

基于极地海冰中以盐度为预报量的数学模型研究

闫军平, 刘洋, 高冰燕, 王磊*

石河子大学理学院, 新疆 石河子

收稿日期: 2023年1月21日; 录用日期: 2023年2月20日; 发布日期: 2023年2月27日

摘要

海冰热力学是构造海冰热力学模式的物理基础, 在海冰模拟和预报、海冰与气候系统相互作用中占有重要地位。长期以来, 对极地海冰快速变化的认识更多地体现在宏观层面, 冰内微观结构演变机制不健全, 微观结构一般指海冰内部除冰晶体之外尺寸在mm量级的卤水、气泡等构造。卤水排泄过程较早得到人们关注, 因为它控制着海冰盐度、冰面融池演变以及冰内生物等重要过程; 可分为生长期排盐、温度梯度导致的盐分扩散、冰内相变导致的卤水排泄、重力排泄和融化期冲洗过程等五大类型, 其中后两者对海冰盐度分布的影响最为显著。本文在Cox和Weeks提出的以盐度为预报量的参数化方案的基础上, 模拟第一年南极浮冰的典型热力学状态。针对冰生长期的重力排泄、冰融化期的冲洗过程进行改进和研究。通过假设在理想化状态下, 使用一维模型研究了通过假设后在理想状态下卤水动力学之间的相互作用, 以合理复杂的海冰模型来重现盐度的时间演化, 期望从这种类型的模型中得到多大程度的准确性。该模型所描述的传热、卤水体积和海水淡化之间的物理过程和相互作用, 新模型可以帮助我们推断表面融水受初级生产影响的卤水动力学。

关键词

海冰, 极地, 盐度, 卤水, 模型

A Mathematical Model Based on Salinity as a Forecast Quantity in Polar Sea Ice

Junping Yan, Yang Liu, Bingyan Gao, Lei Wang*

College of Science, Shihezi University, Shihezi Xinjiang

Received: Jan. 21st, 2023; accepted: Feb. 20th, 2023; published: Feb. 27th, 2023

*通讯作者。

Abstract

Sea ice thermodynamics is the physical basis for constructing sea ice thermodynamic models, and plays an important role in sea ice simulation and forecasting, and sea ice interaction with the climate system. For a long time, the understanding of rapid changes in polar sea ice has been more at the macroscopic level, and the mechanism of microstructure evolution within the ice is not sound. Microstructure generally refers to the structure of brine and air bubbles inside the sea ice with dimensions in the order of mm except for ice crystals. The brine drainage process has received early attention because it controls important processes such as sea ice salinity, ice melt pond evolution, and intra-ice biology; it can be divided into five major types, such as brine drainage during the growth period, salt diffusion due to temperature gradient, brine drainage due to phase change within the ice, gravity drainage, and flushing process during the melting period, among which the latter two have the most significant effects on sea ice salinity distribution. In this paper, we simulate the typical thermodynamic state of Antarctic floating ice in the first year based on the parameterization scheme proposed by Cox and Weeks with salinity as the forecast quantity. The gravitational discharge during the ice growth period and the flushing process during the ice melting period are improved and studied. The interactions between brine dynamics under idealized conditions through assumptions are studied using a one-dimensional model to reproduce the time evolution of salinity with a reasonably complex sea ice model, by assuming how much accuracy is expected from this type of model. The physical processes and interactions between heat transfer, brine volume and desalination are described by the model, the new model can help us to infer the brine dynamics of surface meltwater affected by primary production.

Keywords

Sea Ice, Polar Regions, Salinity, Brine, Models

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 模型

海冰作为涉及极地气候变化与工程实践研究中的首要环境条件, 对其时空分布和演变机理的研究更成为国内外关注的重大科学问题, 认识气候变化背景下宏观表现之外的冰内微观结构变化及其效应, 对于研究极地海冰的能量收支和物质平衡具有重要意义。本文在 Cox 和 Weeks 提出的以盐度为预报量的参数化方案的基础上, 模拟第一年南极浮冰的典型热力学状态。针对冰生长期的重力排泄、冰融化期的冲洗过程进行改进和研究。通过假设在理想化状态下, 使用一维模型研究了通过假设后在理想状态下卤水动力学之间的相互作用, 以合理复杂的海冰模型来重现盐度的时间演化。未形成的海冰, 是由热力学和盐动力学成分耦合产生的。热力学分量计算传热和储存(即温度剖面)以及冰的厚度和雪的深度, 卤水动力学成分解决了卤水的截留和排水机制。下面 Cox 和 Weeks 提出是盐动力学分量计算垂直盐度剖面 $S(z, t)$ 的时间演化格式[1]

$$\frac{dS}{dt} = \left. \frac{dS}{dt} \right|_{exp} + \left. \frac{dS}{dt} \right|_{gd} + \left. \frac{dS}{dt} \right|_{flu} \quad (1)$$

右边的三项分别对应于卤水排泄、重力排泄和冲刷(*exp*-卤水排泄, *gd*-重力排泄, *flu*-冲刷卤水排出、

重力排泄和冲洗)。

1.1. 卤水排泄

当卤水袋冷却时，卤水袋周围的冰的热收缩大于内部液体的热收缩，产生一个压力梯度，可能导致卤水袋壁破裂。目前仍缺乏对卤水排出的实际观察，因此排出的流向尚不清楚，部分文章中建议有向下和向上流动的迹象[2]。卤水雪[3]和在新冰上存在的高卤水霜花也支持了海冰中卤水的向上迁移通过体积守恒的论证[4]，Cox 和 Weeks [1]提供了一块均匀温度的冰随后排出的脱盐速率的表达式。通过卤水密度 $\rho_b(T)$ 和盐度 $S_b(T)$ 的温度相关公式，将排出速率指定为冷却速率的函数。对于每一层，我们假设局部平衡，并使用 Cox 和 Weeks 的函数表达式 E ：

$$\left. \frac{dS}{dt} \right|_{exp} = E \left[\frac{dT}{dt} \right] \quad (2)$$

1.2. 重力排泄

重力排泄是初冬海水淡化速率的主要原因，它收集了卤水在重力影响下通过相互连接的卤水网络从冰中排出的所有过程[5]，但重力排泄以外的实际机制尚不清楚。首先，冰生长驱动的重力排泄最初是由 Cox 和 Weeks 提出的，在冰层生长的驱动下，冰层的向上平流将卤水输送到海平面以上，并产生一个有可能将卤水驱逐出冰层的压力。第二种机制是温度驱动的重力排泄。在冬天，冰的底部是最温暖的，这造成了一个不稳定的卤水密度分布，如果冰有足够多的孔，对流就会随之而来，导致净盐的向下输送和盐度的局部下降。同样，向下温度诱导的卤水盐度梯度诱导了盐在渗透区域内的分子扩散[6]。Cox 和 Weeks 间接观察到重力排泄是观察到的脱盐速率和计算的卤水排出之间的残差。然后，设计了一个连接脱盐速率、卤水体积 e 和温度 T 梯度的经验回归公式，假设重力排泄取决于温度 T 的梯度和卤水体积 e 。

当 $\frac{\partial T}{\partial z} < 0$ 且 $e > 0$ 时，脱盐率为

$$\left. \frac{dS}{dt} \right|_{gd} = \delta(1 - \eta e) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

其中， δ 和 η 是经验系数， δ 控制着脱盐流量的大小。

1.3. 冲洗

冲洗是一种特殊的重力排泄系统，压力头和水由新鲜表面的融水通过可渗透的夏季卤水网络提供。首次由 Untersteiner 提到[5]，它对夏季包冰的表面脱盐有很大贡献，并对 MY 盐度曲线的形状负责，对海冰表面融化率和平衡厚度很重要[7]。Eicken 等人对夏季冰水文观测显示，实际上比简单的一维垂直向下的融水流更复杂。指向最低地形特征的横向融水流被发现非常显著，甚至在表面熔体的早期阶段占主导地位。我们的模型只考虑了通过裸冰的融水流动的垂直分量。

Eicken 等人的现场实验表明，一旦达到渗透率阈值 $e_T = 5\%$ ，而且表面正在融化，就认为会发生冲洗。假如发生冲刷，一部分融水流经卤水通道，用几乎是新鲜的融水来取代咸卤水。冰层顶部的几乎新鲜的融水取代卤水，如果这些要求没有得到满足，那么融水被认为有助于通过裂缝和导流管横向排入海洋。裂缝和导流管排入海洋，或聚集在重力最低的区域形成融水池，重力最低的地区并形成融水池。

通过冰基质单位面积海冰的融水流量

$$Q = \phi \rho_x \left. \frac{dh_x}{dt} \right|_{su} \quad (4)$$

$\left. \frac{dh_x}{dt} \right|_{su}$ 为通过热力学部分计算的表面融化率, ϕ 是允许融化的水在垂直方向上通过冰基质渗入的规定比例。

在冲洗过程中, Q 穿透卤水网络, 将卤水向下推进, 为了计算冲洗后的新卤水盐度, 我们求解了卤水质量守恒方程:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -\frac{Q}{e\rho_b} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (5)$$

假设通过所有水平卤水网络段的质量流量是相同的, 并且在此过程中是固定的。一旦计算出 σ , 我们就用方程重新计算 S , 融水分配系数 ϕ 和卤水体积渗透率阈值 e_r , 在这个参数化中占主导地位; ϕ 控制海水脱盐流量对盐度的影响, 而 e_r 控制冲洗开始日期。

2. 新模型

我们考虑由深度为 h_s 的均匀积雪覆盖的水平均匀的海冰板, 厚度为 h_i 。在冰内的每个深度 z 处, 介质的热力学状态由温度 $T(z)$ 盐度 $S(z)$ 表征。卤水包裹体的大小以卤水体积分数 e_z (以下简称卤水体积) 为特征。

与方程(1)这个模型版本相比, 对此在本节中将方程(1)改进。第一个改进: 现在可能在模型中从雪变成冰的过程中形成冰(雪冰形成)。如果积雪足够深, 将冰雪界面压到海平面以下, 就可以假定大量海水渗入并立即重新冻结在雪中形成雪冰[8]。第二个改进是用更物理的方式重新表述重力排泄。

除了对主要模型特征的简要总结外, 下面还将通过假设对原有的模型进行改进:

模型方程描述了冰和卤水之间的相平衡, 它基于两个假设首先, 卤水溶液的冻结温度 T_f (以摄氏度为单位) 是其盐度 S_{sol} 的线性函数

$$T_f = -\mu S_{sol} \quad (6)$$

其中, $\mu = 0.00045$ 。

第二个假设是, 所有的盐都溶解在液态卤水夹杂物中, 这些夹杂物在冰点上与周围的冰保持局部平衡, 因此, 卤水袋通过改变大小, 使其盐度 σ 适应冰温 T

$$T = -\mu\sigma \quad (7)$$

因为 σ (卤水盐度) 和 S (冰盐分) 之间的关系为

$$S = \sigma e \quad (8)$$

因此, 卤水体积 e 只是 S 和 T 的一个函数

$$e = -\mu \frac{S}{T} \quad (9)$$

在接近海冰融化点时, 卤水体积急剧增加, 对于卤水量超过 $e_r = 5\%$ (卤水体积渗透率阈值) 的阈值, 海冰变得对流体运输具有渗透性, 只有在该阈值以上才允许卤水运动。

卤水密度 ρ_b 是由 Zubov [9] 假设卤水盐度呈线性关系

$$\rho_b = \rho_w (1 + c\sigma) \quad (10)$$

其中 $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ 为淡水密度, $c = 0.8 \times 10^{-3} \%^{-1}$ 是一个经验系数。

冰的热力学性质的数学公式依赖于卤水的体积。首先, 比热 $C(S, T)$ 描述了冰中储存热量的程度[10]。其次, 导热系数 $k(S, T)$ 调节内部传热[11]。第三是依赖于 $S-T$ 的热特性是融化的 $q(S, T)$ 的海冰能量, 定义为融化盐度 S 和温度 T 的单位体积海冰所需的能量, 它在与大气和海洋的界面上调节海冰的生长/融化

速率。它显著低于纯淡水冰的标准熔化潜热，因为它考虑了内部融化。

雪物理学的简化当然是该模型的局限性之一。积雪是非常复杂的。它的深度和性质在较小的水平尺度上是高度可变的，即使在同一浮冰上也是如此。由于雪不是这篇论文的重点[12]，我们只使用一层雪。

2.1. 卤水排泄

这里提出的方程是对详尽的糊状层理论的简化，假设卤水运动是纯粹的垂直运动，海冰中的盐分保存方程为

$$\frac{\partial}{\partial t}(e\sigma) = -e v_z \frac{\partial \sigma}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(e D_\sigma \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right) \quad (11)$$

这里， v_z 是流体在卤水网络中的垂直速度， D_σ 是盐在水中的扩散率，在冰底上边界：盐度为 0，下边界： σ 为海水的盐度 S_w ，我们对卤水流量施加一个边界条件，它取决于卤水的排泄机制。对与重力排泄和冲洗有关的卤水流动的假设分别提供了平流和扩散项的公式。由于 Vancoppenolle [13] 和 Notz 和 Worster [14] 发现卤水驱逐可以忽略不计，因此在本模型版本中忽略了它。此外，与卤水运动有关的传热也被忽略了，这可能很重要，但在现阶段很难量化。

盐度方程离散化

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(e\sigma) &= e_k \frac{e'_k - e_k^{t_0}}{\Delta t} \\ e v_z \frac{\partial \sigma}{\partial z} &= e_k v_{f_0} \frac{\sigma_{k+1} - \sigma_k}{\Delta h} + e_{k-1} v_{f_s} \frac{\sigma_k - \sigma_{k-1}}{\Delta h} \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(e D_\sigma \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right) &= \frac{1}{\Delta h} \left[\frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} (\sigma_{k+1} - \sigma_k) - \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} (\sigma_k - \sigma_{k-1}) \right] \end{aligned}$$

其中： e'_k, D'_k 代表界面处的卤水体积和扩散率。

综上所述可知：

$$e_k \frac{e'_k - e_k^{t_0}}{\Delta t} = -e_k v_{f_0} \frac{\sigma_{k+1} - \sigma_k}{\Delta h} - e_{k-1} v_{f_s} \frac{\sigma_k - \sigma_{k-1}}{\Delta h} + \frac{1}{\Delta h} \left[\frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} (\sigma_{k+1} - \sigma_k) - \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} (\sigma_k - \sigma_{k-1}) \right]$$

整理可得

$$\begin{aligned} &\frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(-e_{k-1} v_{f_s} - \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} \right) \sigma_{k-1} + \left[1 + \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(-e_k v_{f_0} + e_{k-1} v_{f_s} + \frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} + \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} \right) \right] \sigma_k \\ &+ \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(e_k v_{f_0} - \frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} \right) \sigma_{k+1} = e_k^{t_0} - e'_k \end{aligned}$$

令

$$\begin{aligned} za(k) &= \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \\ zb(k) &= \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} = \frac{e'_k D'_k}{z_{k+1} - z_k} \\ zc(k) &= e_k v_{f_0} \\ ze(k) &= e_k v_{f_s} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \sigma_{k-1} \text{ 前的系数} & \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(-e_{k-1} v_{fs} - \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} \right) = za(k)(-ze(k-1) - zb(k)) \\ \sigma_k \text{ 前的系数} & 1 + \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(-e_k v_{fo} + e_{k-1} v_{fs} + \frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} + \frac{e'_k D'_k}{\Delta z_k} \right) \\ & = 1 + za(k)(-zc(k) + ze(k-1) + zb(k+1) + zb(k)) \\ \sigma_{k+1} \text{ 前的系数} & \frac{\Delta t}{e_k \Delta h} \left(e_k v_{fo} - \frac{e'_{k+1} D'_{k+1}}{\Delta z_{k+1}} \right) = za(k)(zc(k) - zb(k+1)) \end{aligned}$$

2.2. 冲洗

用公式(8)将冰盐度曲线转化为卤水盐度的垂直曲线, 用公式(9)转化为卤水体积。每海冰单位面积的融水质量流量 Q ($\text{kg m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), 如果 $e > e_T$ (卤水体积渗透率阈值), 以速度 v_z 移动的间隙卤水的体积通量 $Q = ev_z$, 并由以下公式给出

$$Q = \phi \frac{\rho_x}{\rho_w} \frac{dh_x}{dt} \Big|_{su} I_s$$

可以通过卤水网络进行渗透。这里, 如果 I_s 等于 1, 最小卤水体积 $e_{\min}(z) > e_T$, 否则 $I_s = 0$, x 表示雪或冰, ρ_x 表示冰/雪的密度, ρ_w 表示海水密度, $\frac{dh_x}{dt} \Big|_{su}$ 表示表面融化率, $\phi = 0.3$ 是允许融水通过卤水网络渗入的比例。

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -\frac{Q}{e \rho_b} \frac{\partial \sigma}{\partial z}$$

2.3. 重力排泄

此部分, 将在 Cox 和 Weeks 定义重力排泄的基础上进行改进和研究, 重力排泄对应于在冰介质的高孔隙率区域(如骨架层和卤水通道), 由于超临界瑞利数而产生的卤水翻转。关于新海冰脱盐的现场实验表明[12], 当多孔介质瑞利数 Ra 达到约 10 的临界值时, 对流翻转会系统地发生。

当临界瑞利数 Ra

$$Ra = \frac{g(h_i - z)\rho_w \beta_w (\sigma(z) - S_w) \Pi(e_{\min})}{k_i \eta}$$

其中, g 为重力加速度, $\rho_w \beta_w (\sigma(z) - S_w)$ 为 z 层卤水密度与冰-海界面的海水密度差, $\Pi(e_{\min})$ 有效冰的渗透率(单位: 平方米), 作为水平面 z 和冰洋界面之间最小卤水体积 e_{\min} 的函数计算。 k_i 为海冰的热扩散系数, η 为卤水的动态粘度。盐分守恒方程中的扩散项可写

$$D_\sigma(Ra) = I_w [\chi(Ra) D_\sigma^{tur} + (1 - \chi(Ra)) D_\sigma^{mol}]$$

D_σ^{mol} 海水中盐的分子扩散率, $I_w = I_w(z)$ 是一个开关, 当卤水体积 $e(z) > e_T$ 时, $I_w = I_w(z) = 1$ 。否则, $I_w = 0$ 。 χ 是一个依赖于瑞利数的分区系数,

$$\chi(Ra) = \frac{\tanh[A_\chi (Ra - Ra_c)] + 1}{2}$$

其中: A_χ , 临界 Rayleigh 数 $Ra_c = 5$ 。这种表达式确保当 $Ra = 10$ 时, 发生对流。可以看出当 Ra 超过临界值 10 时, $\chi(Ra)$ 接近于 1; 当低于临界瑞利数时接近于 0。

海冰扩散系数 $k_i(S, T) = \frac{\rho_i c_i(S, T)}{k_i(S, T)}$ ，其中，假设海冰密度 ρ_i 为常数。

根据实验室测量，Cox 和 Weeks 发现，生长中的海冰中的海水淡化速率，他们将这归因于重力排泄，取决于应用的温度梯度和卤水体积[1]：

$$\left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{gd} = \delta(1 - \eta e) \frac{\partial T}{\partial z}$$

该公式在以下情况下成立：1) 温度梯度向上；2) $e > 5\%$ ，否则重力排泄为零， δ 是一个经验参数，制约着脱盐率的强度，并且 $\eta = 20$ 。

在 Cox 和 Weeks 对重力排泄的表述中，没有计算卤水流动；因此，计算溶解示踪剂的传输是困难的，新的重力排泄参数化格式，基于非均匀卤水网络上卤水盐度的平流 - 扩散方程，很容易容纳溶解示踪剂。

2.4. 冰海盐通量

一些盐在形成时被截留在冰中，然后通过不同的方式被排出，这可以用冰 - 海洋盐通量 F^S 来正式说明

$$F^S = F_{b,+}^S + F_{si}^S + F_{bd}^S + F_{b,-}^S + F_{su}^S$$

右边的项分别对应于基底凝结、雪冰形成、盐、卤水排泄、基底融化和表面融化的贡献。其中： $F_{b,+}^S$ - 冰底凝结， F_{si}^S - 雪冰形成， F_{bd}^S - 卤水排泄， $F_{b,-}^S$ - 冰底融化， F_{su}^S - 表面融化，从冰到海洋下向方向为正。

当表面没有海水淹没生长冰时，只有冰底生长和卤水排泄两个过程，计算公式为：

$$F_{b,+}^S = -\frac{\rho_i}{1000}(1 - v_b) S_w \frac{\partial h_{i,b+}}{\partial t}$$

$$F_{bd}^S = -\frac{\rho_i}{1000} \left[e D_\sigma \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right]^{z=h}$$

2.5. 海冰中的盐的来源

考虑海冰内盐分入侵的两个来源。首先，盐在基底冰的生长过程中留在海冰中。按照 Cox 和 Weeks 的说法，在海冰底部形成的每一层新层的盐度都是由分馏系数 v_b 乘以海底海洋的盐度 S_w ，那么，新冰的盐度由以下公式得出

$$S_b = v_b S_w$$

显而易见，冰生长得越快，冰里被困的盐就越多，因此，新冰的初始卤水体积 $e_b = v_b$ ，在 Notz 和 Worster [14] 文献中，通过敏感性实验分馏系数 (v_b) 的建议使用 $v_b = 1$ (海水的盐分等于新冰的盐度) 来代替。

第二，在冰面上有盐的输入，与海水淹没雪和随后的雪冰形成有关。在该模型中，新雪冰的盐度被假定为

$$S_{si} = v_{si} \left[\frac{\rho_i - \rho_s}{\rho_i} \right] S_w$$

其中， ρ_s 是雪密度， v_{si} 是一个调整系数，它指定了有多少盐最初被困在冰雪中，在模型中， v_{si} 默认等于 1。

3. 总结

本文采用一维物理海冰模型来描述卤水动力学分量计算垂直盐度剖面 $S(z, t)$ 的时间演化格式。在理想化状态下，开发了一种基于凸流扩散方程的海冰中盐的新表示方法。改进后的模型模拟了海冰质量平

衡、盐度垂直剖面以及冰-海洋盐通量。这里提出的模拟盐的框架是迈向更现实的生物物理海冰模型的必要一步。然而, 还需要更多的实验和理论工作来改进模型。关键的主题是渗透率和孔隙率之间的联系、热平衡以及湍流扩散系数和瑞利数之间的联系, 因为它们被证明显著影响冰盐度和营养物质的模拟剖面。此外, 对于真实的模拟, 还需进一步研究。

基金项目

大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验开放基金项目(极地海冰融化自反馈物理机制的实验与数值模拟研究, LP2106); 石河子大学青年创新培育人才计划项目(海冰融化自反馈物理学模型的数值模拟研究, KX00300303)。

参考文献

- [1] Cox, G.F.N. and Weeks, W.F. (1986) Changes in the Salinity and Porosity of Sea Ice Samples during Shipping and Storage. *Journal of Glaciology*, **32**, 371-375. <https://doi.org/10.1017/S0022143000012065>
- [2] Cox, G.F.N. and Weeks, W.F. (1975) Brine Drainage and Initial Salt Entrapment in Sodium Chloride Ice. CRREL Rep. 345, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 85 p.
- [3] Huwald, H., Tremblay, L.-B. and Blatter, H. (2005) A Multilayer Sigma Coordinate Thermodynamic Sea Ice Model: Validation against Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA)/Sea Ice Model Intercomparison Project Part 2 (SIMIP2) Data. *Journal of Geophysical Research*, **110**, C05010. <https://doi.org/10.1029/2004JC002328>
- [4] Eicken, H., Lensu, M., Lepparanta, M., *et al.* (1995) Thickness, Structure and Properties of Level Summer Multiyear Ice in the Eurasian Sector of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 22697-22710. <https://doi.org/10.1029/95JC02188>
- [5] Untersteiner, N. (1968) Natural Desalination and Equilibrium Salinity Profile of Perennial Sea Ice. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 1251-1257. <https://doi.org/10.1029/JB073i004p01251>
- [6] Vancoppenolle, M., Bitz, C.M. and Fichefet, T. (2007) Summer Landfast Sea Ice Desalination at Point Barrow, Alaska: Modeling and Observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**, CO4022. <https://doi.org/10.1029/2006JC003493>
- [7] Notz, D. (2005) Thermodynamic and Fluid-Dynamical Processes in Sea Ice. Ph.D. Thesis, Univ. of Cambridge, Cambridge, 219 p.
- [8] Dumont, I. (2009) Interactions between the Microbial Network and the Organic Matter in the Southern Ocean: Impacts on the Biological Carbon Pump. Ph.D. Thesis, Université libre de Bruxelles, Brussels.
- [9] Golden, K.M., Ackley, S.F. and Lytle, V.I. (1998) The Percolation Phase Transition in Sea Ice. *Science*, **282**, 2238-2241. <https://doi.org/10.1126/science.282.5397.2238>
- [10] Zubov, N.N. (1945) Arctic Ice. U.S. Naval Oceanography Office, Bay St. Louis, 217 p. (In Russian)
- [11] Malmgren, F. (1927) On the Properties of Sea Ice. In: Sverdrup, H.U., Ed., *The Norwegian North Polar Expedition with the "Maud" 1918-1925*, Vol. 1a, No. 5, John Griegs Boktr., Bergen, 1-67.
- [12] Untersteiner, N. (1964) Calculations of Temperature Regime and Heat Budget of Sea Ice in the Central Arctic. *Journal of Geophysical Research*, **69**, 4755-4766. <https://doi.org/10.1029/JZ069i022p04755>
- [13] Stierle, A.P. and Eicken, H. (2002) Sedimentary Inclusions in Alaskan Coastal Sea Ice: Small-Scale Distribution, Interannual Variability and Entrainment Requirements. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **34**, 103-114. <https://doi.org/10.1080/15230430.2002.12003518>
- [14] Vancoppenolle, M., Fichefet, T. and Bitz, C.M. (2006) Modeling the Salinity Profile of Undeformed Arctic Sea Ice. *Geophysical Research Letters*, **33**, L21501. <https://doi.org/10.1029/2006GL028342>