

## МИКРОВОЛНОВАЯ РАДИОМЕТРИЯ В ДИСТАНЦИОННОМ МОНИТОРИНГЕ АТМОСФЕРНЫХ, ЛЕДОВЫХ И СНЕЖНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Д.ф.-м.н., проф. **Ф.А. Мкртчян**<sup>1</sup>, д.ф.-м.н., проф. **В.Ф. Крапивин**<sup>1</sup>,  
к.ф.-м.н. **С.М. Шаповалов**<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН

<sup>2</sup>Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН

## MICROWAVE RADIOMETRY IN REMOTE MONITORING OF ATMOSPHERIC, ICE AND SNOW CHARACTERISTICS

**F.A. Mkrтчyan, V.F. Krapivin, S.M. Shapovalov**

**Ключевые слова:** микроволновая радиометрия, дистанционный мониторинг, ледовый и снежный покров.

**Key word:** microwave radiometry, remote monitoring, ice and snow cover.

В работе кратко излагаются физические основы атмосферных, ледовых и снежных характеристик по данным СВЧ – радиометрии. Приводится обзор работ, где на основе модельных расчетов и экспериментальных измерений описываются излучательные способности ледяного и снежного покровов в СВЧ–диапазоне, рассматриваются вопросы разработки моделей для морских льдов с сильным и умеренным поглощением и пористых структур, особенности радиационных показателей молодых льдов, льдов с малой соленостью и паковых льдов. При этом отмечается возможность дистанционного различения возрастных градаций льдов.

Приводятся конкретные примеры классификации явлений на водной поверхности и ледовых покровах. Входящие в систему программные модули были применены для обработки данных радиофизических экспериментов с ИСЗ «Космос – 1500» для районов Арктики. Анализируются статистические характеристики “пятнистости” радиоярких температур, полученные для наиболее информативных порогов. Утверждается, что эти характеристики можно использовать при обнаружении аномальных явлений на водной поверхности и ледовых покровах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-01-00213а.

The paper briefly describes the physical foundations of atmospheric, ice and snow characteristics according to microwave radio-frequency data. A review of the work is presented where, based on model calculations and experimental measurements, the emissivity of the ice and snow cover in the microwave range is described, the questions of the development of models for sea ice with strong and moderate absorption and porous structures, the features of the radiation indices of young ice, ice with low salinity and pack ice. At the same time there is a possibility of remote discrimination of age gradations of ice.

Specific examples of the classification of phenomena on the water surface and ice cover are given. The program modules included in the system were used to process data from radiophysical experiments with the Artificial Earth Sputnik «Kosmos-1500»

*for the Arctic regions. The statistical characteristics of the "spotting" of the radio brightness temperatures, obtained for the most informative thresholds, are analyzed. It is asserted that these characteristics can be used in the detection of abnormal phenomena on the water surface and ice cover.*

*The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project No. 16-01-00213a.*

## **Введение**

Современный этап развития экспериментальных радиофизических методов исследования окружающей среды характеризуется переходом от пассивного сбора информации об изучаемом объекте к постановке целенаправленных экспериментов. Первостепенное значение при осуществлении таких экспериментов приобретают организации массового сбора информации об изучаемой системе, оперативность ее обработки и достоверная интерпретация данных наблюдений.

В зависимости от природы регистрируемого электромагнитного излучения применяются как активные, так и пассивные методы зондирования. Активные методы основаны на анализе отраженных от исследуемых объектов сигналов и используют зависимости между характеристиками обратного рассеяния и физическими параметрами объектов. Пассивные методы основаны на приеме собственного излучения исследуемых объектов. Измеряемые характеристики поля излучения тесно связаны с физическими и геометрическими свойствами природных объектов.

В настоящей работе в основном речь идет о дистанционных радиофизических методах. Основная специфика радиофизических методов связана с радиопрозрачностью атмосферы. В этом состоит одно из основных преимуществ СВЧ-радиометрического метода по сравнению с оптическими и инфракрасными методами [1,2,3,4,8,10,13,17].

Возможности инфракрасных и оптических методов сильно ограничиваются поглощающими и рассеивающими свойствами атмосферы. Основные помехи для этих методов являются облака, которые часто препятствуют получению оперативных данных о состоянии земных покровов и акватории.

Надо отметить, что в какой-то мере радиопрозрачность атмосферы является относительной. На волне 1,35 см имеется линия поглощения водяного пара, а в диапазоне волн 0,5 см - кислорода. Но наличие в СВЧ диапазоне этих областей резонансного поглощения позволяет проводить дистанционное восстановление метеорологических параметров атмосферы: вертикальных профилей температуры и влажности, интегральных метеопараметров - полной массы водяного пара и водозапаса облаков, выделять вероятные зоны выпадения осадков. Возможность получения информации не только о характеристиках водной и земной поверхности, но и его поверхностного слоя, зависит от глубины проникновения электромагнитной волны. В инфракрасном диапазоне все излучение формируется в очень тонком поверхностном слое. Электромагнитные волны СВЧ - диапазона сильно поглощаются земной и водной поверхностью. Глубина проникновения варьируется от сотых долей до единицы миллиметра в случае исследования водной поверхности. В то же время в сухих грунтах и в материковых льдах, сухом снеге значения глубины проникновения достигаются нескольких десятков длины волны.

Это позволяет осуществлять дистанционные исследования почвы, ледяного и снежного покровов до значительных глубин. Проникающая способность радиоволн дает преимущества особенно при зондировании непосредственно земных покровов. Неплотная растительность (трава, злаковые и т.п.) в основном слабо поглощает и рассеивает радиоволны и поэтому можно производить сквозь нее "радионаблюдение" почвенных покровов. Радиоволны могут проникать в грунт (особенно сухой) и осуществлять зондирование на глубине порядка метра.

Основной недостаток радиофизических методов дистанционного зондирования - это сравнительно низкая пространственная разрешающая способность по сравнению с оптическим методом.

В радиодиапазонах высокое разрешение достигается в специализированных и дорогих радиосистемах, а в остальных случаях, достигается лишь грубое разрешение. Поэтому радиофизические методы дистанционного зондирования из космоса применимы в основном для участков Земли с большой пространственной однородностью. Для более высокого разрешения используются самолеты.

### **Оценки атмосферных, ледовых и снежных характеристик по данным СВЧ-радиометрии**

Наличие в СВЧ-диапазоне областей резонансного поглощения водяного пара и кислорода определяет принципиальную возможность оценки интегральных метеопараметров: полной массы водяного пара в атмосфере  $Q$  и водозапаса облаков  $W$ , решить задачу восстановления вертикальных профилей: температуры, влажности, влажности и др. При этом зоны вероятного выпадения осадков можно легко опознавать по разным контрастам температуры исследуемых территорий [4, 8, 11, 12].

$$\frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1; \quad |m| \frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1,$$

Поглощение и собственное излучение атмосферы зависят как от параметров облачного слоя, так и от содержания в атмосфере водяного пара. Средний радиус капель слоистообразных облаков и кучевых облаков хорошей погоды составляет 2,5-7 мкм [12], а максимальный вклад в водность вносят капли радиусом 10-20 мкм. В диапазоне длин волн  $\lambda \geq 0,8$  в облаках с хорошей точностью выполняются условия рэлеевского рассеяния [12]:

где  $a$  - радиус капель;

$|m|$  - модуль коэффициента преломления.

Основными газовыми компонентами атмосферы, поглощающими микроволновое излучение, являются молекулярный кислород и водяной пар. Поглощением остальных атмосферных газов можно пренебречь, ввиду их малой концентрации и слабости линий поглощения [11].

Выражение для радиояркостной температуры системы "океан-атмосфера" при отсутствии осадков, с учетом восходящего  $T_{я}^{\uparrow}$  и нисходящего  $T_{я}^{\downarrow}$  излучения атмосферы и собственного излучения поверхности, ослабленного атмосферой, имеет вид [4, 11, 12]:

$$T_{я} = \alpha T_0 e^{-\tau_{\lambda}} + T_{я}^{\uparrow} + (1 - \alpha) T_{я}^{\downarrow} e^{-\tau_{\lambda}}, \quad (1)$$

где  $\alpha$ ,  $T_0$  - соответственно излучательная способность и температура подстилающей поверхности;

$$\tau_\lambda = \int_0^\infty \alpha_\lambda(z) dz - \text{оптическая толщина атмосферы;}$$

$\alpha_\lambda(z)$  - вертикальный профиль коэффициента поглощения в атмосфере.

Яркостные температуры восходящего  $T_\lambda^\uparrow$  и нисходящего  $T_\lambda^\downarrow$  излучения атмосферы выражаются формулами:

$$\begin{aligned} T_\lambda^\uparrow &= \int_0^\infty T(z) \alpha_\lambda(z) \exp\left[-\int_z^\infty \alpha_\lambda(z') dz'\right] dz; \\ T_\lambda^\downarrow &= \int_0^\infty T(z) \alpha_\lambda(z) \exp\left[-\int_0^z \alpha_\lambda(z') dz'\right] dz, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $T(z)$  - вертикальный профиль температуры воздуха.

В отсутствие осадков  $\alpha_\lambda(z)$  можно представить в виде суммы коэффициентов поглощения в водяном паре  $\alpha_\lambda^{\text{H}_2\text{O}}(z)$ , в кислороде  $\alpha_\lambda^{\text{O}_2}(z)$  и в жидко капельных облаках  $\alpha_\lambda^{\text{обл}}(z)$ :

$$\alpha_\lambda(z) = \alpha_\lambda^{\text{O}_2}(z) + \alpha_\lambda^{\text{обл}}(z) + \alpha_\lambda^{\text{H}_2\text{O}}(z)$$

Величины  $\alpha_\lambda^{\text{H}_2\text{O}}(z)$  и  $\alpha_\lambda^{\text{обл}}(z)$  связаны с вертикальными профилями влажности  $Q(z)$  и водности  $W(z)$  формулами [12]:

$$\begin{aligned} \alpha_\lambda^{\text{H}_2\text{O}}(z) &= C_Q(\lambda, T) Q(z); \\ \alpha_\lambda^{\text{обл}}(z) &= C_W(\lambda, T) W(z), \end{aligned}$$

здесь  $C_Q(\lambda, T)$ ,  $C_W(\lambda, T)$  - известные функции температуры и длины волны. Коэффициент кислородного поглощения  $\alpha_\lambda^{\text{O}_2}$  при заданных температуре  $T$  и давлении  $P$  можно оценить выражением [11, 12]

$$\alpha_\lambda^{\text{O}_2} = C_\lambda P^2 T^{-2,8}, \text{ при } 0,8 \leq \lambda \leq 3 \text{ см.}$$

Уравнения (1), (2) являются основными при решении обратной задачи СВЧ-радиометрического зондирования системы "океан-атмосфера". Рассмотрим возможность определения некоторых интегральных метеопараметров, таких как полная масса водяного пара в атмосфере  $Q$  и водозапас облаков  $W$ . Эти параметры можно оценить из более простых соотношений, которые получаются из (1) и (2) при некоторых упрощениях путем ввода так называемых средневзвешенных эффективных температур атмосферы  $T_\lambda^1$  и  $T_\lambda^2$  [1, 11]. Радиояркостные температуры  $T_\lambda^\uparrow$  и  $T_\lambda^\downarrow$  выражаются через них

$$T_\lambda^\uparrow = T_\lambda^1 (1 - e^{-\tau_\lambda});$$

$$T_\lambda^\downarrow = T_\lambda^2 (1 - e^{-\tau_\lambda}).$$

А полное поглощение атмосферы  $\tau_\lambda$  представляется как линейная функция от Q и W:

$$\tau_\lambda = \tau_\lambda^{O_2} + K_{1\lambda} \hat{Q} + K_{2\lambda} (T_{обл}) \hat{W}, \quad (3)$$

где  $K_{1\lambda}$ ,  $K_{2\lambda}(T_{обл})$  - весовые коэффициенты поглощения водяного пара и жидко-капельной воды,  $T_{обл}$  - эффективная температура облака. Значения параметров  $T_\lambda^1$ ,  $T_\lambda^2$ ,  $K_{1\lambda}$ ,  $K_{2\lambda}(T_{обл})$  оцениваются по стандартным моделям атмосферы [1, 12]. Таким образом, для оценки неизвестных Q и W по результатам СВЧ-радиометрических измерений количество каналов  $\lambda_i$  должно быть не менее двух. Основным источником погрешности при оценке неизвестных Q и W из (3) является неточное задание величины  $T_{обл}$ .

Возможности совместного определения параметров Q, W и  $T_{обл}$  рассматриваются в [1,4,11,12]. Оценки точности определения этих параметров можно найти в [11,12]. С практической точки зрения целесообразно использовать также регрессионные соотношения непосредственно между  $T_\lambda$  и искомыми параметрами. Например, в [11] на основе статистической обработки спутниковых радиометрических данных в зависимости от высоты облачности z предлагается:

$$\hat{W} = \begin{cases} 0,056T_\lambda - 7,13 & \text{при ясной погоде} \\ 0,052T_\lambda - 6,59 & \text{облачно } z \leq 250\text{м}, \hat{Q} < 0,1\text{кг} / \text{м}^2 \\ 0,041T_\lambda - 5,03 & \text{облачно } z > 250\text{м}, 0,1 \leq \hat{Q} \leq 0,5\text{кг} / \text{м}^2 \end{cases}$$

В последнее время известный прогресс достигнут в области применения СВЧ-радиометрических методов для оценки характеристик ледяного и снежного покрова: тип, возраст, структура льда и снега, граница и высота снежного покрова и т.д. [1, 2, 3, 5, 6, 7, 21,22]. В работах [2, 5] на основе модельных расчетов и экспериментальных измерений описываются излучательные способности ледяного и снежного покровов в СВЧ-диапазоне. В работе [5] по данным многоканальных СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ оценивают не только морфологические параметры льда, но и среднюю термодинамическую температуру его верхнего слоя. Так радиояркая температура льда Антарктиды определяется соотношением:

$$T_\lambda = \alpha(\theta, n, \sigma, ka) T_\lambda$$

$$ka = \frac{2\pi na}{\lambda}; \quad \sigma = \sqrt{\pi} < \delta n^2 > / 2n_1;$$

где  $\alpha$  - излучательная способность льда,  $\theta$  - угол выхода регистрируемого излучения,  $n$  - средний показатель преломления,  $a$  - средний размер случайных неоднородностей,  $\delta n^2$  - дисперсия показателя преломления;  $T_\lambda$  - термодинамическая температура льда. Неизвестными характеристиками ледяного покрова являются величины:  $n$ ,  $a$ ,  $\sigma$  и  $T_\lambda$ . Для их совместного определения по данным многоканальных СВЧ-радиометрических измерений с ИСЗ на длинах волн  $\lambda_1 = 0,8$ ;  $\lambda_2 = 1,35$ ;  $\lambda_3 = 1,55$ ,  $\lambda_4 = 4$  см используются численное решение уравнения переноса излучения в слабо поглощающей случайно-неоднородной среде.

В работе [2] на основе разработки моделей для морских льдов с сильным и умеренным поглощением и пористых структур описаны особенности радиационных показателей молодых льдов, льдов с малой соленостью и паковых льдов. При этом показана возможность дистанционного различения возрастных градаций льдов, контрасты радиояркости поверхности моря и ледяного покрова достигающие  $80^{\circ}$ - $100^{\circ}$ К, позволяют уверенно обнаружить наличие льда на поверхности воды. Анализ спектральных особенностей позволяет различать влияние вариации температуры, вариации сплоченности и вид ледовых образований [2].

Поглощение радиоволн в молодых морских льдах характеризуется в сантиметровом диапазоне волн значениями  $10^2$ - $5 \cdot 10^2$  дБ/м (при этом толщина скин-слоя составляет единицы сантиметров) [2,18,19,20].

Для молодых морских льдов с малой излучательной способностью от величины диэлектрической проницаемости верхнего слоя льда в условиях френелевского приближения для вертикальной и горизонтальной поляризации имеют вид [2]:

$$\alpha_B(\theta) = 1 - \left[ \frac{\epsilon_i \cos \theta - \sqrt{\epsilon_i - \sin^2 \theta}}{\epsilon_i \cos \theta + \sqrt{\epsilon_i - \sin^2 \theta}} \right]^2,$$

$$\alpha_{\Gamma}(\theta) = 1 - \left[ \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_i - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_i - \sin^2 \theta}} \right]^2$$

где  $\theta$  - угол наблюдения,  $\epsilon_i$  - диэлектрическая проницаемость верхнего слоя льда.

Расширение диапазона различных состояний льда достигается измерением значений коэффициента обратного рассеяния в сантиметровом и дециметровом диапазонах, что позволяет получить дистанционные оценки пяти-шести возрастных градаций молодых льдов. При наблюдениях радиотеплового излучения льда с полем зрения конечных угловых размеров интерференционные осцилляции "замываются" и зависимость интенсивности излучения от толщины приобретает монотонный характер. При этом выражение для радиояростной температуры имеет вид [1]:

$$T_{\gamma} = (1 - V_1) \left[ (1 - V_2) T_0 e^{-\tau_{\lambda}} + \int_0^l T(h) \gamma_{\lambda}(h) e^{-\int_0^h \gamma_{\lambda}(x) dx} dh \right],$$

где  $T_0$  - температура на границе вода-лед;  $T(h)$  - вертикальный профиль распределения температуры в толще льда;  $V_1, V_2$  - модули коэффициентов отражения от верхней и нижней кромок льда;  $\tau_{\lambda} = \gamma_{\lambda} l$  - интегральное поглощение радиоволн в слое льда с толщиной  $l$ ;  $\gamma_{\lambda}$  - погонный коэффициент поглощения.

Экспериментально показано [1] наличие монотонной зависимости интенсивности излучения дециметровых волн от толщины льда. Такие зависимости для льдов с умеренным поглощением позволяют получать радиометрические оценки толщины ледовых покровов.

Паковые льды имеют пористую структуру, формирующуюся в процессе летнего таяния верхнего слоя льда. Степень пористости паковых льдов может достигать нескольких десятков процентов [2]. Воздушные пузырьки и неоднородности

их структуры вызывают рассеяние радиоволн, что сказывается на показателях радиотеплового излучения и обратного рассеяния радиоволн. Излучательная способность и коэффициент обратного рассеяния слоя льда определяются с учетом внутреннего рассеяния [2]:

$$\alpha = (1 - V_1)(1 - \rho_\lambda), \quad \sigma_\lambda = \sigma_{s\lambda} + \sigma_{v\lambda}$$

где  $\rho_\lambda = \sum \sigma_{\lambda_i}$  - показатель объемного рассеяния неоднородностей;

$\sigma_{s\lambda}$  - составляющая поверхностного рассеяния;

$\sigma_{v\lambda}$  - составляющая объемного рассеяния.

Спектральная зависимость показателя объемного рассеяния определяется соотношением размеров неоднородностей и длины волны и имеет слабоселективный характер. При реальных размерах неоднородностей имеет место увеличение коэффициента рассеяния и снижение излучательной способности при укорочении длины волны [1, 2]. Исследования расчетных и экспериментальных значений спектра излучательной способности многолетних (паковых) и молодых морских льдов позволяют различать радиометрическим и радиолокационным способами молодые и паковые льды, а также получать оценки степени пористости структуры ледового покрова [1, 2].

### **Общая характеристика, классификация и электрические параметры ледовых покровов**

Льды по месту их формирования делятся на материковые (Антарктика, Гренландия, некоторые арктические острова и т.п.) и плавучие (морской речной и озёрный льды - последние два вида называют пресноводными).

Морской лед по возрасту принято делить на начальные виды (ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга), нилас (толщина  $h \leq 0.1$  м), молодые льды (серый  $h \approx 0.1-0.15$  м; серо-белый  $h \approx 0.15-0.3$  м), однолетние льды (тонкий однолетний лед,  $h \approx 0.3-0.7$  м; однолетний лед средней толщины,  $h \approx 0.7-1.2$  м; толстый однолетний лед,  $h \approx 1.2-1.8$  м) и старые льды ( $h \approx 0.6-1.8$  м); многолетний или паковый лед ( $h \approx 3-5$  м)[2, 5].

Иногда классифицируют морской лед по его площади: ледяные поля (диаметр в поперечнике  $d > 500$  м), обломки ледяных полей ( $d \sim 100-500$  м), плавучие льдины ( $d \sim 10-100$  м), ледяные плиты ( $d \sim 2-10$  м) и битый лед (обломки с  $d < 2$  м). Структура морского льда определяется как процессами, происходящими в период его образования, так и явлениями имеющими место в период существования уже сформированного льда. Характерной особенностью морского льда является наличие на его нижней границе "переходного" слоя сильно пропитанного водой толщина которого зависит от возраста льда (для однолетних льдов, например толщина этого слоя около 0.1 м). Нижняя поверхность молодых льдов обычно сравнительно ровная и имеет неровности вида мелких шероховатостей высотой 1 - 5 см. Верхняя граница ниласа - ровная. Что же касается однолетних льдов, то здесь встречаются как поля сравнительно ровного льда, имеющего неровности типа мелких шероховатостей, так и поля льда, покрытого неровностями типа битого льда, углублений и торосов. Одной из важнейших характеристик морского льда, существенно определяющей его свойства, является солёность S. Солёность оценивается в граммах солей на килограмм вещества или в частях на 1000 и обозна-

чается % (читается промилле). В среднем соленость морской воды в океане (вдали от берегов) равна 34.5%. Эту величину часто принимают в качестве стандарта. Соленость морского льда всегда значительно ниже солености воды, из которой он образовался. Как бы быстро ни шло льдообразование, часть рассола всегда успевает вытечь из льда. Для очень молодых морских льдов (от нескольких дней до месяца) при солености воды  $S \sim 35\%$  соленость льда доходит до 20 %. Чем старше лед тем ниже его соленость. В среднем однолетние льды (январь-апрель) имеют соленость  $S \sim 4-5\%$ , для двухлетних льдов  $S \sim 1-1.5\%$ , для паковых льдов  $S < 1\%$ .

Изменение солености льда обусловлено многими факторами, основными из которых являются:

- 1) действие гравитационных сил, способствующих стеканию рассола вниз;
- 2) миграция рассола за счет температурного градиента по направлению этого градиента, т.е. как правило сверху вниз;
- 3) действие гидростатического давления, выжимающего рассол из ячеек.

У двухлетних и многолетних льдов соленость со временем уменьшается также из-за вымывания рассола талыми водами. Профиль солености с глубиной у молодых льдов обычно следующий: более высокая соленость у границ воздух-лед и лед-вода, минимальная - в середине, а у многолетних - более высокая в середине и минимальная у границ воздух-лед. Температура льда постоянна по толщине: зимой на поверхности его температура равна температуре воздуха, а вблизи границы лед-вода близка к температуре замерзания морской воды ( $t = -2^\circ\text{C}$ ). Следует отметить, что температура замерзания воды зависит от ее солености и колеблется от  $-0.1^\circ\text{C}$  при  $S = 1-2\%$  до  $-1.9^\circ\text{C}$  при  $S = 35\%$  [2, 5]. В целом наблюдается приблизительно линейное изменение температуры по толщине льда.

Электрические характеристики морского льда исследованы пока недостаточно полно. Наиболее подробными представляются работы [6, 7], в которых в лабораторных условиях с помощью мостовых измерительных устройств для четырех значений солености ( $S \sim 5; 8; 12; 16\%$  ...) исследуется зависимость  $\epsilon$  от частоты и температуры в широком интервале температур ( $t -12.5 \dots -35^\circ\text{C}$ ) и частот ( $f = 10^2 - 10^8$  Гц).

Отсутствуют систематические исследования электрических характеристик морского льда при  $f > 10^8$  Гц. Имеются лишь работы, в которых те или иные электрические характеристики измерялись в некоторых фиксированных частотах [2, 5], причем результаты разных авторов заметно отличаются.

Так в работе [7] описано, как с помощью радиолокационного зондирования льда с поверхности на частоте  $f \approx 150$  МГц определены значения  $\epsilon'$  ( $\epsilon' = \epsilon' - j\epsilon''$ ) морского льда в зависимости от толщины с предположением, что  $tg\delta \ll 1$ . Показано, что для однолетнего льда зимой наблюдается примерно линейная зависимость скорости распространения радиоволн  $v$  от толщины льда, а для однолетнего льда весной и многолетних льдов строгой зависимости  $v$  от толщины нет.

В работе [7] приведены результаты измерений  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$  проводившихся на образцах льда, приготовленного из раствора NaCl, для диапазона частот  $10^8 - 2,4 \cdot 10^{10}$  Гц с помощью коаксиальных линий и волноводов, в работе [2] для частот 100 и 400 МГц с помощью вмораживания длинных линий в морской лед были определены значения скорости распространения  $v$  и удельного затухания в морских льдах различной солености. Электрические свойства больших масс льда, находящихся в естественных условиях, могут отличаться от свойств экспериментальных образцов. Поэтому представляет большой интерес определение электрических свойств морского льда в естественных условиях. Эту задачу в частности



можно решить по данным радиотеплового и радиолокационного зондирования [2, 7] путем расчета соответствующей электродинамической модели льда.

### Результаты обработки спутниковых измерений для районов Арктики

В качестве исходных данных для подсистемы тематической обработки дистанционных измерений использовались данные ИСЗ «Космос – 1500», где были установлены радиометры на длинах волн  $\lambda_1 = 0,8$  см,  $\lambda_2 = 1,35$  см,  $\lambda_3 = 8,5$  см [1, 3, 9, 14, 15, 16, 17, 23]. По статистической обработке данных СВЧ – радиометрических измерений с ИСЗ «Космос – 1500» можно хорошо классифицировать крупно – масштабные процессы для исследования ледяного покрова Арктики. В частности, удается определить положение кромки льдов и разделить льды на 4 группы: молодые, однолетние, многолетние и паковые. Точность пространственной привязки по каналу  $\lambda_1 = 0,8$  см оценивается  $\pm 15$  км. Одновременное использование каналов  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$  дает оценку положения кромки льдов с точностью до 20%. На рис. 1 дан фрагмент регистрограммы, из которого видно, что каналы  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  четко фиксируют границу перехода от суши в районе дельты р. Лены к однолетним тонким льдам моря Лаптевых. В районе Новосибирских островов фиксируется уменьшение толщи и сплоченности ледового покрова. Начиная с района  $80^\circ$  с.ш. и  $150^\circ$  в.д. вплоть до островов архипелага Парри наблюдаются многолетние льды. В таблице 1 приведены результаты оценок среднего значения радиоярких температур  $W$ , дисперсии  $D$ , среднеквадратического отклонения  $S$ , коэффициента асимметрии  $A$ , эксцесса  $\mathcal{E}$ , коэффициента вариации  $V$  морской поверхности (район Баренцева моря) для разных каналов. Определен по критерию  $\chi^2$  тип вероятностных распределений радиоярких температур, обычно дистанционным измерениям соответствуют несимметрические кривые распределения. Эти оценки характеризуют состояние среды по выбранной шкале широтных поясов и позволяют хорошо классифицировать крупномасштабные процессы.

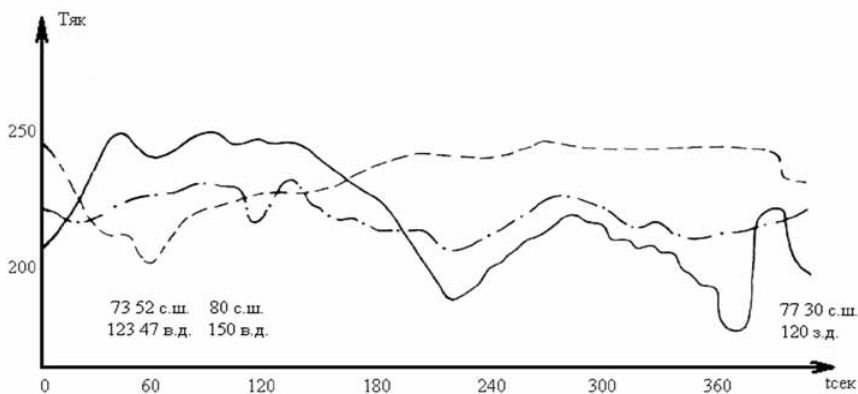


Рис. 1. Регистрограмма радиоярких температур по каналам  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  для районов дельты р. Лены и моря Лаптевых.

Таблица 1.

**Статистические характеристики радиоярких температур  
морской поверхности (район Баренцева моря) на основе данных  
ИСЗ «Космос-1500» (8,9 февраля 1984 года).**

Каналы $\lambda$	ПАРАМЕТРЫ						Вид вероятностного распределения
	W	D	S	V	A	Э	
0.8 см	197	49	7	6.2	0.8	4.2	Экспоненциальное распределение
1.35 см	182	139	11.8	16	0.9	5.2	Экспоненциальное распределение
8.5 см	165	63	7.9	6.1	2.2	1.6	Гамма распределение

Ограниченный объем наблюдений не всегда позволяет судить о закономерностях распределения вероятностей радиоярких температур и соответствия этих рядов реальности. Решить проблему можно выбором наиболее подходящей теоретической кривой на основе имеющегося ряда наблюдений. В таблице 2 приведены статистические характеристики (W, D, S, A, Э, V), тип вероятностных распределений для радиоярких температур (район моря Бофорта). В таблице 3 представлены результаты статистической обработки «пятнистости» дистанционных данных (радиояркой температуры) района Баренцева моря на основе данных ИСЗ «Космос – 1500». Максимальное и минимальное значение радиояркой температуры равны 160 К и 224 К.

Таблица 2.

**Статистические характеристики радиоярких температур  
морской поверхности (район моря Бофорта) на основе данных  
ИСЗ «Космос-1500» (8,9 февраля 1984 года).**

Каналы $\lambda$	ПАРАМЕТРЫ						Вид вероятностного распределения
	W	D	S	V	A	Э	
0.8 см	204	79	7.8	7.2	0.79	2.2	Экспоненциальное распределение
1.35 см	240	98	9.8	5.1	1.2	4.2	Гамма распределение
8.5 см	225	122	11.1	7.3	0.9	6.8	Экспоненциальное распределение

Таблица 3.

**Статистические характеристики «пятнистости» радиоярких температур  
морской поверхности (район Баренцева моря) по данным  
ИСЗ «Космос-1500» (8,9 февраля 1984 года) канал  $\lambda_1 = 0.8$  см.**

Порог		N	W	D	MIN	MAX	A	Э	$\rho$
160	$\Gamma^+$	28	21.3	220.5	1	106	1.87	5.6	0.168
	$\Gamma^-$	27	12.6	15.5	1	31	2.2	3.2	
180	$\Gamma^+$	36	18.3	125.2	1	80	3.02	14.3	0.054
	$\Gamma^-$	35	16.2	26.8	1	26	2.3	4.8	
200	$\Gamma^+$	32	24.6	145.4	1	96	5.1	12.6	0.18
	$\Gamma^-$	32	22.4	89.8	1	80	4.2	9.4	
220	$\Gamma^+$	24	9.8	194.8	1	83	4.3	10.05	0.26
	$\Gamma^-$	24	25.4	210.2	1	64	3.2	6.3	

Наиболее информативными являются пороги, значения которых попадают в интервал от 180 до 200. Для этих порогов отмечаются наибольшее сближение средних размеров положительных и отрицательных «пятен». Для порога  $x = 180$  разность средних значений размеров «пятен» составляет  $\Delta W = 2.1$ . Минимальное значение коэффициента корреляции зафиксировано также для наиболее информативных порогов. Так, для порога  $x = 180$ ,  $\rho = 0.054$ . В этом случае с большой вероятностью можно утверждать, что распределение положительных и отрицательных «пятен» независимы. Поэтому можно ограничиться исследованием одномерных гистограмм ( $\Gamma^+$ ,  $\Gamma^-$ ) – характеристик. Анализ теоретического и эмпирического совместного распределения положительных и отрицательных «пятен» также показывает их независимость для наиболее информативных порогов.

В таблице 4 представлены статистические характеристики «пятнистости» радиоярких температур морской поверхности для района моря Бофорта по данным ИСЗ «Космос – 1500». Наиболее информативные пороги находятся в диапазоне от 205 до 215. Для этих же порогов наблюдается и наименьшая разность средних размеров положительных и отрицательных «пятен». Для  $x = 210$  разность  $\Delta W = 1.5$ . Коэффициент корреляции достигает минимального значения  $\rho = -0.04$  для порога  $x = 210$ , что свидетельствует о независимости распределения положительных и отрицательных «пятен».

Таблица 4.

**Статистические характеристики «пятнистости» радиоярких температур морской поверхности (район моря Бофорта) по данным ИСЗ «Космос-1500» (8,9 февраля 1984 года) канал  $\lambda_1 = 0.8$  см.**

Порог		N	W	D	MIN	MAX	A	Э	$\rho$
200	$\Gamma^+$	9	38	165	1	110	1.8	0.6	0.38
	$\Gamma^-$	9	7.8	37	1	34	1.7	0.58	
205	$\Gamma^+$	12	29	76	1	87	0.9	1.8	0.24
	$\Gamma^-$	12	15	45.8	1	32	1.85	3.4	
210	$\Gamma^+$	16	24	210.2	1	86	2.4	5.6	0.04
	$\Gamma^-$	16	22.6	58.3	1	42	2.9	5.9	
215	$\Gamma^+$	10	15.4	11.4	1	16	1.8	2.2	0.29
	$\Gamma^-$	10	29.2	102.3	1	27	2.5	4.1	

Анализируя статистические характеристики пятнистости радиометрических данных, полученных для наиболее информативных порогов, можно утверждать, что статистические характеристики «пятнистости» радиометрических данных можно использовать при обнаружении аномальных явлений на водной поверхности, включая ледовые поля.

### Литература

1. Арманд Н.А., Крапивин В.Ф., Мкртчян Ф.А. Методы обработки данных радиофизического исследования окружающей среды. М.: Наука, 1987, 270 с.
2. Арманд Н.А., Егоров С.Т., Курская А.А., Кутуза Б.Г. Некоторые результаты исследования арктического льда со спутника “Космос – 1151”. В сб. Исследование океана дистанционными методами. Севастополь: МГИ АН УССР, 1981, с. 137 – 144.

3. Афанасьев Ю.А., Нелепо Б.А., Селиванов А.С. и др. Программа экспериментов “Космос – 1500”.// Исследование Земли из космоса. 1985, №3, с. 3 - 8.
4. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974, 212 с.
5. Башаринов А.Е., Курская А.А. Различение возрастных категорий морских льдов при радиолокационных и радиотепловых наблюдениях в СВЧ – диапазоне.// Радиотехника, 1979, т. 34, №4, с. 31 – 35.
6. Белич Р.Б. Расчет излучательной способности ледяного и снежного покрова в СВЧ – диапазоне.// Труды ГосНИИЦИПР. Л.: 1984, Вып. 18. с.91 – 102.
7. Богородский В.В., Трипольников В.П. Электромагнитные характеристики морского льда в диапазоне 30 – 40 МГц.// ДАН СССР, 1973, т. 213, №3, с. 577 – 579.
8. Гурвич А.С., Егоров С.Т., Кутуза Б.Г. Радиофизические методы зондирования атмосферы и поверхности океана из космоса.// Исследование Земли из космоса, 1981, №1, с.63 – 70.
9. Калмыков А.И., Пицугин А.П., Цымбал В.Н. Определение поля приводного ветра радиолокационной системой бокового обзора ИСЗ «Космос – 1500».// Исследование Земли из космоса. 1985, №4, с. 65 – 67.
10. Климов В.В., Крапивин В.Ф., Мкртчян Ф.А., Ничипор А.Е. Методы классификации и качественной интерпретации данных дистанционного мониторинга окружающей среды.// Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2000, №11, с. 10 –17.
11. Кутуза Б.Г., Смирнов М.Т. Влияние облачности на усредненное радиотепловое излучение системы «атмосфера – поверхность океана».// Исследование Земли из космоса. 1980, №3, с. 76 – 83.
12. Малкевич М.С., Косолапов В.С. О возможности дистанционного определения вертикального профиля влажности облаков.// Исследование Земли из космоса. 1981, №6, с.63 – 72.
13. Мкртчян Ф.А. Оптимальное различение сигналов и проблемы мониторинга. М.: Наука, 1982, 186 с.
14. Мкртчян Ф.А., Петренко Б.З., Российский А.В. Применение кластерного анализа к обработке данных радиотеплового зондирования системы “океан – атмосфера”. Всесоюзный семинар. Эволюционное моделирование и обработка данных радиофизического эксперимента. Тезисы докл. М.: ИРЭ АН СССР, 1984, с.54 – 55.
15. Мкртчян Ф.А. Анализ эффективности мониторинговых систем дистанционного зондирования // Экологические системы и приборы, №4, 2017, с. 17-23
16. Мкртчян Ф.А., Шаповалов С.М. Адаптивная технология классификации и качественной интерпретации данных дистанционного мониторинга водной поверхности. Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 2005, № 3, с.3-15.
17. Нелепо Б.А., Коротаев Г.К., Суетин В.С., Терехин Ю.В. Исследование океана из космоса. Киев: Наукова думка, 1985, 168 с.
18. Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с.86.
19. Паундер Э. Физика льдов. М.: Мир, 1967, с.192.
20. Райзер В.Ю., Зайцева И.Г., Анискович В.М., Эткин В.С. Определение физических параметров морского льда по данным дистанционных СВЧ – измерений в диапазоне 0,3 – 0,8 см.// Исследование Земли из космоса. 1985, №1, с.23 – 31.
21. Campbell K.I., Orange A.S. A continuous profile of sea ice and freshwater ice thickness by impulse radar. – “Polar Record”, 1974, v.17, #106, p.31 – 41.

22. Hoekstra P., Cappilino P. Dielectric properties of sea and sodium chloride ice at VHF and microwave frequencies. – “J. Geophys. Res”, 1973, v.3, p. 620 – 621.

23. Mkrtchyan F.A. GIMS-technology for environmental monitoring// Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability XIII, Proceedings of SPIE, Vol. 9975, No. UNSP 99750F, San Diego, California, USA, 2016.

### References

1. Armand N.A., Krapivin V.F., Mkrtchyan F.A. Methods of processing data from radiophysical environmental studies. Moscow: Nauka, 1987, 270 p.

2. Armand N.A., Egorov S.T., Kurskaya A.A., Kutuza B.G. Some results of the study of Arctic ice from the satellite "Kosmos - 1151". In the collection. Exploration of the ocean by remote methods. Sevastopol: MGI Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, 1981, pp. 137 - 144.

3. Afanasyev Yu.A., Nelepo B.A., Selivanov A.S. et al. The program of experiments "Cosmos - 1500". // The study of the Earth from space. 1985, No. 3, p. 3 - 8.

4. Basharinov A.E., Gurvich A.S., Egorov S.T. Radio emission of the Earth as a planet. Moscow: Nauka, 1974, 212 p.

5. Basharinov A.E., Kurskaya A.A. Distinction of age categories of sea ice during radar and radio thermal observations in the microwave range. // Radio Engineering, 1979, v. 34, No. 4, pp. 31 - 35.

6. Belich R.B. Calculation of the emissivity of ice and snow cover in the microwave range. // Proceedings of GosNIICIPR. L.: 1984, Issue. 18. pp. 91 - 102.

7. Bogorodsky V.V., Tripolnikov V.P. Electromagnetic characteristics of sea ice in the range of 30-40 MHz. DAN SSSR, 1973, v. 213, No. 3, pp. 577-579.

8. Gurvich A.S., Egorov S.T., Kutuza B.G. Radiophysical methods of sounding the atmosphere and the ocean surface from outer space. // Earth exploration from space, 1981, № 1, pp.63 - 70.

9. Kalmykov A.I., Pichugin A.P., Tsymbal V.N. Determination of the field of the driving wind by the radar system of the lateral survey of the Cosmos-1500 satellite. // The study of the Earth from space. 1985, No. 4, pp. 65 - 67.

10. Klimov V.V., Krapivin V.F., Mkrtchyan F.A., Nichipor A.E. Methods of classification and qualitative interpretation of remote environmental monitoring data. // Problems of the environment and natural resources. 2000, No. 11, pp. 10 -17.

11. Kutuza B.G., Smirnov M.T. Influence of the cloudiness on the average radiant thermal radiation of the "atmosphere-ocean surface" system. // Earth exploration from space. 1980, No. 3, pp. 76 - 83.

12. Malkevich M.S., Kosolapov V.S. On the possibility of remote determination of the vertical moisture profile of clouds. // Study of the Earth from space. 1981, №6, pp.63 - 72.

13. Mkrtchyan F.A. Optimal signal discrimination and monitoring problems. Moscow: Nauka, 1982, 186 p.

14. Mkrtchyan F.A., Petrenko B.Z., Rossiysky A.V. The application of cluster analysis to the processing of radiothelic sounding data of the ocean-atmosphere system. The All-Union Seminar. Evolutionary modeling and processing of radiophysical experiment data. Theses dokl. Moscow: IRE USSR Academy of Sciences, 1984, pp.54-55.

15. Mkrtchyan F.A. Analysis of the effectiveness of monitoring systems of remote sensing // Ecological systems and devices, №4, 2017, pp. 17-23.

16. Mkrtchyan F.A., Shapovalov S.M. Adaptive technology of classification and qualitative interpretation of remote water monitoring data. Problems of the environment and natural resources. 2005, No. 3, pp. 3-15.
17. Nelepo B.A., Korotaev G.K., Suetin V.S., Terekhin Yu.V. The study of the ocean from space. Kiev: Naukova Dumka, 1985, 168 p.
18. Nomenclature of sea ice. Legend for ice cards. L. : Gidrometeoizdat, 1974, p. 86.
19. Pounder E. Physics of ice. Moscow: Mir, 1967, p. 192.
20. Raizer V.Yu., Zaitseva I.G., Aniskovich V.M., Etkin V.S. Determination of the physical parameters of sea ice from remote microwave measurements in the range 0.3-0.8 cm. // Earth from Space. 1985, №1, pp. 23-31.
21. Campbell K. I., Orange A.S. A continuous profile of sea ice and freshwater ice thickness by impulse radar. - "Polar Record", 1974, v.17, # 106, pp. 31 - 41.
22. Hoekstra P., Cappilino P. Dielectric properties of sea and sodium chloride ice at VHF and microwave frequencies. - "J. Geophys. Res ", 1973, v.3, pp. 620-621.
23. Mkrtchyan F.A. GIMS-technology for environmental monitoring // Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability XIII, Proceedings of SPIE, Vol. 9975, No. UNSP 99750F, San Diego, California, U.