и при минимальных интервалах измерений на станциях. Некоторые из этих результатов – изолинии поля температуры в разрезах, изолинии аномалий поля температур этих разрезов до глубины 40 м, где величины аномалий существенны, и профили дна, – представлены на рис.1 – 3. Аномалии поля температуры этих разрезов в области глубин от 40 до 100 м значительно, в 5 – 10 раз, меньше, чем в верхнем слое. На глубинах более 100 м аномалии поля температуры ещё меньше. Поэтому влияние этих аномалий на аномалии времён распространения и на решение задачи восстановления поля будем считать малым.

Анализ приведенных на рис.1 – 3 изолиний аномалий поля температур показывает их большое разнообразие и большие отличия. В большинстве случаев аномалия поля температуры оказывается характерно выраженной с абсолютным преобладанием в аномальном поле положительных значений, связанных с ОЧТ (рис.1; 2, а, г; 3, а, в). В других случаях аномалия поля температуры представляет собой сочетание нескольких положительно- и отрицательно-аномальных областей (рис.2, б; 3, б, г). Но иногда возможны ситуации, когда аномалия поля температуры представляет более сложную картину и состоит из ряда положительно и отрицательно-аномальных областей, как малого, так и большого размера, в том числе слоистого типа (рис.2, в).

Аномалии поля (рис.1 – 3) являются разницей фактических и опорных полей температур. Поэтому эти аномалии поля, размеры их аномальных областей, знаки и величины аномалий определяются как характеристиками фактических полей температур, так и характеристиками опорных полей, задаваемых двумя профилями температуры в начальной и конечной точках трассы. Изменчивость этих профилей приводит к изменчивости опорных полей и аномалий полей. При этом в определённых случаях положительная аномалия температуры, связанная с ОЧТ, может быть «не видна» на фоне завышенных значений опорного поля температур. Фактически аномалии поля являются относительными – относительно изменяющегося опорного поля. Поэтому значительная изменчивость опорных профилей температуры будет приводить к значительной изменчивости аномалии поля.

Однако изменения характеристик среды в начале и (или) конце трассы зондирования, приводящие к изменениям опорного поля, имеют меньший, по сравнению с длиной трассы, пространственный масштаб и на большей части трассы изменения фактического поля температур оказываются не свя-

занными с изменениями опорного поля. На этой части трассы изменение опорного поля будет сильно влиять на аномалию поля, но слабо влиять на разницу значений аномалии поля – независимость относительной аномалии поля от опорного поля. Свойство независимости относительной аномалии позволяет перестроить все поля аномалий температуры в формате разностных, однознаковых аномалий, что упрощает их анализ и лучше отображает аномалию поля, связанную с ОЧТ.

В рассматриваемых разрезах относительные аномалии поля температур связаны с различными гидрологическими, гидродинамическими и метеорологическими процессами и явлениями. Но при протяжённости разрезов от 16 до 32 км (поперёк потока от 16 до 25 км), поперечном размере стержня ОЧТ около 20 км и значительной аномальности температур вод потока, аномалия поля на трассе в первую очередь будет определяться именно водами потока ОЧТ. При этом положение максимума относительной аномалии температуры можно отождествлять с положением стержня ОЧТ, что позволяет давать оценку положения потока на трассе зондирования относительно глубин и рельефа дна. Последнее позволяет оценивать возможности и эффективность решения задачи акустического лучевого зондирования ОЧТ, его горизонтального лучевого сканирования и локализации в пространстве. На девяти рассматриваемых разрезах (рис.1 – 3) положение стержня ОЧТ и максимума аномалии температуры можно соотнести с глубинами 1700; 1500; 600; 1500; 1000; 500; 1600; 1400 и 700 м. В ряде из этих случаев, когда глубина под стержнем превышает ~1000 м, а свал глубин (уклон дна) не «очень» велик, задача акустического лучевого зондирования и восстановления поля температуры ОЧТ могла бы иметь решение.

Приведенные на рис.1 – 3 аномалии поля температуры позволяют еще и оценить ухудшение точности восстановления. Максимальные аномалии температуры на этих рисунках составляют + 3,2 °С при $t^o = 17$ °С и – 3,2 °С при $t^o = 14$ °С (рис.3, б) и + 6 °С при $t^o = 11$ °С (рис.2, з). Этим значениям аномалии температур соответствуют значения аномалий скорости звука + 9,6; – 11,3 и + 20,4 м/с. При таких значениях аномалий скорости звука и весьма малых вертикальных размерах аномальных областей у пологих лучей, используемых для вертикального сканирования, могут возникать значительные искажения формы, приводящие как к энергетическим потерям (расфокусировка [1, 8, 15]), так и к ухудшению точности восстановления поля. При меньших аномалиях температур искажения формы лучей будут меньше, а точность восстановления – выше. Для крутых лучей, используемых для горизонтального сканирования неоднородностей, искажения формы будут незначительными и точность восстановления не будет существенно ухудшаться.

Численное моделирование задач восстановления поля температур ОЧТ. Для восстановления поля температуры в сечении ОЧТ наиболее эффективным представляется использование вертикального и горизонтального лучевого сканирования [8, 11] и восстановление вертикального и горизонтального профилей аномалий поля. Вертикальное сканирование подповерхностного слоя в летний гидрологический сезон крайне затруднено. Но и особой необходимости в решении этой задачи нет, так как аномалия сосредоточена в основном в интервале глубин термоклина. Кроме того, в интерва-

ле глубин нахождения аномалии температуры скорости течения меняются мало и неточное знание ее вертикального профиля мало сказывается на точности решения задачи тепломассопереноса. В зимний гидрологический сезон складывается иная ситуация – возрастает толщина верхнего квазиоднородного слоя и область глубин, в которой величины аномалий поля температур существенны. В этой области глубин изменения скорости течения уже более значительны. Наиболее просто задача вертикального сканирования решается в случаях, когда минимум скорости звука находится на поверхности (что бывает зимой). В приведенных данных зимнего разреза (рис.1) этот минимум не лежит на поверхности и меняет глубину по длине трассы. Горизонтальная изменчивость гидрологических условий крайне усложняет распространение и идентификацию лучей. Но такие условия зимой возникают часто и поэтому рассмотрение этой задачи представляет большой интерес.

Горизонтальное сканирование аномалии поля требует использования крутых лучей, отражающихся от поверхности. В летний гидрологический сезон, когда скорость звука на поверхности больше, чем у дна, это будут лучи, отражающиеся от дна. Отражения от дна приводят к дополнительным потерям распространения и ослаблению сигналов. В другие сезоны такие лучи могут не иметь отражений от дна. Горизонтальное сканирование и локализация аномалии в пространстве требуют использования лучей с длинами циклов, превышающими горизонтальный размер аномалии. Поэтому эта задача решается легче, если размер ядра аномалии температуры $L_{я}$ (определяемый, например, по уровню $\Delta t = 0,5\Delta t_{\max}$) меньше, а глубины моря под ядром $z_{я}$ больше (что позволяет использовать лучи с большими длинами циклов). С этих позиций задача горизонтального сканирования должна решаться проще для аномалий рис.1 ($L_{я} \sim 9$ км, $z_{я}$ от 1000 до 1800 м), рис.2, в ($L_{я} \sim 5$ км, $z_{я} = 800 - 1200$ м), рис.3, а ($L_{я} \sim 5$ км, $z_{я} = 1200 - 1600$ м), рис.2, а ($L_{я} \sim 11$ км, $z_{я} = 800 - 1700$ м) и рис.3, в ($L_{я} = 17$ км, $z_{я} = 800 - 1800$ м). Первые две из указанных аномалий и будут использованы при рассмотрении возможностей восстановления поля температуры при акустическом лучевом зондировании.

Восстановление аномалии поля температуры для зимнего разреза.

Глубина места первой станции (ст.5836, 150 м), приведенного на рис.1 разреза, и малый уклон дна не позволяют решать задачу горизонтального сканирования аномалии поля с помощью лучей с большими глубинами заворота (с большими длинами циклов). Поэтому начало трассы зондирования нужно выбрать в точке с большей глубиной моря. Такой точкой может быть принята следующая ст.5835 с глубиной места 500 м. При этом конечной точкой трассы будет ст.5832 с глубиной места 2000 м. Изменение начальной точки трассы и начального вертикального профиля температуры приведет к изменению опорного поля температуры и аномалии поля температуры (рис.5, б). Вид и характер новой аномалии поля (рис.5, б) мало отличается от старой (рис.1, з).

Схема горизонтального лучевого сканирования приведена на рис.5, а. Излучатель расположен в начале трассы на глубине $z_{из} = 500$ м. Расположенные в конце трассы в интервале глубин от 100 до 1700 м 13 гидрофонов обеспечивают приём сигналов лучей, точки отражения от поверхности которых имеют шаг по дальности $\Delta r = 1$ км и покрывают почти всю длину трассы. На рис.5, б показано пересечение аномалии поля температуры

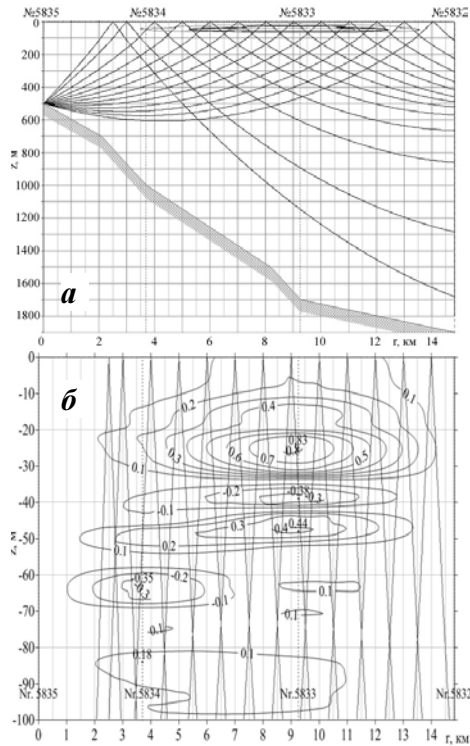


Рис. 5. Схема горизонтального сканирования (а); пересечение аномалии поля опорными лучами (б).

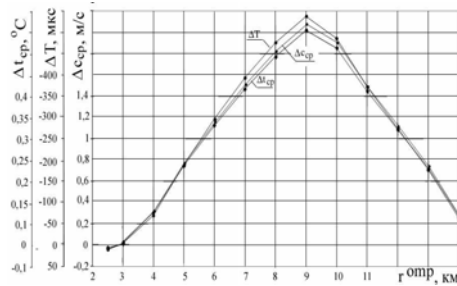


Рис. 6. Зависимость аномалии времени ΔT и средних значений скорости звука Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} от расстояния.

$$\Delta T \approx - \int_{\Gamma_m^0} c^{-2} \Delta c ds. \quad (4)$$

Эта аномалия времени определяется характером аномалии Δc , значением скорости звука c и длиной пути луча в аномальной области Δs . Значения скорости звука в интервале глубин 0 – 40 м меняются мало, и можно принять среднее по интервалу значение, $c_{cp} = 1464$ м/с. В этой области глубин траектории лучей представляют собой отрезки практически прямых линий (рис.5, б) и с хорошим приближением интеграл можно заменить произведением:

опорными лучами при ее горизонтальном сканировании [8, 11]. Длины пути этих лучей в аномальной области (в интервале глубин до 40 м) составляют ~ 500 м, что значительно меньше ее горизонтального размера ($L_{0,5} \sim 7,0$ км) и обеспечивает хорошее разрешение по дальности. Точки отражения от поверхности аномальных лучей сдвинуты относительно опорных не более чем на 0,2 км, что при шаге сканирования $\Delta r = 1,0$ км мало влияет на точность восстановления. Значения времён распространения сигналов опорных лучей T^o и времён аномальных лучей T^a при горизонтальном сканировании приведены в табл.1. Здесь же указаны значения аномалий времён распространения $\Delta T = T^a - T^o$, интервал дальностей Δr , в пределах которого луч находится в интервале глубин от 0 до 40 м, и длина пути Δs луча в этом интервале глубин, углы выхода лучей χ_u^o и глубины точек приема z_{np} . На рис.6 приведен график зависимости аномалии времени распространения от положения точек отражения лучей на длине трассы.

Аномалии времён ΔT позволяют восстановить горизонтальный профиль аномалии скорости звука $\Delta c_{cp}(r)$ – среднее значение аномалии в интервале глубин 0 – 40 м. В приближении линейной инверсии, полагающей замену

$$\Delta T \approx -c_{cp}^{-2} \cdot \Delta c_{cp} \cdot \Delta s_{40}^o. \quad (5)$$

Используя аномалии времени сигналов лучей ΔT и длины аномальных участков траекторий Δs_{40}^o , можно определить средние по интервалу глубин $z = 0 - 40$ м значения аномалии скорости звука $\Delta c_{cp} = -\Delta T \cdot c^2 / \Delta s_{40}^o$. Зависимость $\Delta c_{cp}(r)$ приведена на том же рис.6 и в табл.1.

Значения Δc_{cp} позволяют получить средние в этом же интервале глубин значения аномалии температуры Δt_{cp} . Для этого можно воспользоваться уравнением (3). В этом случае при значениях температуры и солёности $t^o = 8,44$ °С, $S = 18,2$ ‰ и аномалии солёности $\Delta S = 0$ ‰ выражение для Δc примет вид

$$\Delta c \approx \Delta t(4,6 - 0,928 + 0,062 + 0,168) = 3,902\Delta t. \quad (6)$$

Откуда следует, что $\Delta t = \Delta c / 3,902$. Для разных дальностей точек отражения от поверхности средние в интервале глубин 0 – 40 м аномалии температуры Δt_{cp} , вычисленные по формуле (6), приведены в табл.1 и на графике рис.6. Эти значения средних аномалий температуры хорошо согласуются с усреднёнными по длине каждого из лучей значениями аномалии поля температуры (рис.5, б). Кривая $\Delta t_{cp}(r)$ (рис.6) является результатом сканирования среды крутыми лучами и представляет собой горизонтальный разрез аномалии её поля.

Сложнее обстоит дело с вертикальным сканированием аномалии поля температуры. Как фактические профили скорости звука в четырёх сечениях трассы зондирования (рис.7), так и расчетные, опорные, демонстрируют большую «изрезанность» по вертикали (наличие локальных волноводных и антиволноводных областей) и большую изменчивость от профиля к профилю по горизонтали. Причём глубина оси основного канала меняется по длине трассы от 81 м в её начале до 51 м в её конце. При сложном характере профилей скорости звука, когда идентифицируется только малое число из

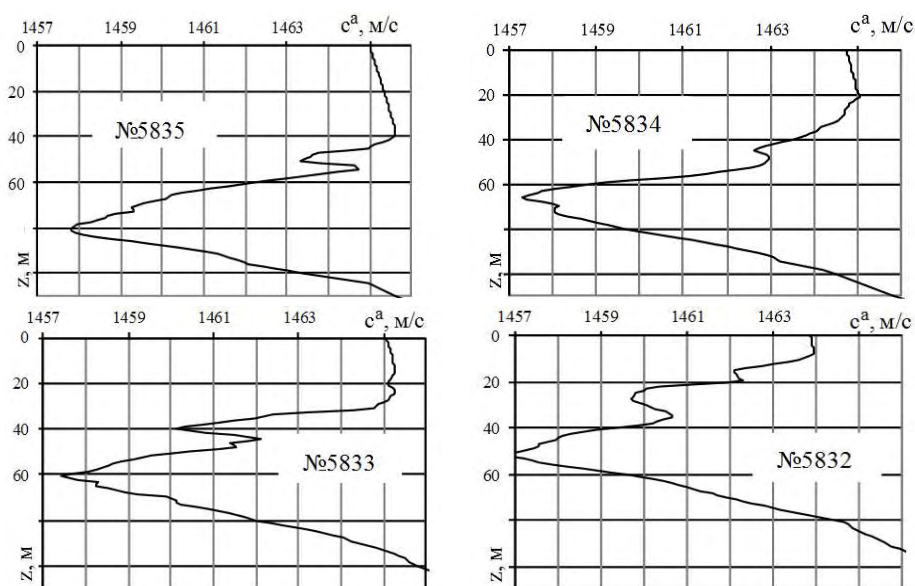


Рис. 7. Профили скорости звука. НИС «Колесников», 31 рейс, 12 января 1994 г., ст.5835 – 5832,

Таблица 1.

$r_{ВТЗ}$, км	χ_u^o , °	z_{np} , м	T^o , мкс	Δr_{40}^o , м	Δs_{40}^o , м	T^a , мкс	ΔT , мкс	Δc_{cp} , м/с	Δt_{cp} , °С
2,5	- 10,08	1681	10110025	357,8	366	10110036	10,6	- 0,061	- 0,015
3	- 8,010	1284	10096281	409,7	418	10096276	- 4,4	0,022	0,005
4	- 5,258	853,6	10088923	487,5	494	10088852	- 70,1	0,303	0,077
5	- 3,468	655,8	10087828	533,9	540	10087640	- 188	0,745	0,191
6	- 2,173	561,0	10087556	558,5	564	10087260	- 295	1,123	0,287
7	- 1,169	514,2	10087313	568,3	574	10086920	- 393	1,466	0,375
8	- 0,352	484,7	10086985	569	574	10086510	- 475	1,772	0,454
9	0,335	458,6	10086496	564,2	570	10085959	- 537	2,018	0,517
10	0,934	424,1	10085529	555,3	562	10085045	- 484	1,851	0,474
11	1,486	375,5	10083688	545,5	552	10083315	- 372	1,446	0,370
12	1,988	311,2	10080603	534,8	540	10080329	- 273	1,083	0,277
13	2,427	228,5	10075705	524	530	10075528	- 176	0,714	0,183
14	2,893	122,7	10067878	511,9	518	10067813	- 64,7	0,267	0,068

ряда возможных лучей, не будет давать результата метод восстановления вертикального профиля аномалии, успешно использовавшийся для случаев гладких профилей [8, 11]. При этом могут быть получены только оценки характера вертикальной структуры аномалии поля. Эти оценки можно дать по характеристикам опорных лучей, аномалиям времён распространения им соответствующих аномальных лучей (табл.2) и с учетом горизонтального разреза аномалии (рис.6).

Глубины z_m^+ верхних точек заворота опорных лучей с числом циклов N_y 10,5; 10 и 8,8 и слабоположительные аномалии времен распространения ΔT позволяют предполагать наличие слабоаномальной области отрицательной температуры вблизи оси канала на втором-третьем километрах трассы. Изменение аномалии ΔT от почти нулевой до слабо отрицательной для лучей с N_y 8,8 и 6,7 и глубины их точек заворота говорят о присутствии на 9-м километре трассы в интервале глубин от $z_m^+ = 50$ м до 34 м области положительных аномалий температуры.

Уменьшение глубин заворота до 22 м (лучи с N_y 5,6 и 5,5) и до 20 м (лучи с N_y 5,0 и 4,8) и увеличение отрицательных зна-

Таблица 2.

N_{η}	χ_u^o	T^o , мкс	T^a , мкс	ΔT , мкс
4	5,329	10146189	10142996	- 3193
4	- 5,59	10145491	10142283	- 3208
4,5	5,260	10148629	10145539	- 3090
4,5	- 5,36	10148433	10145761	- 2671
4,8	4,746	10150009	10148019	- 1990
5	- 5,12	10150936	10148736	- 2200
5,5	- 4,84	10152511	10151045	- 1466
5,5	4,557	10153818	10152836	- 1306
5,6	4,581	10154112	10153093	- 1019
6,7	- 4,22	10156427	10155870	- 556
8,8	2,856	10160723	10160807	84
10	2,139	10162233	10162899	665
10	- 2,17	10162051	10162773	721
10,5	- 2,12	10162413	10163327	914

чений аномалии ΔT говорит об увеличении положительной аномалии температуры к поверхности. У лучей $N_{\eta} = 4,5$ верхние точки заворота поднимаются до 13 м и аномалии времени растут, а у лучей $N_{\eta} = 4,0 - 11$ м и аномалии ΔT перестают расти. Это говорит о том, что для двух последних лучей аномалия времени достигла своего предела и глубины точек заворота этих лучей определяют верхнюю границу аномальной области. Нижнюю границу этой области определяют верхние точки заворота $z_m^+ = 34$ м луча $N_{\eta} = 6,7$, для которого

проявился значительный рост аномалии времени.

Таким образом, основную аномальную область можно оценить интервалом глубин 11 – 34 м и интервалом дальностей на трассе 5,5 – 12,5 км. Приведенные выше значения аномалий времени, от - 2,67 до - 3,21 мс, при длинах траекторий этих лучей в указанной аномальной области, ~ 3,0 км, позволяют оценивать среднее значение аномалии температуры в ядре величиной 0,55 °С, что весьма близко к фактическому.

Восстановление аномалии поля температуры для осеннего разреза.

В приведенном на рис.2, *г* разрезе скорость звука на поверхности имеет то же значение, что и на глубине ~1450 м, и от поверхности будут отражаться только лучи, имеющие большие глубины заворота. Чтобы обеспечить формирование таких лучей без отражения от дна излучатель необходимо расположить с глубоководной стороны трассы на глубине более 1450 м, а приемные гидрофоны – по длине трассы на дне. Схема горизонтального сканирования приведена на рис.8, *а*.

Пересечение аномалии поля температуры опорными лучами показано на рис.8, *б*. Значения времён распространения сигналов опорных лучей T^o и аномальных лучей T^a , в зависимости от дальности их точек отражения, $r_{отр}$, приведены в табл.3. В этой же таблице указаны значения аномалий времён $\Delta T = T^a - T^o$ и средних по интервалу глубин 0 – 40 м значений аномалий скорости звука Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} , интервал дальностей Δr_{40}^o , в пределах которого луч находится в интервале глубин от 0 до 40 м, и длина пути Δs_{40}^o луча в этом же интервале глубин, а также координаты приёмных гидрофонов, расстояние от начала трассы, $r_{пр}$, и глубина $z_{пр}$, и углы выхода опорных лучей χ_u^o . Графики зависимости от расстояния аномалии времени ΔT и средних по интервалу глубин значений аномалии скорости Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} приведены на рис.8, *в*. Значения аномалий скорости звука вычислялись в соот-

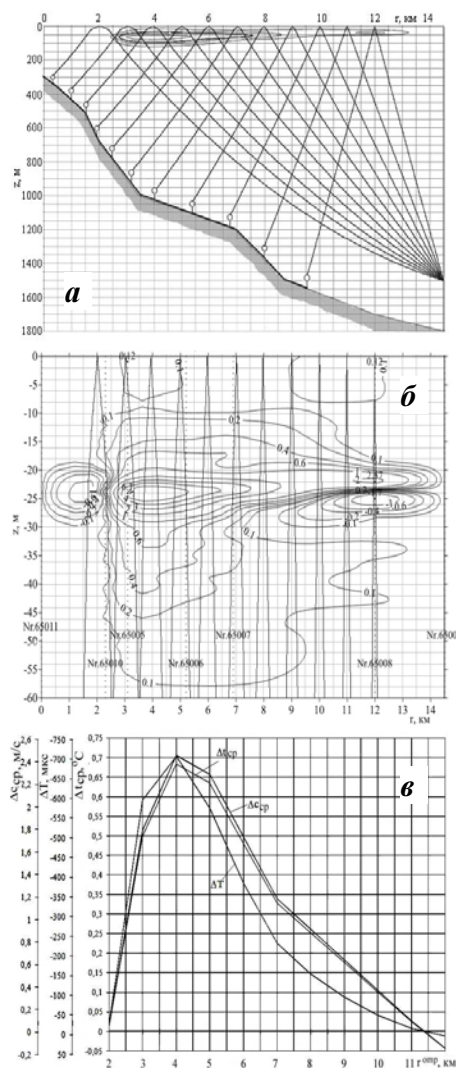


Рис. 8. Схема горизонтального сканирования (а); пересечение аномалии поля опорными лучами (б); зависимость аномалии времени ΔT и средних значений скорости звука Δc_{cp} и температуры Δt_{cp} от расстояния (в).

отличаются. Но эти отличия малы и связанная с ними дополнительная аномалия времени (и температуры) будет крайне малой – менее $0,02^\circ\text{C}$. В-четвертых, форма луча в верхнем 40 м слое отличается от прямолинейной (на глубине термоклина он претерпевает «излом», рис.8), его уже нужно аппроксимировать двумя отрезками прямых линий. Аномалия времени будет определяться уже двумя элементами пути луча Δs_1 и Δs_2 (выше и ниже границы излома) и двумя средними значениями аномалий Δc_{cp1} и Δc_{cp2} , уже не применима формула (5). Эту ошибку в значительной степени можно учесть.

ветствии с формулой (5) $\Delta c = \Delta T \cdot c_{cp}^2 / \Delta s$, где $c_{cp} = 1479,8$ м/с, а значения аномалий температуры – по формуле (3), которая при $t^\circ = 11^\circ\text{C}$, $S = 18,0\text{‰}$ и $\Delta S = 0\text{‰}$ принимает вид $\Delta t = \Delta c / 3,579$.

Приведенные в табл.3 и на рис.8, в значения восстановленных аномалий температуры, $\Delta t_{cp}(r)$, оказались заметно меньше фактических, измеренных в аномальном поле (рис.8, б): $0,02^\circ\text{C}$ в сечении трассы $r = 2,3$ км, $+0,96^\circ\text{C}$ при $r = 3,1$ км, $+0,87^\circ\text{C}$ при $r = 5,2$ км, $+0,54^\circ\text{C}$ при $r = 6,9$ км и $+0,09^\circ\text{C}$ при $r = 12,0$ км. При этом ошибка восстановления на некоторых дальностях (4; 5 и 6 км) достигает $0,22 - 0,24^\circ\text{C}$, что составляет (25 – 30) % значений аномалий температуры. Эта ошибка определяется рядом причин. Во-первых, предположение, что аномалия поля в интервале глубин более 40 м пренебрежимо мала и не оказывает влияния на время распространения, не является строгим. Так, средние значения фактических аномалий температур в интервале глубин от 40 м до дна, приведенные к интервалу глубин 40 м, в разных точках трассы составляют до $-0,1^\circ\text{C}$. Но это ошибка принимаемого приближения вертикального профиля аномалии и устранить её невозможно. Во-вторых, при обратном преобразовании $\Delta c \rightarrow \Delta t$ не учитывалась аномалия солености, $\Delta S = -0,19\text{‰}$, занижающая оценку Δt на $\sim 1\%$. Но это ошибка метода и учесть ее невозможно. В-третьих, форма и пространственное положение опорного и аномального лучей

Таблица 3.

$r_{опр}, \text{ км}$	$\chi_u^o, ^\circ$	$z_{np}, \text{ м}$	$r_{np}, \text{ км}$	$T^o, \text{ мкс}$	$\Delta r^o_{40}, \text{ м}$	$\Delta s^o_{40}, \text{ м}$	$T^a, \text{ мкс}$	$\Delta T, \text{ мкс}$	$\Delta c_{cp}, \text{ м/с}$	$\Delta t_{cp}, ^\circ\text{C}$
2	- 2,89	320	0,135	9778262	833	836	9778242	- 20,3	0,053	0,014
3	- 3,77	400	0,782	9361913	720	724	9361322	- 591	1,785	0,498
4	- 4,76	495	1,349	8987788	625	630	8987084	- 704	2,445	0,683
5	- 5,91	625	1,781	8715029	544	549	8714458	- 571	2,274	0,635
6	- 7,25	755	2,314	8376109	474	480	8375732	- 378	1,721	0,480
7	- 8,86	895	2,943	7976793	410	417	7976567	- 226	1,174	0,328
8	- 10,86	1020	3,838	7403671	350	359	7403523	- 148	0,902	0,252
9	- 13,44	1095	5,130	6569929	294	304	6569842	- 87,7	0,630	0,176
10	- 16,94	1170	6,560	5659972	240	252	5659931	- 41,6	0,360	0,100
11	- 22,03	1355	7,856	4884050	186	202	4884042	- 8,5	0,091	0,025
12	- 30,12	1549	9,414	4003074	133	155	4003085	11,1	- 0,156	- 0,043

Глубину излома и длины участков траекторий Δs_1 и Δs_2 в первом приближении можно взять из опорных лучей. Расчёт вертикального профиля аномалии (при вертикальном сканировании) позволяет уточнить эти значения и учесть характер аномалии поля в верхнем и нижнем слоях. Априори известно, что верхний 10 м слой воды квазиоднородный (что следует из опорных профилей в начале и конце трассы), и величины аномалий поля в этом слое, Δt_{cp}^{10} , крайне малы. Это позволяет принять трёхслойную модель аномалии поля, с верхним неаномальным слоем, $\Delta z_1 = 10$ м, $\Delta t_{cp}^{10} = \Delta t_{1cp} \approx 0$, верхним аномальным слоем, Δt_{2cp} , Δz_2 от 10 до 24 м (средняя глубина термоклина) и нижним аномальным слоем, Δt_{3cp} , Δz_3 от 24 до 40 м, и полагая в первом приближении $\Delta t_{2cp} = \Delta t_{3cp}$ и $\Delta c_{2cp} = \Delta c_{3cp}$ учесть большую часть ошибки, связанной с «изломом» луча. Известные значения длин пути луча в неаномальном слое $r_1^{изл}$ и $r_1^{лин}$, $r_1^{изл} - r_1^{лин} = \Delta r_1$ и общая длина пути в 40 м слое r_0 позволяют оценить относительное уменьшение аномалии времени для разных лучей

$$\begin{aligned} \delta\Delta T / \Delta T^{лин} &= & (7) \\ &= -\Delta c_{2cp} \Delta r_1 / 0,75 r_0 \Delta c_{2cp} = \\ &= -4\Delta r_1 / 3r_0 \end{aligned}$$

и определить коэффициенты пересчета,

$$\begin{aligned} K_{II} &= 1 / (1 + \delta\Delta T / \Delta T^{лин}) = \\ &= \Delta T^{лин} / \Delta T^{изл}, \end{aligned}$$

позволяющие улучшить точность восстановления горизонтального профиля (табл.4).

Таблица 4.

r_{omp} , км	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$-\delta\Delta T/\Delta T, \%$	25,6	12,9	9,9	8,6	7,5	5,7	4,8	4,0	3,4	1,8	1,8
K_n	1,35	1,15	1,11	1,09	1,08	1,06	1,05	1,04	1,03	1,02	1,02
$\Delta t_{cp}, \text{ }^\circ\text{C}$	0,02	0,57	0,76	0,69	0,52	0,35	0,27	0,18	0,10	0,03	-0,05

В случае осеннего разреза вертикальные профили и в опорном, и в аномальном полях меняются мало, при практически неизменной глубине оси канала, что упрощает задачу идентификации лучей. Но условия канального распространения – однозначность траекторно-временных соотношений и временные интервалы между сигналами – позволяют использовать для сканирования только лучи, максимальные глубины верхних точек заворота которых z_m^+ меньше 23,5 м для опорных и меньше 27,8 м для аномальных. Минимальные глубины заворота этих лучей определяются условиями верхнего перемешанного слоя и могут достигать 10 м. Эта область глубин аномалии поля, $z = 10 - 28$ м, и поддается вертикальному сканированию.

Схема вертикального лучевого сканирования предполагает одну точку излучения, $z_u = 200$ м, располагаемую на дальности 2,3 км трассы горизонтального сканирования, и много точек приёма на расстоянии $r = 12,2$ км от нее (в конце трассы, $r = 14,5$ км). Положение и пути опорных лучей в аномальной области показаны на рис.9. Характеристики этих лучей, угол выхода χ_u^o , глубина точки приёма z_{np} , глубина z_m^{o+} и дальность r_{BTZ} верхней точки заворота, время распространения T_m^o , характеристики им соответствующих аномальных лучей z_m^{a+} , T_m^a , и аномалии времени ΔT_m приведены в табл.5. Зависимость $\Delta T_m(z_m^{o+})$ и форма опорных лучей (рис.9) качественно характеризуют вертикальный разрез аномалии поля и нахождение её ядра в интервале глубин 24 – 21 м, где увеличение аномалии времени при изменении глубины, $d(\Delta T_m)/dz_m$, максимально.

Восстановление вертикальных профилей скорости звука (аномалии скорости звука) производилось в шести сечениях трассы (0,7; 1,7; 2,7; 4,7; 8,7; 9,7 км) аналогично тому, как это делалось в работах [8, 11]. На глубинах, равных глубинам верхних точек заворота лучей (начиная с максимальной) значения аномалии скорости звука задавались в разных сечениях (на разных дальностях) в соответствии с горизонтальным профилем аномалии $\Delta c_{cp}(r)$ (рис.8, в) так, чтобы времена распространения по этим лучам T_m^o были равны временам распространения T_m^a соответствующих аномальных лучей (табл.5).

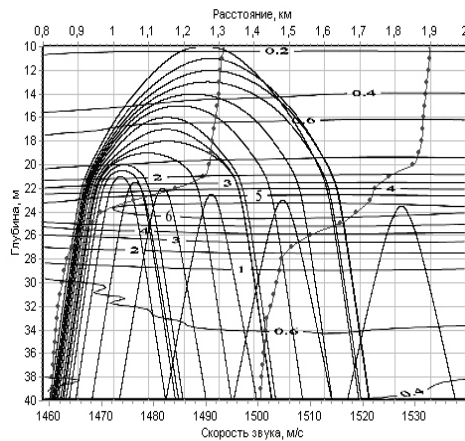
При восстановлении вертикальных профилей в связи с условиями термоклина процедура была уточнена. Из-за значительной разницы глубин заворота аномальных и опорных лучей (табл.5) значения скорости звука c_i принимались на глубинах заворота не опорных, как в [8, 11], а восстанавливаемых, расчётных лучей, z_m^o . Для нескольких первых расчётов, для которых расстояние по глубине между предыдущей точкой расчёта и глубиной восстанавливаемых лучей z_m^o составляло несколько метров, значения c_i принимались для глубин, больших, чем z_m^o , так, чтобы шаг восстановления профилей по глубине не превышал 1 м.

Таблица 5.

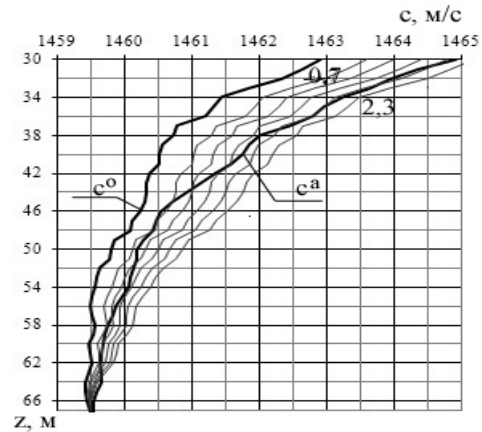
z_m^{o+} , М	χ_u^o , °	$r_{ВТЗ}$, КМ	z_{np} , М	T_m^o , МКС	z_m^{a+} , М	T_m^a , МКС	ΔT_m , МКС	z_m^{a+} , М
10	-9,948	1,26	1303,9	8308198	22,6	8306865	-1333	23,79
11	-9,865	1,28	1287,3	8307561	23,2	8306327	-1235	24,0
12	-9,812	1,28	1277,7	8307196	23,5	8306022	-1175	24,06
13	-9,768	1,27	1270,9	8306942	23,7	8305814	-1129	24,15
14	-9,727	1,23	1268,1	8306840	23,7	8305732	-1108	24,19
15	-9,677	1,19	1263,4	8306675	23,8	8305592	-1084	24,23
16	-9,612	1,15	1255,4	8306404	23,9	8305356	-1049	24,31
17	-9,52	1,15	1239	8305869	24,1	8304884	-985,6	24,45
18	-9,449	1,15	1225,7	8305448	24,2	8304514	-934,5	-
19	-9,403	1,1	1222,2	8305339	24,2	8304418	-921,4	24,55
20	-9,307	1,03	1210	8304991	24,3	8304092	-900,3	24,63
20,5	-9,186	1,02	1187,8	8304396	24,4	8303521	-876,3	-
21	-8,952	1,02	1145,2	8303354	24,6	8302506	-848,6	24,62
21,5	-8,402	1,06	1040,8	8301268	25,0	8300474	-794,5	24,92
22	-7,581	1,14	887	8299389	25,3	8298650	-739	25,26
22,5	-6,409	1,28	673	8299130	25,7	8298512	-618,1	25,71
23	-5,076	1,48	438,4	8302187	26,8	8301679	-509	26,06
23,5	-3,462	1,82	140,8	8312752	27,8	8312398	-353,7	26,31

Восстановление вертикальных профилей в рассматриваемых условиях представляет собой крайне сложную задачу. Во-первых, процесс восстановления в условиях высоких градиентов термоклина и малых изменений глубин верхних точек заворота лучей плохо сходится сам по себе. Во-вторых, сходимость этого процесса ухудшает некоторое не учитываемое отличие аномального и опорного полей на глубинах более 67 м (ось канала). В-третьих, принятая схема вертикального сканирования такова, что дальности верхних точек заворота различных сканирующих лучей различны (рис.9) и каждый последующий луч будет проходить по уже другой области ранее восстановленного поля. Но самую большую сложность при восстановлении представляет то обстоятельство, что для интервала глубин от оси канала, $z = 67$ м, до $z = 28$ м отсутствуют сканирующие лучи и восстановление значений скорости звука в этом интервале невозможно. Хотя значения аномалий скорости звука в указанном интервале глубин и невелики, но в этом интервале лучи проходят большую часть пути верхних полуциклов и формируется значительная часть аномалии времени. Это не позволяет без знания значений скорости звука на указанных глубинах восстановить ее значения и на других глубинах, 28 м и менее, для которых существуют сканирующие лучи.

Для решения задачи восстановления профилей на глубинах $z = 28 - 10$ м необходимо каким-либо образом задать значение неизвестного профиля аномалии на глубинах $z = 67 - 30$ м. Полагая, что на оси канала значение аномалии равно нулю, $\Delta c = 0$, и вверх от оси это значение увеличивается,



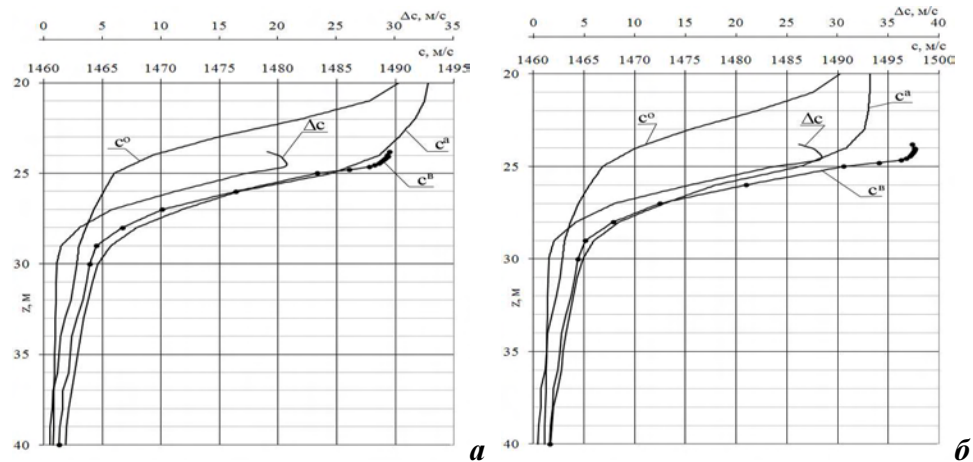
Р и с . 9 . Положение и пути опорных лучей в аномальной области



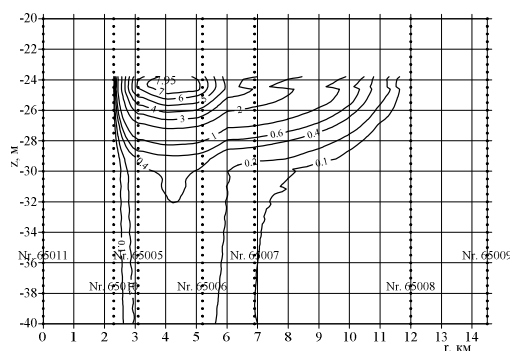
Р и с . 10 . Опорный, аномальный и варианты восстанавливаемых профилей.

можно принять это увеличение линейным. На глубине $z = 30$ м значение аномалии неизвестно и единственным способом решения задачи представляется задание нескольких значений аномалии на этой глубине (от 0,7 до 2,3 м/с), нескольких начальных участков профилей в указанном интервале глубин (рис.10) и реализация нескольких вариантов расчётов задачи восстановления.

Крайние варианты начальных участков профилей (рис.10) не обеспечивают сходимости процесса восстановления, другие – обеспечивают восстановление не во всём интервале глубин или с большим уровнем осцилляций; наилучшее восстановление обеспечивается по начальному участку профиля, имеющему на глубине $z = 30$ м аномалию $\Delta c = 1,5$ м/с. Значения глубин заворота восстанавливающих лучей z_m^6 приведены в табл.5. Вертикальные профили скорости звука, аномальные и восстановленные, для двух первых сечений трассы 0,7 и 1,7 км (3,0 и 4,0 км) приведены на рис.11. В сечении трассы 0,7 км, вблизи которого располагались точки заворота большинства сканирующих лучей, совпадаемость аномального и восстановленного профи-



Р и с . 11 . Опорный c^0 , аномальный c^a и восстановленный c^b профили и профиль аномалии Δc скорости звука в сечениях трассы 0,7 (а) и 1,7 (б) км.



Р и с . 1 2 . Изолинии восстановленного поля аномалии температуры.

температуры. Изолинии восстановленного поля аномалии температуры приведены на рис.12, и в значительной степени соответствуют изолиниям фактического поля аномалии (рис.8). Если восстановленное поле принять в качестве опорного и повторить процесс восстановления, то можно значительно повысить точность восстановления горизонтального профиля аномалии, что приведёт к повышению точности восстановления вертикальных профилей и точности восстановления всего поля аномалии.

Выводы. Решены вопросы методики восстановления:

- предложена схема задания опорного поля на основе двухградиентной горизонтальной линейной интерполяции, позволяющая восстанавливать поля температур в условиях сильной горизонтальной изменчивости характеристик среды;
- предложен относительный подход к анализу аномалий поля температуры, позволяющий компенсировать изменчивость опорного поля;
- получены оценки аномалий полей солёности и соотношения для преобразования аномалий скорости звука в аномалии температуры;
- доработана и усовершенствована методика восстановления вертикальных профилей аномалии поля для условий термоклина.

Проанализированы поля температур в разрезах ОЧТ. Показано, что обычно положение максимума аномалии поля по дальности отождествляется с положением стержня ОЧТ на трассе, а по глубине – с областью глубин термоклина, и что для многих случаев (ширина стержня и его положение относительно кромки шельфа) задача измерения поля температуры ОЧТ может иметь решение.

Выполнено численное моделирование восстановления поля температуры для реальных гидрологических разрезов зимнего и осеннего сезонов. В обоих случаях обеспечивается эффективное горизонтальное сканирование аномалий. Вертикальное сканирование аномалии для зимнего сезона и условий больших изменений по длине трассы глубины оси канала затруднено и возможна только оценка ее вертикальной структуры. Для осеннего сезона вертикальное сканирование обеспечивается достаточным числом лучей и вертикальные профили восстанавливаются удовлетворительно.

Результаты моделирования показали возможность решения задачи восстановления поля температуры ОЧТ. Точность восстановления аномалии

лей хорошая, глубины термоклина воссоздались с достаточно высокой точностью. Восстановленные значения в сечении 1,7 (4,0) км оказались завышенными из-за того, что при восстановлении горизонтального профиля оказалось заниженным значение в сечении 0,7 (3,0) км.

Восстановленные вертикальные профили аномалии скорости звука Δc позволили восстановить аномалии полей скорости звука и

поля в первую очередь определяется невозможностью учета аномалии поля солености и аномалии поля температуры на больших глубинах, «изломом» луча в области глубин термоклина и для рассматриваемых случаев составляет от 10 % до 25 %. Это позволяет рекомендовать предлагаемую методику восстановления для практического использования в решении задачи измерения тепломассопереноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Munk W., Wunsch C.* Ocean acoustic tomography: A scheme for large scale monitoring // *Deep-Sea Res.*– 1979.– 26.– P.123-161.
2. *Worcester P.* Reciprocal acoustic transmission in a midocean environment // *J. Acoust. Soc. Amer.*– 1977.– 62, № 4.– P.895-905.
3. *Howe B.M., Worcester P.F., Spindel R.C.* Ocean Acoustic Tomography: Mesoscale Velocity // *J. Geophys. Res.*– 1987.– 92, C4.– P.3785-3805.
4. *Михин Д.Ю.* Прямые и обратные задачи лучевой акустики движущейся среды: Дис. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук.– М.: 1994.– 245 с.
5. *Гончаров В.В., Зайцев В.Ю., Курпетов В.М., Нечаев А.Г., Хилько А.И.* Акустическая томография океана.– Н.-Новгород: ИПФ РАН, 1997.– 256 с.
6. *Гончаров В.В., Чепурин Ю.А., Алейник Д.Л.* Экспериментальное исследование внутритермоклинной линзы Средиземного моря и возможности ее дистанционного обнаружения // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.*– 2003.– 39, № 4.– С.680-690.
7. *Гончаров В.В., Курпетов В.М.* Численные эксперименты по томографии океана // *Акустика океанской среды / Под ред. Бреховских Л.М., Андреевой И.Б.*– М.: Наука, 1989.– С.107-115.
8. *Богушевич В.К., Замаренова Л.Н., Каташинская Н.С., Скипа М.И.* О возможностях акустического мониторинга поля основного черноморского течения // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.– вып.22.– С.61-82.
9. *Флатте С.* Распространение звука во флуктуирующем океане.– М.: Мир, 1982.– 336 с.
10. *Гончаров В.В., Курпетов В.М.* Успехи и проблемы акустической томографии океана // *Акустические волны в океане / Под ред. Бреховских Л.М., Андреевой И.Б.*– М.: Наука, 1987.– С.15-23.
11. *Богушевич В.К., Замаренова Л.Н., Скипа М.И.* О возможностях акустического мониторинга вихревого образования // *Консонанс-2009. Акустичний симпозіум 29 вересня – 1 жовтня 2009 р.*– Київ: Ін-т гідромеханіки, 2009.– С.96-102.
12. *Богушевич В.К., Замаренова Л.Н., Скипа М.И.* О точности восстановления поля Основного черноморского течения при акустическом мониторинге // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.– вып.23.– С.236-243.
13. *Богушевич В.К., Замаренова Л.Н., Скипа М.И.* О рассеянии звука, френелевских размерах и «толщине» лучей в задачах акустического лучевого зондирования // *Актуальные аспекты физико-механических исследований. Акустика и волны.*– Киев: Наукова думка, 2007.– С.44-55.
14. *Богушевич В.К., Замаренова Л.Н., Скипа М.И.* О возможности выявления донных газовыделений на шельфе Черного моря методом акустического зондиро-

вания // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– вып.17.– С.88-96.

15. *Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П.* Теоретические основы акустики океана.– Л.: Гидрометеиздат, 1982.– 262 с.
16. *Medwin H.* Speed of sound in water: sample equation for realistic parameters // *J. Acoust. Soc. America.*– 1975.– v.58, № 6.– P.1318-1319.
17. *Блатов А.С., Булгаков Н.П. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.: Гидрометиздат, 1984.– 240 с.
18. *Богуславский С.Г., Ефимов В.В., Черкесов Л.В.* Комплексные океанографические исследования Черного моря.– Киев: Наукова думка, 1980.– 240 с.
19. *Белокопытов В.Н., Булгаков Н.П.* Компьютерный атлас гидролого-акустических характеристик Черного моря // Сб. трудов науч. конф.– Севастополь: МГИ НАН Украины, – 1997 – С.122.
20. <http://sfp1.ims.metu.edu.tr/ODBMSDB/ODBMSDB.dll/runquery>
21. <http://www.ocean.nodc.org.ua/DataAccess.php>

Материал поступил в редакцию 08.07.2012 г.

АНОТАЦІЯ Розглядаються питання акустичного променевого зондування та відновлення поля температури ОЧТ, спосіб задання опорного поля, формули перерахунку аномалії швидкості звуку в аномалію температури та відносний підхід до аналізу аномалій полів. Розглядаються аномалії полів температур ОЧТ, їх розміри та положення відносно кромки шельфу та рельєфу дна, можливості їх променевого зондування та відновлення. Виконується чисельне моделювання задач відновлення температур для зимового й осіннього гідрологічних сезонів.

ABSTRACT The questions of acoustic ray sounding and reconstruction of the temperature field of Rim current, the method of the reference field, the formulas of recalculation of sound velocity anomaly into temperature anomaly and the relational approach to field anomaly analysis are considered. The Rim current temperature field anomalies, their sizes and location with reference to the shelf border and the bottom relief, the capabilities of their ray sounding and reconstruction are examined. The numerical modeling of the temperature reconstruction tasks for winter and autumn hydrological seasons are performed.