МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского»

Радиофизический факультет
Кафедра общей физики

Направление «Радиофизика»

Отчет по практике

Детектирование ледяного покрова по данным двухчастотного радиолокатора

Руководитель практики: Панфилова М. А.

Студент 3-го курса бакалавриата: Шиков А. П.

Нижний Новгород, 2019

Содержание

1. Введение **2**

2. Теория **3**

2.1. Краткая теория радара 3

2.2. Квазизеркальное приближение 4

3. Практическая часть **5**

3.1. Методы валидации 8

3.2. Коэффициент эксцесса 9

3.3. Детектирование границ 12

4. Заключение **15**

Список литературы **17**

Приложение **18**

1. Введение

Мониторинг ледяного покрова является важной задачей для решения как научных так и практических проблем. Он широко применяется в мореходстве, предсказании изменений климата и погоды, а также для решения различных фундаментальных задач. Спутниковое наблюдение обладает огромными возможностями в реализации мониторинга интересующих областей. Это может быть оптическое наблюдение, например в ясную погоду лед хорошо виден с оптических снимков, однако во время облачности этот способ по понятным причинам не подходит. Помимо оптики, используются пассивные методы радиометрии – радиометры, и активные методы, такие как РСА и альтиметры. Однако исследованиями практически не охвачены, за исключением альтиметра, диапазоны малых и средних углов падения от 0 ° до 18°.

Цель работы - исследование методов детектирования льда на поверхности моря по данным для малых и средних углов падения, используя данные двухчастотного радиолокатора, установленного на спутнике GPM (Global Precipitation Measurment).

Миссия GPM

Спутник миссии Global Precipitation Measurment был запущен в феврале 2014 для обнаружения атмосферных осадков. Он оборудован микроволновым формирователем изображений (GMI, радиометр), а также двухчастотным радаром (Dual frequency Precipitation Radar - DPR).

Радар работает в Ku (13.6 ГГц) и Ka (35.5 ГГц) диапазоне частот. Сканирование производится перпендикулярно направлению полета, с максимальным отклонением до 18° у Ku диапазона, и до 9° у Ka диапазона. В таблице 2 (см. приложение) приведена краткая техническая информация о радаре. Ширина полосы обзора составляет 245 км, со средним разрешением 5 км. Ku и Ka диапазоны радара выравнены, и измеряемые области совпадают для

двух частот.

В ходе нескольких исследований ([1],[2]), было показано, что двухчастотный радар чувствителен не только к осадкам, но и к типу отражающей поверхности. В частности, в [1] описывалось отличие отраженного сигнала от поверхности воды и от поверхности льда.

2. Теория

2.1. Краткая теория радара

Рис. 1. К формулам (1) и (2). Слева - случай тела относительно малых размеров, справа - тело больших размеров(Земля).

Радар собирает информацию о величине сечения обратного рассеяния. Объект радиолокационного наблюдения можно охарактеризовать отношением напряженностей поля или плотностей потока мощности отраженной волны и зондирующего колебания. В радиолокации характеристикой отражения сосредоточенной цели является *эффективная площадь*, или эффективная площадь рассеяния (ЭПР)[3]:

$$\sigma = 4\pi R^2 \frac{\Pi_2}{\Pi_1} \tag{1}$$

Где Π_1 – плотность потока мощности падающей волны вблизи цели, а Π_2 –

плотность потока мощности отраженной волны, принятой РЛС, R - расстояние от РЛС до цели. (Множитель $4\pi R^2$ исключает зависимость отношения плотностей потока от расстояния.) ЭПР сильно зависит от формы, ориентации и материала облучаемого объекта. В нашем случае, когда тело имеет большие размеры, имеет смысл ввода элементарной площадки S (см. рис. 1), и говорить не об эффективной площади, а об удельной эффективной площади рассеяния, обозначаемой σ^0 (УЭПР) :

$$\sigma^0 = 4\pi R^2 \frac{\Pi_2}{S\Pi_1} \tag{2}$$

2.2. Квазизеркальное приближение

Распределение УЭПР для поверхности воды может быть описано квазизеркальным приближением, в котором вводится двухмасштабная модель поверхности - крупные волны, покрытые рябью. Крупномасштабная поверхность разбивается на фасеты, и при отражении, вклад вносят только площадки, расположенные перпендикулярно к вектору падающей волны, а рябь влияет только на коэффициент отражнения от них в виде коэффициента A в уравнении (3).

Рис. 2.

Для воды зависимость сечения рассеяния от угла падения пропорцио-

нальна плотности распределения зеркальных площадок $P(\tan\theta)$ [4]:

$$\sigma^0 = A(\cos\theta)^{-4} \cdot P_w(\tan\theta) \tag{3}$$

, где θ - угол отклонения от нормали (A – эффективный коэффициент отражения, на величину которого влияет наличие ряби). Для воды такая плотность (в случае, когда рассматриваются площадки, у которых отсутствует уклон к оси Oy) имеет вид распределения, близкого к нормальному [2]:

$$P_w(\tan\theta) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} \cdot \exp\left(-\frac{\tan^2\theta}{2\sigma_x^2}\right) \tag{4}$$

где $\sigma_{x,y}$ - дисперсии уклонов морской поверхности относительно осей Ox, Oy соответственно. Они зависят, в частности, от скорости ветра.

3. Практическая часть

Для разработки метода детектирования льда, необходимо понять, чем ледяной покров отличается от водной поверхности по данным двухчастотного радиолокатора. На рис. 3 приведены изображения Охотского моря за 27 декабря 2016 года в оптическом диапазоне, а также трек спутниковых данных Ku-диапазона радара DPR за тот же день.

В области, обведенной красной рамкой (на снимке рис. 3), присутствует ледяной покров. Через эту область также проходит трек спутниковых данных, и наблюдаются характерные отличия в данных для обасти, покрытой льдом. Если рассматривать поперечные разрезы трека, т.е. угловую зависимость величины $\sigma^0(\theta)$, то мы получим картину на рис. 4(слева), где разные кривые соответствуют двум разным местам поперечного разреза, отмеченные на треке как две прямые линии соответствующего цвета(черный - лед, красный - вода).

Как видно из рис. 4, наблюдается существенная разница между зави-

Рис. 3. 27.12.2016. Слева - оптическое изображение, справа - трек Ku-диапазона DPR (цветом обозначена σ^0 в дБ).

Рис. 4. Слева - зависимости $\sigma^0(\theta)$ для поверхности льда (черный) и воды (красный), справа - трек Ku-диапазона, с отмеченными местами разрезов.

симостями для поверхности льда и воды. Лед, по отношению к воде, имеет бóльшие значения сигнала при малых углах падения и меньшие значения при больших углах, в то время как вода имеет достаточно плавное распределение. Такую зависимость для льда можно объяснить в рамках квазизеркального приближения. Так как лед - это достаточно гладкая поверхность, то при малых углах падения количество перпендикулярных площадок намного больше, чем у воды, на которой постоянно присутствуют волнения. Следствием из этого является большая отраженная энергия, а значит, и большее

значение σ^0.

При увеличении угла отклонения, количество зеркальных площадок на поверхности льда быстро спадает, и характер отражения сигнала сменяется с квазизеркального на диффузный. При этом также быстро спадает количество отраженной энергии и велична УЭПР, поэтому наблюдается такое резкое спаданение сигнала.

При анализе большого количества разрезов для ледяного покрова, все угловые зависимости имели выделенный пик при нулевом угле падения. Этот факт было решено использовать, как метод отличия ледяной поверхности от водной. В частности, для того, чтобы определить, насколько выделенный пик имеет распределение, используется коэффициент эксцесса γ_2:

$$\gamma_2 = \frac{\mu_4}{\sigma^4} - 3 \tag{5}$$

,где μ_4 - четвертый центральный момент, а $\sigma^2 = \mu_2$ - дисперсия. Для случайной величнины x с известной плотностью вероятности $f(x)$, k-й центральный момент это:

$$\mu_k = \int_{-\infty}^{\infty} (\overline{x} - x)^k f(x) dx \tag{6}$$

, где $\overline{x}$ - среднее значение величины x:

$$\overline{x} = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx \tag{7}$$

Разработка велась на языке программирования Python и его библиотеках. Как было описано ранее, в работе использовались данные радиолокатора DPR, которые находятся в свободном доступе, и могут быть предоставленны по запросу с [5] в формате HDF5. Структура данных приведена на рис. 5.

В файле .HDF5 содержатся массивы данных для координат - долготы́ и широты́, угла падения, и значение σ^0_{dB} в дБ.

Рис. 5. Структура данных

3.1. Методы валидации

Для валидации произведенного детектирования использовались размеченные карты НИЦ «Планета» в виде полигонов областей и информацию об их содержании - тип, возраст, сплоченость льда и др.. Зная координаты точки, ее значение σ^0 и угла падения, а также полигона, которому она принадлежит, существующие данные можно разметить для валидации после работы алгоритма.

Также для валидации использовались данные с радиометра (GMI), расположенного на том же спутнике, что упрощает нахождение информации за конкретную дату, т.к. приборы установленны на одном спутнике. Стоит отметить, что данные радиометра имеют большую точность в плане моментального снимка, в то время как карты, предоставленные НИЦ «Планета» представляют собой результат накопления за 3х-4х-дневный период. Однако данные радиометра нужно предварительно обработать, и они не обладают таким подробным описанием.

Имея размеченные треки, мы можем сравнить их с данными радиометра, расположенного на том же спутнике, а также с картами «Планета».

3.2. Коэффициент эксцесса

Коэфиициента эксцесса γ_2 рассчитывается для плотности распределения зеркальных площадок $P(\tan\theta)$. При этом:

$$\sigma^0 = A\cos^{-4}(\theta)\cdot P(\tan\theta) \tag{8}$$

Учитывая, что данные имеют значение для σ^0_{dB} в дБ, то чтобы получить значение $P(\tan\theta)$ необходимо сделать соответствующие преобразования:

$$P(\tan\theta) = \frac{\sigma^0\cos^4(\theta)}{A},\ \sigma^0 = 10^{\frac{\sigma^0_{dB}}{10}} \tag{9}$$

Для рассчета γ_2 необходимо рассчитать 2-й и 4-й центральные моменты для величины $\tan\theta$ и плотности $P(\tan\theta)$:

$$\mu_k = \int\limits_{-\infty}^{\infty}(\overline{\tan\theta} - \tan\theta)^k P(\tan\theta)d(\tan\theta) \tag{10}$$

или в дискретном случае для $N = 49$ точек:

$$\mu_k = \sum_{n=1}^{N}(\overline{\tan\theta} - \tan\theta_n)^k\ P(\tan\theta_n)\Delta(\tan\theta_n) \tag{11}$$

$$\mu_k = \sum_{n=1}^{N}(\overline{\tan\theta} - \tan\theta_n)^k\ \frac{\sigma^0_n\cos^4(\theta_n)}{A}\Delta(\tan\theta_n) \tag{12}$$

Для рассчета коэффициента A воспользуемся нормирокой плотности распределения $P(\tan\theta)$:

$$\int\limits_{-\infty}^{\infty} f(x)dx = 1 \Rightarrow \int\limits_{-\infty}^{\infty} P(\tan\theta)d(\tan\theta) = 1 \tag{13}$$

От бесконечных пределов мы можем перейти к области интегрирования, огра-

ниченной массивами данных - максимальным и минимальным углом отклонения, и свести к дискретному виду:

$$\sum_{n=1}^{N} P(\tan\theta_n)\Delta(\tan\theta_n) = 1 \tag{14}$$

Подставляя в (14) выражение (9) получим:

$$\sum_{n=1}^{N} \frac{\sigma_n^0 \cos^4(\theta_n)}{A}\Delta(\tan\theta_n) = 1 \tag{15}$$

$$A = \sum_{n=1}^{N} S^0(\theta_n)\Delta(\tan\theta_n) \tag{16}$$

, где $S^0(\theta_n) = \sigma_n^0 \cos^4(\theta_n)$. Подставляя (16) в (12) для μ_k получим:

$$\mu_k = \frac{\sum\limits_{n=1}^{N} (\overline{\tan\theta} - \tan\theta_n)^k \; S^0(\theta_n)\Delta(\tan\theta_n)}{\sum\limits_{n=1}^{N} S^0(\theta_n)\Delta(\tan\theta_n)} \tag{17}$$

Ввиду дискретности измерений, величина $\Delta(\tan\theta_n)$ для всех измерений одинакова, и ее можно сократить как общий множитель у верхней и нижней дроби. Среднее значение $\overline{\tan\theta}$ можно найти аналогично, из определения среднего и нормировки плотности вероятности:

$$\overline{\tan\theta} = \frac{\sum\limits_{n=1}^{N} \tan\theta_n S^0(\theta_n)}{\sum\limits_{n=1}^{N} S^0(\theta_n)} \tag{18}$$

В итоге, для μ_k получим:

$$\mu_k = \frac{\sum\limits_{n=1}^{N} \left(\frac{\sum\limits_{n=1}^{N} \tan\theta_n S^0(\theta_n)}{\sum\limits_{n=1}^{N} S^0(\theta_n)} - \tan\theta_n \right)^k S^0(\theta_n)}{\sum\limits_{n=1}^{N} S^0(\theta_n)} \tag{19}$$

Рассчитывая значения μ_4, μ_2 и γ_2 для каждого поперечного разреза, составляется массив из этих значений для каждого трека. Пример результата рассчетов для данных на рис. 3 приведен на рис. 6.

Рис. 6. Сверху - коэффициент эксцесса γ_2 в зависимости от продольного номера разреза, снизу - трек данных

Рис. 7. Трек значений γ_2, наложенный на карту с разметкой ледяного покрова.

Как видно из рис. 6, коэффициент эксцесса для воды (область справа от номера 200) практически равен нулю, как и должно быть для нормального распределения. В области номеров [0,130], географически находится земля, ее можно убрать из рассмотрения и не обрабатывать. В области номеров [130,200] находится ледяной покров, и на рис. 6 видно, что для этой области коэффициент эксцесса значительно больше нуля, что позволяет численно отличить ледяную поверхность.

Однако рассчет коэффициента эксцесса дает очень грубое приближение о местонахождении льда. При таком рассчете, используется вся ширина поперечного разреза, которая аналогична 245 км на поверхности Земли, и

маркировка идет по таким полосам. Визуально это представлено ни рис. 7, где изначальный трек данных сохраняет ширину, но цветом характеризуется не σ^0, а коэффициент эксцесса γ_2. Ледяной покров обозначен светло-синим цветом заполнения и границами синего цвета. Там, где значения γ_2 высокие - порядка 15 - 20, с высокой вероятностью находится лед. В остальных областях, где γ_2 меньше 15, возможны различные ситуации, и по такой оценке нельзя точно сказать, как расположены поверхности воды и льда на данном разрезе.

3.3. Детектирование границ

Один из способов уточнить изначальное приближение, полученное по коэффициенту эксцесса γ_2, это найти границы ледяного покрова. Для определения границ необходимо детектировать скачки сигнала - σ^0. Рассмотрим зависимости УЭПР от продольной координаты. Продольные срезы вдоль трека для разных углов падения приведены на рис. 8.

Рис. 8. Продольные разрезы вдоль трека данных (см. рис. 6) для различных углов падения.

Для выявления местонахождения скачка использовался алгоритм Джона Кэнни [7] для одномерного случая. Метод заключается в произведении двух сверток - сигнала $G(x)$ и функции-детектора $f(x)$, результат которых здесь обозначен как $S(x')$ (x, x' - продольная координата). В качестве функции-

детектора $f(x)$ используется производная от Гауссового распределения (21). Локальные максимумы функции $S(x')$, соответствуют скачкам сигнала, или в нашем случае, переходам между различающимися по характеру рассеивания поверхностями. Например, на рис. 9 первый максимум отвечает за переход земля-лед, а второй, слабее – за переход лед-вода.

$$S(x') = \frac{\left|\int\limits_{-W}^{+W} G(x'-x)f(x)dx\right|}{n_0\sqrt{\int\limits_{-W}^{+W} f^2(x)dx}} \frac{\left|\int\limits_{-W}^{+W} G'(x'-x)f'(x)dx\right|}{\sqrt{\int\limits_{-W}^{+W} f'^2(x)dx}} \tag{20}$$

$$f(x) = -x \cdot \exp\left(-\frac{x^2}{2\sigma_g^2}\right) \tag{21}$$

Рис. 9. Продольный разрез для $\theta = 0°$ и результат работы фильтра $S(x)$

На чувствительность алгоритма влияет вид функции-детектора - ширина гауссового распределения σ_g. При этом функция-детектор должна полностью убиралаться в окно свертки $[-W, +W]$. При этом фильтр не может быть слишком чувствительным. Чем уже функция-детектор $f(x)$, тем на меньшие скачки она реагирует, из-за чего функция $S(x')$ может стать очень шумной. В работе был выбран оптимальный вариант соотношения ширины окна свертки и ширины функции, для наилучшего детектирования ($\sigma_g = 1.1, W = 5$. Стоит отметить, что при значениях $W > 3 \cdot \sigma_g$, вклад на крыльях функции-детектора уже не существенен из-за близости значений к нулю.).

Ооописанный выше метод обнаружения границ применялся к каждому продольному разрезу, откуда находились локальные максимумы функции $S(x')$, соответствующие местам скачков сигнала, или, в нашем случае, границам отражающих поверхностей. Пример полученной карты границ приведен на рис. 10.

Рис. 10. Карта границ для данных на рис. 6.

Совмещая карту границ и карту расположения льда для получения более точной картины, мы можем заполнить ограниченные области, в соответствии с их содержанием. Если в ограниченной области - области между двумя границами, находится преимущественно (например, 60%) лед, то происходит заполнение всей области льдом. В противоположном случае, при нахождении в области недостаточного количества льда - т.е. лед был обнаружен ошибочно из-за грубого первоначального приближения, ограниченная область заполняется пустым флагом. Примеры результатов работы приведены на рис. 14, а также в приложении на рис. 14.

На рис. 14 видно, что наблюдается достаточно хорошее совпадение между существующими картами, и картами, составленными по данным DPR. Наблюдается совпадение в общих чертах, однако не все детали были захвачены. В основном, пропуски могут происходить при попадании на срез нескольких типов поверхности. Все вышеописанные методы в таком случае работают на

Рис. 11. * Карта границ.

Рис. 12. * Карта границ.

Рис. 13. * Карта границ.

Рис. 14. Карта границ.

несколько порядков хуже, или не работают вовсе. Чтобы детектировать лед в таких ситуациях, необходимо рассматривать каждую точку отдельно, учитывая множество параметров.

4. Заключение

В результате нашей работы был разработан алгоритм, позволяющий детектировать расположение ледяного покрова на поверхности моря, используя данные двухчастотного локатора DPR, расположенного на спутнике GPM.

Алгоритм достаточно хорошо работает в случаях, когда на поверхности поперечного разреза находится один (или преимущественно один) тип отражающей поверхности. Его работа не зависит от облачности (кроме от осадков, эти данные изначально не рассматриваются), и позволяет определить ледяной покров в те дни, когда оптические изображения затянуты облаками.

Из недостатков можно отметить неточную работу алгоритма при попадании на срез нескольких типов отражающей поверхности. В таком случае расчет коэффициента эксцесса не имеет смысла из-за кусочного вида угловой зависимости.

Одним из методов дальнейшего улучшения работы является использо-

вание второго диапазона частот, полоса которого была расширена до аналогичной Ku - диапазону. Также, ввиду симметрии относительно угла отклонения, полосу трека можно разделить пополам на две одинаковые, и считать коэффициент эксцесса для зеркально отраженного распределения. Также, при наличии размеченных карт, становится возможным использование машинного обучения для решения задачи классификации, имея различные параметры - величина сигнала, угол падения, время года, и т.д.

Список литературы

[1] Караев В. Ю. Использование данных двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова на озере Байкал в осенне-зимний период 2015/2016 г. В.Ю. - Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 206–220

[2] M. A. Panfilova, V. Yu. Karaev and Jio Guo Oil slick observation at low incidence angles in Ku-band. - Journal of Geophysical Research: Oceans, Vol. 123, 2018. - 6 с.

[3] Мельник Ю.А., С.Г. Зубкович. Радиолокационные методы исследования Земли. - Советское радио, 1980 - 7 с.

[4] Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. - Наука, 1972. - 200 с.

[5] NASA STORM https://storm.pps.eosdis.nasa.gov/storm

[6] Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: т.5, Статистическая физика. - М.: Физматлит, 2005. - 616 с.

[7] J. Canny. A computational approach to edge detection. 1986.

Приложение

Таблица 1. Технические характеристики DPR

Характеристика	Ku - диапазон	Ka - диапозон
Частота	13.6 ГГц	35.5 ГГц
Ширина полосы обзора	245 км	120 км
Вертикальное разрешение	250 м	250-500 м
Пространственное разрешение	5 км	5 км
Частота повторения импульса	4.1 - 4.4 кГц	4.1 - 4.4 кГц
Количество точек	49	49

Таблица 2. Технические характеристики спутника GPM

Высота полета: 407 км	Наклон орбиты: 65 °
Период орбиты: 93 м	Орбита: круговая
Скорость полета: 7 км/с	Оборотов за сутки: ≈16