

ОСНОВНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОД ОКЕАНА

Температура, плотность, давление

Температура вод Мирового океана

Температура – параметр, от которого наиболее сильно зависит скорость звука в океане.

Термическое состояние вод Мирового океана в среднем почти постоянно. Тенденция к потеплению климата сказывается на усредненном термическом состоянии океана пока что мало, и наблюдаемое повышение температуры вод относится в большей степени к высокоширотным районам. По предварительным оценкам, в среднем океан прогрелся на 0,055 градусов по Цельсию в течение последних 30-50 лет.

Средняя температура вод Мирового океана – около 3,8°C.

Диапазон изменения температуры вод в открытом океане: от –2°C до +30°C.

75% вод океана имеют температуру в диапазоне 0÷4°C, т.е. океан в среднем – довольно холодная среда.

Наиболее высокие значения температуры вод в открытом океане наблюдаются в поверхностном слое в тропических и экваториальных районах.

В прибрежных и придонных водах температура может сильно отличаться от этих значений, например, в придонном слое Красного моря была обнаружена температура +65°C (в сочетании с высокой соленостью до 313‰), а в окрестности одного из донных гидротермальных источников в Атлантике +420°C (это значение на сегодняшний день является рекордным).

Температура замерзания морской воды зависит от солености.

При средней солености (34,7‰) температура замерзания морской воды составляет **–1,95°C** (т.е. близка к –2°C).

Пресная вода замерзает, как известно, при 0°C.

Эмпирическая формула Ганзена для температуры замерзания морской воды (для солёности более 8-10‰):

$$t_{\text{зам}} (^{\circ}\text{C}) = -0,03 - 0,0527s - 4 \cdot 10^{-5}s^2 - 4 \cdot 10^{-7}s^3, \text{ где } s - \text{ солёность в } \text{‰}.$$

Температура максимальной плотности морской воды также зависит от солёности.

У пресной воды температура максимальной плотности, как известно, равна 4°C (строго говоря, 3,98°C).

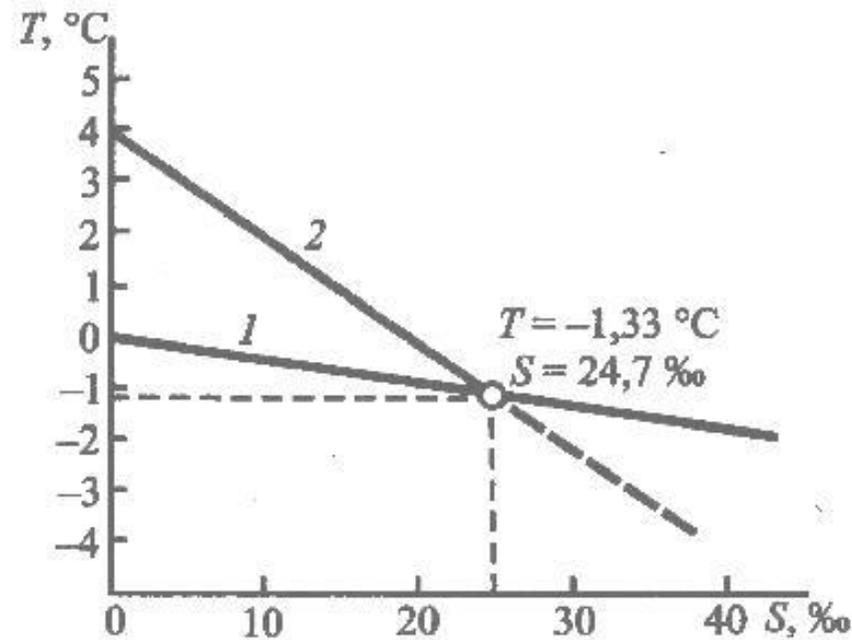
Эмпирическая формула Кнудсена – Крюммеля для температуры максимальной плотности (для солёности более 8-10‰):

$$T_{\text{max } \rho} (^{\circ}\text{C}) = 3,95 - 0,2s - 10^{-4}s^2 + 2 \cdot 10^{-5}s^3, \text{ где } s - \text{ солёность в } \text{‰}.$$

Формулы Ганзена и Кнудсена – Крюммеля фактически представляют собой разложения в ряд по степеням солёности (до третьей степени) с эмпирически подобранными коэффициентами. Найти коэффициенты из теоретических представлений пока невозможно, т.к. уравнение состояния морской воды не удастся получить теоретически. Доминирующими в этих формулах являются линейные члены, а квадратичные и кубические носят характер малых поправок.

NB! Формулы Ганзена и Кнудсена – Крюммеля не следует применять при очень малых солёностях, т.к. они построены для наилучшей аппроксимации соответствующих зависимостей для морской воды, т.е. солёной. Хотя ошибка не столь велика: например, при $s=0$ $T_{\text{max } \rho} (^{\circ}\text{C}) = 3,98^{\circ}\text{C}$, а формула даёт $3,95^{\circ}\text{C}$.

Сопоставление зависимостей температуры замерзания и температуры максимальной плотности воды от солёности позволяет прийти к некоторым полезным выводам.

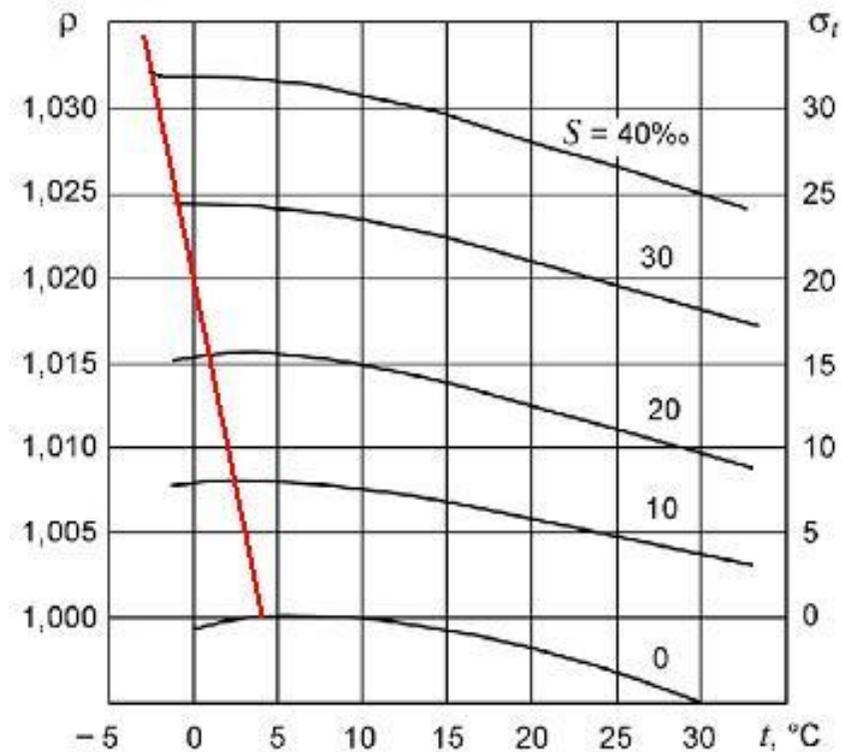


Температура замерзания (1) и температура максимальной плотности (2) морской воды в зависимости от солености

Этот график объясняет, почему вода в реках и пресноводных водоемах и морская вода в прибрежных районах покрывается льдом зимой, а открытый океан даже при сильных морозах не замерзает.

Почему замерзает Северный Ледовитый океан, хотя там низкие температуры зимой? Это результат сильного распреснения поверхностного слоя Северного Ледовитого океана вследствие стока многих полноводных рек, большого количества пресных осадков и малого испарения. В прибрежных зонах побережья Азии, близ устьев сибирских рек соленость снижается примерно до 10‰. Кроме того, имеет значение и небольшая глубина моря на мелком шельфе, где вследствие циркуляции по глубине вода хорошо промерзает до дна, и на поверхности моря не наблюдается притока более теплых вод с глубинных горизонтов.

Вывод о том, что соленая вода в открытом океане не будет замерзать, следует также из зависимости плотности морской воды от температуры при разных соленостях:



Плотность воды в зависимости от температуры при разных соленостях.

Красная линия соединяет максимумы плотности, при солености 24,7‰ максимум плотности достигается при температуре замерзания, т.е. кривая плотности обрывается при нулевой производной по температуре, при соленостях выше 24,7‰ максимум плотности достигается в точке замерзания при отличной от нуля (отрицательной) производной по температуре

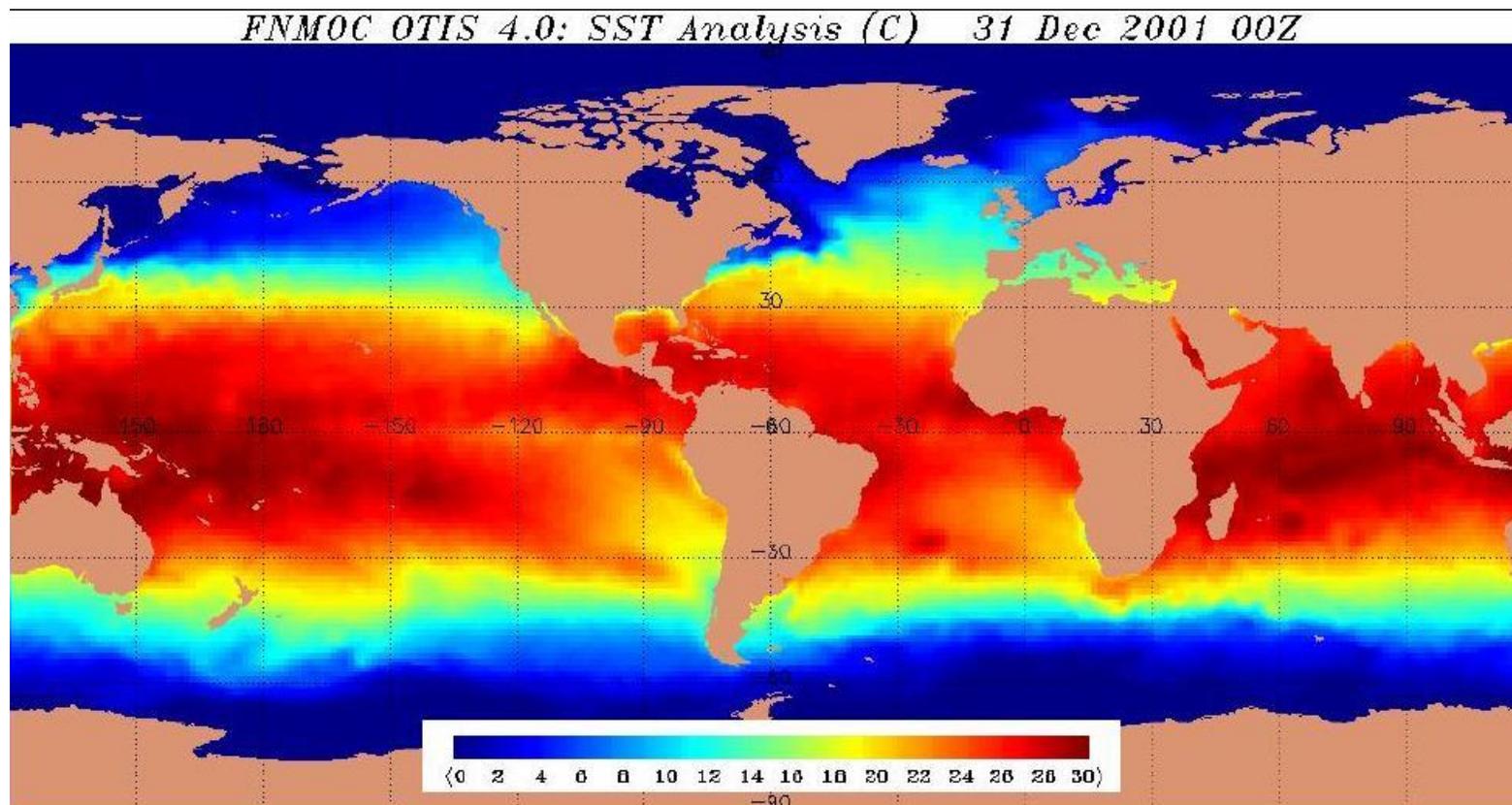
Из этих графиков, в частности, становится понятным, почему в качестве границы между солоноватыми и солеными водами принята соленость 24,7‰.

Температура поверхности океана (ТПО)

Температура поверхности океана (ТПО) сильно изменчива в зависимости от широты, локальных океанологических условий (характера течений, ветров, наличия фронтов и др.), погоды, времени суток и т.д.

Изменения ТПО за сутки, т.е. суточный ход ТПО невелик: как правило, не более $0,5^{\circ}\text{C}$, лишь в ясные дни и ночи он достигает 2°C .

Мгновенное поле ТПО в Мировом океане:



Средняя температура поверхности Мирового океана 17,54°C.

Средние температуры поверхности в океанах (усредненные по времени и по площади, т.е. среднегодовые ТПО, усредненные по всей акватории соответствующего океана):

Тихий	19,4°C
Индийский	17,3°C
Атлантический	16,5°C
Северный Ледовитый	0,75°C

Максимальная температура поверхности регистрируется в Красном море (около 34°C) и Персидском заливе (более 35°C). Самая холодная вода (температура близка к температуре замерзания) – в море Уэдделла у берегов Антарктиды.

Изменчивость ТПО в течение года (годовой ход ТПО) характеризует разность максимальной и минимальной среднемесячных температур в зависимости от географической широты:

Широта	50° с.ш.	40° с.ш.	30° с.ш.	20° с.ш.	10° с.ш.	0° экватор	10° ю.ш.	20° ю.ш.	30° ю.ш.	40° ю.ш.	50° ю.ш.
Годовой ход ТПО	8,4°C	10,2°C max	6,7°C	3,6°C	2,2°C min	2,3°C	2,6°C	3,6°C	5,1°C max	4,8°C	2,9°C

Из этих данных следует, что наибольшая изменчивость ТПО (наибольшая разница ТПО зимой и летом) наблюдается в умеренных широтах северного полушария, а наименьшая – с небольшим сдвигом на север от экватора. В целом вся картина распределения годового хода ТПО (термический экватор) сдвинута на север, что объясняется большей площадью материков в северном полушарии. По той же причине в северном полушарии наблюдается больший годовой ход ТПО, а сезонная изменчивость ТПО в южном полушарии меньше.

При увеличении глубины сезонная изменчивость температуры вод быстро уменьшается, на глубинах более 300-400 м она практически отсутствует. Другими словами, на глубинах более 300-400 м океан уже «не чувствует», какой сезон наблюдается на поверхности.

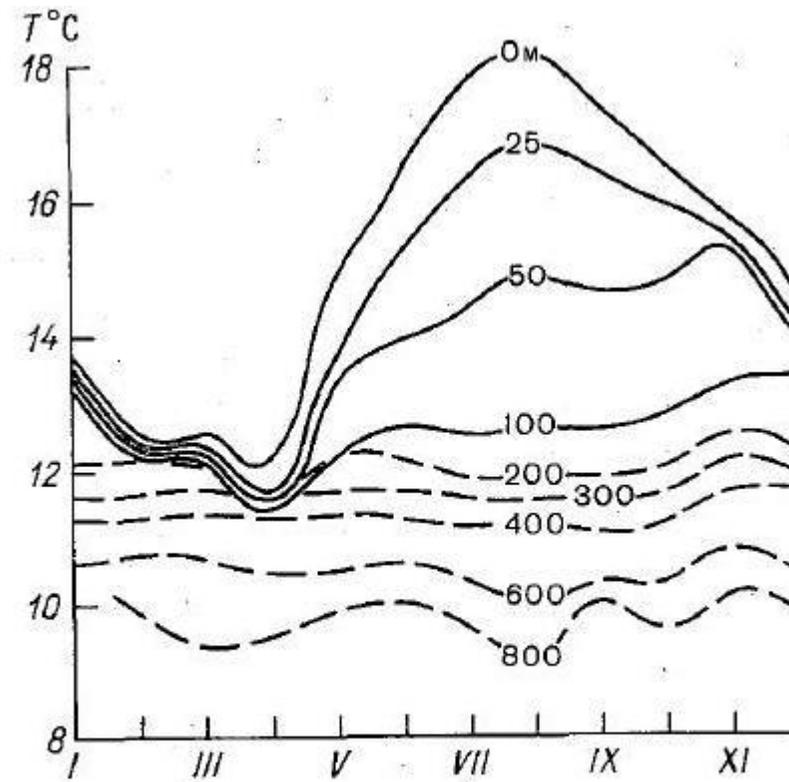


Рис. 93. Годовой ход температуры воды на различных горизонтах. Атлантический океан, квадрат $40\text{--}50^\circ$ с. ш., $10\text{--}20^\circ$ з. д.

Более подробно изменение температуры вод океана с глубиной будет рассмотрено в разделе о стратификации вод.

Потенциальная температура вод

В океанологии наряду с «обычной» температурой, характеризующей локальное значение температуры в выбранной точке водной массы, используется и т.н. потенциальная температура.

Потенциальная температура θ – температура, которой достигнет вода при ее адиабатическом подъеме с заданной глубины на поверхность океана.

Поскольку температура воды меняется при ее погружении или подъеме, потенциальная температура позволяет как бы привести водные массы, находящиеся на разных глубинах, «к одному знаменателю», перенеся разные по глубинам температуры к одной глубине – поверхности океана. Для некоторых задач (например, при анализе устойчивости стратифицированных вод на разных горизонтах) это удобно.

При использовании потенциальной температуры θ «обычную» температуру T называют «температурой in situ», т.е. «на месте» ($T_{in\ situ}$).

Как соотносятся потенциальная температура θ и температура $T_{in\ situ}$? Ответ дает второе начало термодинамики для адиабатических процессов: $dE = \delta Q - pdV$, $\delta Q = 0 \rightarrow dE = -pdV$. Поскольку при подъеме воды на поверхность давление падает, а объем воды dV увеличивается ($dV > 0$), то $dE < 0$, т.е. температура уменьшается. Это означает, что $\theta < T_{in\ situ}$, т.е.

потенциальная температура всегда меньше, чем $T_{in\ situ}$.

Адиабатический градиент температуры морской воды обычно возрастает с увеличением температуры и давления, но в океане он обычно не превышает $0,2^\circ\text{C}/\text{км}$. Если учесть, что средняя глубина котловин океана редко превышает 7 км, то отсюда следует, что θ меньше, чем $T_{in\ situ}$, не более чем на $1,5^\circ\text{C}$.

Для простейшего пересчета $T_{in\ situ}$ в θ можно пользоваться океанологическими таблицами. Существуют и специальные программы.

Плотность вод океана

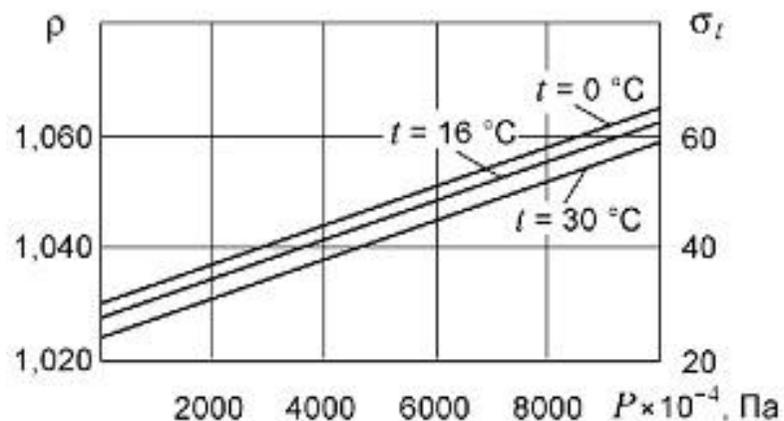
Средняя плотность вод Мирового океана 1025 кг/м^3 .

Условная плотность. Плотность морской воды мало меняется в зависимости от давления (вода имеет низкую сжимаемость), температуры и солености (в третьем-четвертом знаке), поэтому первые 2 знака – всегда 10. Для сокращения записи в океанологии введено понятие условной плотности σ_t , которая представляет собой третий и четвертый знаки значения плотности (единицы σ_t не указываются).

Таким образом, среднее значение условной плотности $\langle \sigma_t \rangle = 25$.

Жидкость, плотность которой зависит только от давления, называется баротропной: $\rho = \rho(p)$.

Жидкость, плотность которой зависит не только от давления, но и от других параметров, называется бароклиной: $\rho = \rho(p, T, s)$.



Зависимость плотности морской воды от давления при различных температурах (при $s=35\text{‰}$)

Единицы соответствуют 1 децибару ($1 \text{ дб} = 10^4 \text{ Н/м}^2 = 10^4 \text{ Па}$), что соответствует изменению глубины в воде на 1 м.

1 бар примерно равен 1 атм, $1 \text{ бар} \approx 750,0616827 \text{ мм рт. ст.}$ На поверхности Земли стандартное атмосферное давление равно $101\,325 \text{ Па} = 101,325 \text{ кПа}$. Т.е. 2000 на графике соответствует давлению на глубине 2 км.

Графики зависимости температуры максимальной плотности от солёности и зависимости плотности от температуры при разных солёностях были приведены выше.

Общие представления об уравнении состояния морской воды.

В океанологии используются разные уравнения состояния морской воды, отличающиеся точностью и областью применения (например, на поверхности, до глубин 1 км, во всем диапазоне глубин и т.д.). Все они являются эмпирическими соотношениями.

Простейшее линейризованное уравнение состояния имеет вид:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta s + \gamma p].$$

Оно может использоваться лишь в простейших задачах с невысокой точностью.

Практически используются более сложные уравнения состояния, которые здесь не приводятся из-за их громоздкости. Наибольшее распространение в настоящее время получило уравнение Чена–Миллеро (Chen–Millero equation, 1976), общая структура которого имеет вид:

$$\rho = \frac{1}{V_0 - \frac{V_0 p}{K_0 + A p + B p^2}}, \quad \text{где } p \text{ – давление, } V_0, K_0, A, B \text{ – функции температуры и солёности.}$$

Гидростатическое давление

Приближенная линеаризованная зависимость гидростатического давления от глубины:

$$p = 1,033 + 0,1028 \cdot z, \quad [p] = \text{кг/см}^2 \text{ (техн. атм.)}, \quad [z] = \text{м}.$$

Давление в воде увеличивается примерно на 1 атм при увеличении глубины на 10 м.

Соответственно, на глубине 100 м давление составляет 10 атм, а на дне Марианского жёлоба (11 000 м) 1100 атм. Большие давления на глубине создают трудности в создании морской техники, особенно техники глубоководных исследований. В этом смысле космическая техника, где максимальный перепад давления составляет не более 1 атм, значительно проще, чем морская, которая должна выдерживать перепады давления в десятки, сотни, а для исследования глубоководных желобов - более тысячи атм.