

ЭФФЕКТ СДВИГА ТЕРМОКЛИНА И ЗАДАЧИ ИНВЕРСИИ

В.К. БОГУШЕВИЧ, Н.С. НИКОНЮК, М.И. СКИПА

Отделение гидроакустики МГИ НАН Украины, г. Одесса

Рассматриваются вопросы особенностей и отличий проявления эффектов сдвига велоклина и их влияния на решение задачи инверсии и восстановления полей в условиях Черного моря и океана.

ВВЕДЕНИЕ

Акустический мониторинг, использующий распространяющийся звук, позволяет восстанавливать поля скорости звука c прозвучиваемых пространств и оценивать многие явления и процессы в океане. При лучевом подходе к восстановлению поля в качестве измеряемых величин берутся времена T_m распространения сигналов по лучам Γ_m . Эти времена распространения в аномальном поле $c(x, y, z, t) = c_o + \Delta c$ сравниваются с временами T_m^o по лучам Γ_m^o в опорном поле $c_o(x, y, z)$. Аномалия поля $\Delta c(x, y, z, t)$ восстанавливается по совокупности аномалий времен сигналов лучей, $\Delta T_m = T_m - T_m^o$ [1, 2]. Задача инверсии $\Delta T_m \rightarrow \Delta c$ очень сложна, она нелинейна, и обычно ее упрощают путем линеаризации. При линейной инверсии аномальные траектории Γ_m заменяют на опорные Γ_m^o и, полагая малость их отличия и малость связанного с этим отличия времен $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o)$, получают приближенное, в линеаризованном по Δc виде, выражение, $\Delta T_m \approx -\int c_o^{-2} \Delta c ds$ [1, 2]. При этом $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o)$ определяет ошибку вычислений, точность восстановления поля и саму возможность применения линейной инверсии – требование $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o) \ll \Delta T_m$. Последнее требование выполняется не всегда, что крайне осложняет решение задач инверсии. Его выполнение зависит от многих условий [2]. В значительной степени величина $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o)$ зависит от эффекта сдвига термоклина (велоклина).

Существуют неоднородности среды, у которых аномалия в первую очередь определяется изменением глубин слоев с высокими значениями градиента скорости звука (температуры) – велоклина (термоклина). В Черном море это вихревые образования, внутритермоклинные линзы и опускание теплых вод в потоке ОЧТ. Вертикальный сдвиг велоклина представляет собой особый случай в задачах инверсии, когда теряется однозначная связь между величинами аномалии поля, сдвига глубин клина, формой луча и его аномалией времени. В случаях, когда в общей аномалии времени ΔT_m преобладает составляющая, связанная с различием траекторий, $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o)$, определяемая в первую очередь отличием глубин их верхних точек заворота Δz_m^+ , для восстановления поля не применима линейная инверсия, использующая зависимость Δc от ΔT_m [3].

Для решения задач инверсии и восстановления профилей в случаях сдвига велоклина было предложено использовать зависимость аномалии времени ΔT_m не от аномалии поля Δc , а от сдвига по глубине точек аномального профиля скорости звука, сдвига Δz_m^+ точек заворота лучей [3]. Предложенная методика позволила восстановить аномальные профили при сдвиге термоклина в потоке ОЧТ в условиях постоянного по трассе волновода [3]. Эта же методика может быть использована и для восстановления аномалии поля при сдвиге термоклина в условиях переменного по трассе волновода [4].

В условиях океана тоже проявляются эффекты сдвига велоклина, но о связанных с ними проблемах при решении задач инверсии и восстановлении полей в литературе не сообщается. При этом возникают вопросы об отличиях в проявлении эффекта сдвига велоклина в Черном море и океане и о возможности применения в других условиях метода нелинейной инверсии $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$, разработанного для Черного моря. Целью работы является сравнение проявления эффектов сдвига велоклина в условиях Черного моря и океана и их влияния на решение задач инверсии и восстановление полей.

1. ЭФФЕКТ СДВИГА ВЕЛОКЛИНА

Эффект сдвига велоклина [3] характеризуется преобладанием в аномалии времени луча ΔT_m составляющей $\Delta t(\Gamma_m, \Gamma_m^o)$, связанной с различием траекторий, которая, при этом, в первую очередь определяется сдвигом Δz_m^+ верхних точек заворота лучей. В этом случае составляющая, связанная со сдвигом Δz_m^+ , оказывается больше составляющей, связанной с интегрированием аномалии поля по лучу [3]

$$\Delta T_{m_2} \approx 2\Delta z \cdot \sin \chi_{i\bar{a}} / c_{i\bar{a}} > \Delta T_{m_1} = \int c_{\delta}^{-2} \Delta c ds; \quad \Delta T_m \approx \Delta T_{m_1} + \Delta T_{m_2}, \quad (1)$$

Аномальные лучи, заворачивающие в велоклине, воспринимают аномалию Δc самого клина (Δc_2 – определяет ΔT_{m_2}) и области глубин ниже нижней границы клина (Δc_1 – определяет ΔT_{m_1}). Первая составляющая аномалии времени ΔT_{m_1} (1) определяется интегрированием аномалии Δc_1 по лучам, в первую очередь, по их верхним полуциклам. При этом ΔT_{m_1} пропорциональна как величине аномалии Δc_1 , так и длине этих полуциклов D_{δ}^+ . Вторая составляющая аномалии времени ΔT_{m_2} (1) определяется углом скольжения луча на нижней границе клина $\chi_{i\bar{a}}$ и разницей глубин верхних точек заворота аномального и опорного лучей Δz , разницей глубин велоклинов. Таким образом, соотношение между ΔT_{m_1} и ΔT_{m_2} определяется, с одной стороны, отличием аномального и опорного профилей на глубинах ниже нижней границы велоклина (аномалией поля Δc_1) и длиной верхних полуциклов лучей, а с другой стороны – углом скольжения луча на границе клина и величиной его вертикального сдвига, т.е. вертикальным размером аномалии Δc_2 . Эффект сдвига велоклина будет проявляться существенно ($\Delta T_{m_2} \gtrsim \Delta T_{m_1}$) в случаях, когда аномалия поля ниже велоклина невелика, а сдвиг клина значителен. При этом соотношение величин ΔT_{m_1} и ΔT_{m_2} будет различным для различных лучей и будет зависеть от их характеристик, D_{δ}^+ и $\chi_{i\bar{a}}$.

2. ПРОФИЛИ И АНОМАЛИЯ СКОРОСТИ ЗВУКА ПРИ СДВИГЕ ТЕРМОКЛИНА

В Черном море минимум температуры находится на глубинах 30 – 100 м [5] – ядро холодного промежуточного слоя ХПС, – глубина расположения которого и определяет глубину оси подводного звукового канала ПЗК. Нижняя граница ХПС (изотерма $8,0^{\circ}C$) находится в интервале глубин $z = 100 \pm 5$ м, а верхняя от $z = 10$ м в марте до $z = 60$ м в декабре [5]. Ниже нижней границы ХПС температура повышается крайне мало, достигая максимума, $\sim 8,9^{\circ}C$, у дна. При опускании термоклина в потоке ОЧТ аномалия температуры в наибольшей степени проявляется в области глубин клина, значительно

уменьшаясь и к поверхности и к оси канала. Максимальное значение аномалии на глубине термоклина определяется максимальным значением градиента в вертикальном профиле температуры, а ее уменьшение к глубине оси канала – минимальным градиентом и холодным промежуточным слоем. Консервативный ХПС, располагающийся под нижней границей термоклина, препятствует проникновению аномалии температуры вниз, с глубиной она значительно уменьшается, и в ядре ХПС (на оси канала) она обычно равна нулю. При этом формируемая аномалия скорости звука тоже будет максимальной в области глубин клина, резко уменьшаясь с глубиной, от нижней границы клина до оси канала (рис. 1). Значения скорости звука от оси канала до нижней границы велоклина изменяются мало, обычно не более 3 – 7 м/с. Разница этих изменений для аномального и опорного профилей (аномалия скорости звука) еще меньше и обычно не превышает 1 – 3 м/с (рис. 1). При этом оказывается, что в Черном море мала как глубина оси канала и разница глубин от оси канала до нижней границы клина, $z_o - z_{ia} \sim 10 - 40$ м, так и аномалия скорости звука в этом интервале глубин.

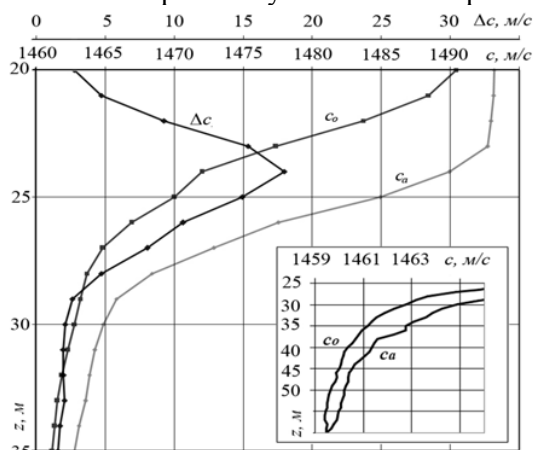


Рис. 1. Опорный и аномальный профили и аномалия скорости звука в сечении трассы 2,9 км, рейс 18, НИС «Трепанг», 12.10.97 [6]

увеличению. При этом ось канала будет находиться на глубине, на которой вертикальный градиент температуры уменьшается настолько, что увеличение скорости звука за счет увеличения давления будет превосходить ее уменьшение за счет уменьшения температуры. При гидростатическом градиенте скорости звука $g_z = \Delta c / \Delta z = 0,0165$ 1/с и отношении между изменениями температуры и скорости звука $\Delta c \sim 3,5 \cdot \Delta t$ ось канала будет определяться значением вертикального градиента температуры $g_t = 4,7 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$. В океане ось канала обычно находится на глубинах от $\sim 0,9$ до 1,5 км.

Величина вертикального сдвига клина в океане значительно больше, чем в Черном море, и может достигать 100 м и более при значительно меньших значениях градиента температуры, $g_t \sim 0,02 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ (рис. 2, 3). Глубины, на которых градиент температуры опорного и аномального профилей уменьшается до $g_t = 0,0047 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ (глубина оси канала) уже отличаются на большую величину, ~ 200 метров (рис. 2–5). Помимо различия глубин осей каналов в океане будут различными и значения скорости звука на их осях. Это различие определяется разницей глубин осей, которое при равенстве температур на осях при гидростатическом градиенте 0,0165 1/с, будет составлять $\sim 2-3$ м/с (рис. 4, 5). Такие отличия аномального и опорного профилей, большая, на ~ 200 м, глубина оси канала и

Во всех районах океана температура воды уменьшается с глубиной (в верхних слоях значительно, а с некоторых глубин крайне мало, рис. 2, 3), достигая минимального значения у дна. При этом глубина оси ПЗК и аномалия скорости звука при сдвиге термоклина (рассматриваются течения, Бразильское и Гольфстрим [7]) формируются более сложным, чем в Черном море, образом. Основными факторами, определяющими глубину оси ПЗК в океане, являются глубина и температура (соленость играет меньшую роль). Уменьшение температуры с глубиной приводит к уменьшению значения скорости звука, а увеличение глубины и давления – к его

большее, на 2-3 м/с, значение скорости звука на оси, и определяют отличие формируемой аномалии скорости звука в океане (рис. 4, 5) от ее аномалии в Черном море (рис. 1) при сдвиге термоклина.

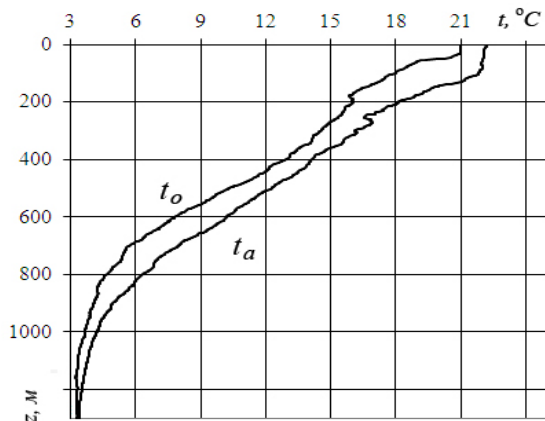


Рис. 2. Опорный 3358283 и аномальный 3358279 профили температуры, рейс US-9729, 02.12.1984 г. [7]

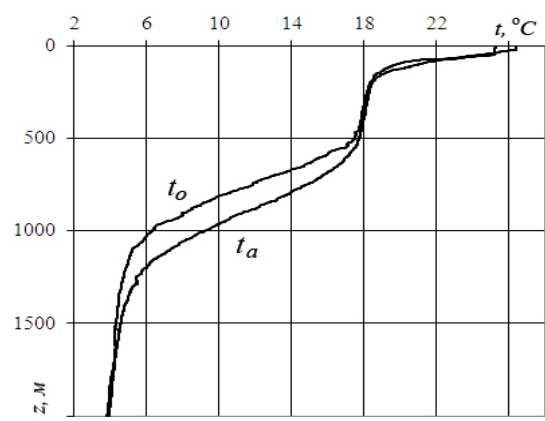


Рис. 3. Опорный 3270116 и аномальный 3345575 профили температуры, рейс US-8811, 18.06.1981 г. [7]

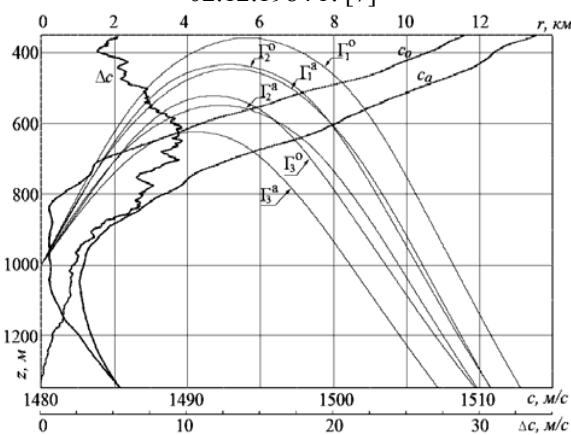


Рис. 4. Опорный и аномальный профили и аномалия скорости звука, рейс US-9729, 02.12.1984 г. [7], лучевые траектории

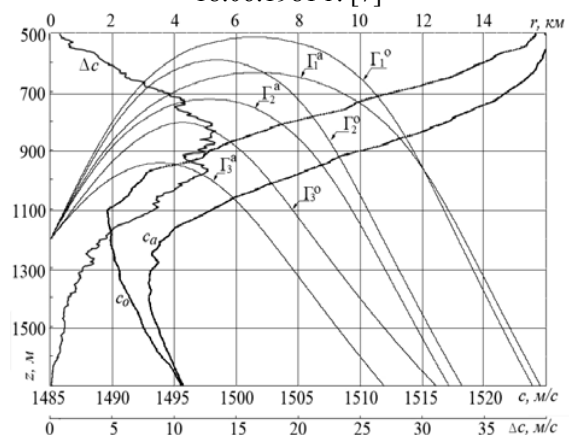


Рис. 5. Опорный и аномальный профили и аномалия скорости звука, рейс US-8811, 18.06.1981 г. [7], лучевые траектории

3. АНОМАЛИЯ ВРЕМЕНИ ЛУЧЕЙ ПРИ СДВИГЕ ТЕРМОКЛИНА

В Черном море аномалия поля ниже нижней границы клина мала, интервал глубин этой аномалии мал (рис. 1), длины верхних полуциклов лучей D_{δ}^{\ddagger} значительно меньше общей длины циклов и первая составляющая аномалии времени, связанная с интегрированием по лучу, ΔT_{m_1} , будет крайне малой. Вертикальный сдвиг клина в Черном море тоже мал, но все же вторая составляющая аномалии времени, связанная с вертикальным сдвигом, ΔT_{m_2} , оказывается значительно больше первой составляющей ΔT_{m_1} для многих лучей. Особенностью профилей скорости звука и геометрии лучей Черного моря является то, что с увеличением угла выхода (более крутые лучи) длина верхних полуциклов D_{δ}^{\ddagger} не увеличивается, как в океане, а уменьшается (рис. 4–6). При

этом для более крутых лучей из-за уменьшения $D_{\delta}^{\pm} \Delta T_{m1}$ будет уменьшаться, а из-за увеличения $\chi_{ia} \Delta T_{m2}$ будет увеличиваться и отношение $\Delta T_{m2} / \Delta T_{m1}$ (проявление эффекта сдвига клина) будет увеличиваться очень сильно. Для характерных профилей рис.1 отношение $\Delta T_{m1} / (\Delta T_{m1} + \Delta T_{m2})$ для лучей, заворачивающих в области нижней границы клина, составляет 0,3 – 0,7, заворачивающих в средней части клина – 0,1 – 0,15, и заворачивающих на верхней границе клина – 0,02 – 0,03. Т.е. практически для всех лучей, заворачивающих в велоклине, эффект сдвига будет проявляться сильно, $\Delta T_{m2} \gg \Delta T_{m1}$.

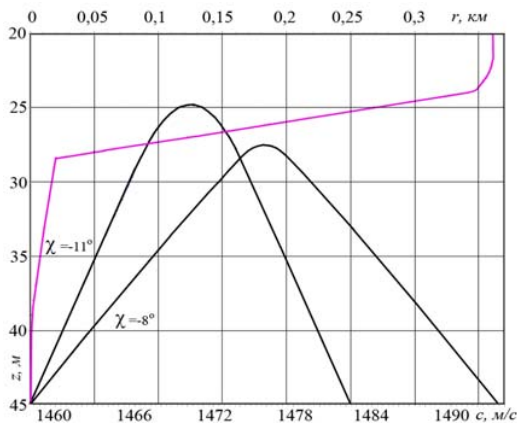


Рис. 6. Профиль скорости звука и лучевые траектории с разными углами выхода

ΔT_{m1} , оказывается примерно таким же, как и в Черном море. Но в океане, из-за значительно меньших значений градиента в клине, длины верхних полуциклов лучей оказываются значительно больше этих длин в Черном море. Большие значения D_{δ}^{\pm} в океане определяют больший путь интегрирования в аномальной области и большее значение составляющей аномалии времени ΔT_{m1} . Поэтому, если в Черном море для лучей, заворачивающих в средней части клина, отношение $\Delta T_{m1} / (\Delta T_{m1} + \Delta T_{m2})$ составляет 0,1 – 0,15, то в океане, в случаях течений, Бразильского и Гольфстрим, составляет 0,4 – 0,6. В океане увеличение угла выхода луча χ_i и увеличение ΔT_{m2} сопровождается увеличением D_{δ}^{\pm} и ΔT_{m1} , а уменьшение χ_i и ΔT_{m2} сопровождается уменьшением D_{δ}^{\pm} и ΔT_{m1} (рис. 4, 5). При этом отношение $\Delta T_{m1} / (\Delta T_{m1} + \Delta T_{m2})$ изменяется не очень сильно, 0,4 – 0,6, для разных лучей и для разных условий, и проявление эффекта сдвига не велико.

4. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ИНВЕРСИИ ПРИ СДВИГЕ ТЕРМОКЛИНА

В Черном море при указанном характере отношений $\Delta T_{m2} / \Delta T_{m1}$ применение линейной инверсии $\Delta T_m \rightarrow \Delta c$ для восстановления профилей и полей становится невозможным уже при использовании лучей, точки заворота которых находятся в средней части велоклина. Тем более это невозможно при использовании более крутых лучей, заворачивающих на верхней границе клина. Поэтому в большинстве задач восстановления полей при сдвиге термоклина необходимо использовать нелинейную инверсию $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$.

В океане составляющая аномалии времени ΔT_{m2} , связанная со сдвигом клина, не является абсолютно преобладающей для всех лучей. В этих условиях, когда аномалия

В океане сдвиг термоклина по глубине на 1,5 – 2,0 порядка больше, чем в Черном море, что и определяет большие значения составляющей ΔT_{m2} . Но в океане большими являются и значения аномалии поля ниже нижней границы клина, значительно большим, на 1,0 – 1,5 порядка, является интервал глубин, в котором эта аномалия существенна (рис. 4, 5). При этом соотношение величин сдвига клина Δz и произведения среднего значения аномалии ниже нижней границы клина на интервал глубин аномалии, определяющих составляющие аномалии времени ΔT_{m2} и

времени луча ΔT_m в значительной степени определяется аномалией поля ($\Delta T_m / \Delta T_m \sim (0,4 - 0,6)$, $\Delta T_m \sim \Delta c$), линейная инверсия $\Delta T_m \rightarrow \Delta c$ вполне применима. Поэтому в условиях океана и нет той остроты проблемы решения задачи инверсии при сдвиге термоклина, как в условиях Черного моря. Но, по-видимому, и в океане возможны ситуации, когда значения градиента в клине будут большими и будет большей составляющей аномалии времени ΔT_{m2} , связанная со сдвигом клина. В этих случаях хороший результат восстановления в области клина можно получить при комбинированном последовательном восстановлении с использованием линейной, $\Delta T_m \rightarrow \Delta c$, и нелинейной, $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$, инверсии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Феномен эффекта сдвига велоклина в Черном море определяется особенностями профилей скорости звука, малой глубиной оси канала и необычайно большими значениями градиента в клине, до 5,0 1/с. Последнее и определяет крайне малую длину верхних полуциклов лучей, приводящую к малости аномалии времени, связанной с интегрированием аномалии поля по лучу, и явление уменьшения длины верхнего полуцикла луча при увеличении угла его выхода, что еще больше уменьшает аномалию времени, связанную с интегралом по лучу, для крутых лучей. Эти особенности вызывают необходимость использования в Черном море нелинейной инверсии $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$.

В океане эффект сдвига велоклина проявляется слабо и во многих случаях в применении инверсии $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$ нет необходимости. Но в некоторых случаях целесообразно применение комбинированного восстановления с использованием линейной $\Delta T_m \rightarrow \Delta c$, и нелинейной, $\Delta T_m \rightarrow \Delta z$, инверсии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Munk W. and Wunsch C.* Ocean acoustic tomography: A scheme for large scale monitoring // *Deep-Sea Res.* – 1979. – 26. – P. 123 – 161.
2. *Гончаров В. В., Зайцев В. Ю., Куртенов В. М., Нечаев А. Г., Хилько А. И.* Акустическая томография океана – Н. Новгород: ИПФ РАН, 1997. – 254 с.
3. *Богушевич В. К., Никонюк Н. С., Скипа М. И.* Восстановление полей неоднородностей морской среды при акустическом лучевом зондировании в условиях эффекта сдвига термоклина // *Системы контроля окружающей среды: Сб. науч. тр.* – Севастополь: МГИ НАН Украины – 2012. – Вып. 18. – С. 15–24.
4. *Богушевич В. К., Замаренова Л. Н., Никонюк Н. С., Скипа М.И.* О возможности акустического мониторинга неоднородностей морской среды в условиях эффекта сдвига термоклина. Численное моделирование // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр.* – 2013. – С. 13–17.
5. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика», 2011 – 212 с.
6. <http://sfp1.ims.metu.edu.tr/ODBMSDB/>
7. <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>