

Ю. Д. ДОБУШ, О. П. КОЗЕВИЧ, Е. Ф. НАКАЛОВ, А. Г. ОГАНЕСЯН
(Львов)

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЦИФРОВАЯ ОБРАБОТКА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИГНАЛОВ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ТОЛЩИНЫ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Дистанционное измерение толщины морских льдов радиолокационными методами обладает рядом особенностей, которые ограничивают традиционные способы обработки и интерпретации отраженных сигналов [1]. Располагая достаточной оперативной памятью для размещения образцов отраженных сигналов, можно создать корреляционный измеритель толщины льда (ИТЛ) с рядом положительных свойств.

Во-первых, корреляционный ИТЛ не критичен к форме зондирующих сигналов. Это весьма существенно, поскольку морской лед радиопрозрачен только примерно до 300 МГц, что не позволяет использовать короткие импульсы, необходимые для раздельного наблюдения сигналов, отраженных от верхней и нижней поверхностей льда с необходимым разрешением до 0,1, ..., 0,2 м. Во-вторых, ИТЛ сохраняет работоспособность при сравнительно малых отношениях сигнал/помеха. Помехи возникают из-за отражения от торосистых участков льда, которые практически всегда имеются в пределах площадки, формирующей регистрируемый сигнал. В-третьих, используемые алгоритмы сравнительно просты и позволяют выполнять обработку в реальном времени. В-четвертых, процесс измерения полностью автоматизирован, что существенно упрощает использование прибора.

Первоначально радиолокационные ИТЛ выполнялись на аналоговых схемах. Однако теперь ясно, что цифровые методы на основе микропроцессорной техники позволяют сделать это проще и лучше, особенно корреляционный ИТЛ, одна из возможных функциональных схем которого приведена на рис. 1. Процесс измерения состоит в последовательном вычислении коэффициентов взаимной корреляции R_k отраженного x_k и образцовых $y_{n,k}$ сигналов от льдов с различными толщинами D_k , предварительно записанными в ОЗУ (оперативное запоминающее устройство):

$$R_k = \frac{\sum_{n=1}^N x_n y_{n,k} - N \bar{x}_n \bar{y}_{n,k}}{\sqrt{\sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x}_n)^2 \sum_{n=1}^N (y_{n,k} - \bar{y}_{n,k})^2}}, \quad (1)$$

где $\bar{x}_n = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N x_n$; $\bar{y}_{n,k} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_{n,k}$, $k = 1, 2, \dots, K$.

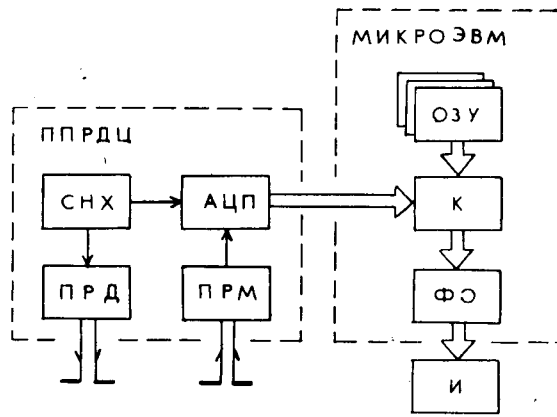
По положению максимума (максиморума) регистрируемой последовательности R_k определяется толщина льда. Эта последовательность монотонно связана с функцией правдоподобия, которую можно получить, выполнив нормировку, но особой необходимости в этом нет, поскольку положения их максимумов совпадают.

Максимальное значение R_{km} может служить критерием надежности выполненного измерения толщины льда: если $R_{km} \geq [R_{km}]$, то измерение считается надежным, в противном случае оно отбрасывается. Здесь $[R_{km}]$ — допустимое значение корреляции между отраженным сигналом и образцом.

Основную сложность при реализации корреляционного ИТЛ представляет получение образцовых сигналов $y_{n,k}$. Возможны два пути. Первый — во время полетов в ОЗУ записываются реальные сигналы, отраженные льдами с различными толщинами. Способ простой и очевидный,

Рис. 1. Функциональная схема корреляционного измерителя толщины льда с цифровой обработкой сигналов:

ПРД — передатчик, ПРМ — приемник, СНХ — синхронизатор, АЦП — аналого-цифровой преобразователь, ОЗУ — оперативное запоминающее устройство, К — коррелятор, ФО — формирователь отчетов, И — индикатор, ППРДЦ — приемопередатчик цифровой



но весьма трудоемкий: эта работа займет несколько месяцев и потребует десятков часов летного времени. Другой способ состоит в аналитическом вычислении моделей отраженных сигналов по заданным электрофизическим параметрам льда и зондирующему сигналу, для чего используется двухслойная плоская модель льда с коэффициентом отражения от верхней поверхности [3]

$$k_{\text{в}}(\omega) = \frac{1 - \sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)}}{1 + \sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)}} \quad (2)$$

и от нижней поверхности

$$k_{\text{н}}(\omega) = \frac{\sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)} - \sqrt{\epsilon'_{\text{в}}}}{\sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)} + \sqrt{\epsilon'_{\text{в}}}} \left[1 - \left(\frac{1 - \sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)}}{1 + \sqrt{\epsilon'_{\text{л}}(\omega)}} \right)^2 \right] 10^{-0,1DG(\omega)}, \quad (3)$$

где $\epsilon'(\omega)$ — относительная диэлектрическая проницаемость морского льда, зависящая от частоты; $G(\omega)$ — удельное затухание радиосигнала в толще льда (дБ/м); $\epsilon'_{\text{в}}$ — относительная диэлектрическая проницаемость воды (практически постоянна в диапазоне частот 10...300 МГц); $D_{\text{л}}$ — толщина льда. Выражение (3) не учитывает многократную реверберацию, однако в соленом морском льду, где удельное затухание довольно велико, это несущественно. Схема расчета состоит в следующем:

вычисляется спектр зондирующего сигнала $S_m = \text{БПФ}(s_n)$, где БПФ (\cdot) — алгоритм быстрого преобразования Фурье;

используя выражения (2) и (3), нетрудно вычислить спектр отраженного сигнала как сумму спектров сигналов от верхней и нижней поверхности льда толщиной $D_{\text{л}}$;

отраженный сигнал $y_{n,k}$ определяется с помощью обратного БПФ (ОБПФ) полученного спектра.

Характеристики морского льда $\epsilon'_{\text{л}}(\omega)$ и $G(\omega)$ известны [3], сложнее с зондирующим сигналом s_n , форма которого искажена влиянием элементов летательного аппарата на антенну. (Напомним, что используется метровый диапазон волн). Обычно поступают следующим образом [1]. Записывают сигнал, отраженный спокойной морской поверхностью. Коэффициент отражения морской воды близок к -1 , поэтому зондирующий сигнал можно получить, сменив знак принятого. Такая процедура дает хорошие результаты, но при одном условии: параметры зондирующего сигнала должны быть стабильны длительное время, например в течение года. Выполнять калибровку ИТЛ чаще в условиях Арктики затруднительно. Заманчиво поэтому было бы выделить зондирующий сигнал непосредственно из отраженного льдом. Сделать это можно, если учесть, что зондирующий сигнал ИТЛ обычно близок к минимально-фазовому. (Напомним, что энергия минимально-фазового сигнала наилучшим образом

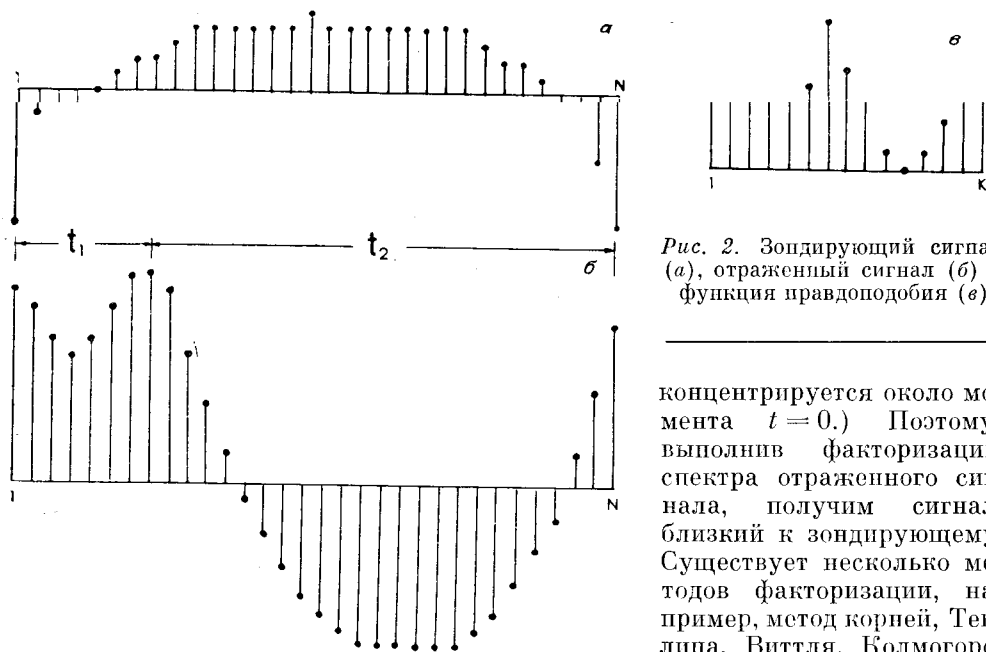


Рис. 2. Зондирующий сигнал (а), отраженный сигнал (б) и функция правдоподобия (в)

концентрируется около момента $t = 0$.) Поэтому, выполнив факторизацию спектра отраженного сигнала, получим сигнал, близкий к зондирующему. Существует несколько методов факторизации, например, метод корней, Теплица, Витгеля, Колмогорова, но все они требуют довольно больших затрат времени на вычисления (включая и быстрый алгоритм Левинсона для матриц Теплица). Для вычисления зондирующего сигнала ИТЛ более подходит приблизительный, но достаточно эффективный способ, который состоит в следующем. Используя алгоритм БПФ, вычисляется амплитудный спектр отраженного льдом сигнала, а фазовый спектр заменяется на

$$\varphi_n = -0,392n + 1,568, \quad (4)$$

где $n = 0, 1, 2, \dots, N-1$, после чего выполняется ОБПФ. Кажется сомнительным, что такая простая операция приводит к минимально-фазовому сигналу. Тем не менее экспериментально установлено, что вычисленный таким образом сигнал весьма близок к минимально-фазовому и его можно с успехом использовать в качестве зондирующего при вычислении образцовых сигналов для корреляционного ИТЛ. Именно таким способом зондирующий сигнал, показанный на рис. 2, а, получен из реального сигнала, отраженного морским льдом толщиной 1,1 м (рис. 2, б), а на рис. 2, в изображена функция правдоподобия, соответствующая этому отраженному сигналу.

Для оценки допустимого времени формирования одного отсчета толщины льда T_0 отметим, что любой радиолокационный ИТЛ измеряет среднюю толщину льда в пределах площадки, формирующей отраженный сигнал, размеры которой можно оценить как $3\sqrt{\lambda H}$ [3], где λ — длина волны, H — высота полета. Поэтому не имеет смысла измерять чаще, чем следует из очевидного неравенства

$$T_0 \leq 3\sqrt{\lambda H}/v, \quad (5)$$

где v — скорость полета летательного аппарата, на котором установлен ИТЛ. Если $\lambda = 1$ м, $H = 300$ м, $v = 100$ м/с, то $T_0 \leq 0,5$ с. В основном данное время используется для вычисления коэффициентов корреляции

между принятым сигналом и образцами, состоящими из N двоичных M -разрядных отсчетов. Очевидно, что от количества образцов K и величин N и M зависит погрешность измерения толщины льда, однако попытки аналитически связать эти величины приводили к столь сложным уравнениям, которые можно было решить только численными методами с использованием ЭВМ. Проще и надежней оказалось определять влияние основных параметров на погрешность измерения толщины льда на имитационной модели корреляционного ИТЛ [3]. Например, выяснилось, что для измерения толщины льда в диапазоне 0—3 м со среднеквадратичной погрешностью, не превышающей 0,2 м, достаточно иметь $K = 30$, $N = 32$ и $M = 6$. Для оценки погрешности использовались как модельные, так и реальные сигналы, записанные на магнитный носитель во время летних испытаний ИТЛ в районах Арктического бассейна. На модельных сигналах погрешность определялась прямым методом, а на реальных — методом соседних отсчетов [4].

При определении диапазона однозначности радиолокационных ИТЛ имеется особенность, состоящая в том, что временное положение отраженных сигналов флуктуирует, поскольку зависит от высоты полета. Отношение амплитуд сигналов от верхней и нижней поверхности льда также случайно, поэтому, чтобы не нарушалась однозначность измерения, необходимо задержку между этими сигналами при максимальной толщине льда D_m сделать по крайней мере в 2 раза меньше периода повторения зондирующих сигналов T , т. е.

$$T \geq 2 \frac{2D_m \sqrt{\epsilon'_l}}{c} \approx 2,38 \cdot 10^{-8} D_m, \text{ с}, \quad (6)$$

где $c = 3 \cdot 10^8$ м/с; $\epsilon'_l = \overline{\epsilon'_l(\omega)} \approx 3,2$. В этом случае не возникает неопределенности выбора между t_1 и t_2 (см. рис. 2, б): ясно, что нужно взять t_1 , поскольку $t_1 < t_2$, и всегда при выполнении условия (6) следует выбирать меньший интервал.

Отношение T_0/T велико (более $2 \cdot 10^7$), поэтому возможно эффективное накопление отраженных сигналов, которое позволяет существенно уменьшить влияние торосов на точность измерений. Накопление сигналов в цифровом ИТЛ реализуется достаточно просто программными средствами. Например, экспоненциальное накопление можно выполнить операторами *

$$\begin{aligned} DO I = 1 TO N; \\ S(I) = S(I) * W + X(I); END; \end{aligned}$$

где X — отраженный сигнал; S — накопленный сигнал; W — коэффициент обратной связи накопителя, который связан с количеством эффективно накапливаемых сигналов L формулой

$$L = -1/\ln(W). \quad (7)$$

При $W = 0,999755$ эффективное количество накапливаемых сигналов равно 4096, что уменьшает погрешность почти в 2 раза [3].

Алгоритм вычисления последовательности R_k зависит от способа синхронизации. Можно вообще отказаться от специальных (аппаратных) устройств синхронизации, заменив их программными средствами, например алгоритмом на основе преобразования Винера — Хинчина, который можно записать таким образом:

$$R_k = \max(\text{ОБПФ}(\text{БПФ}(x_n)\text{БПФ}(y_{n,k}))), \quad (8)$$

где $\max(\cdot)$ — операция выделения максимального элемента. Алгоритм работает надежно, но требует много времени на выполнение. Если оно превышает допустимое, то можно использовать прямое вычисление по формуле (1), предварительно совместив максимумы отраженного и об-

* Здесь и далее использованы операторы алгоритмического языка ПЛ/1.

разцовых сигналов во времени. Такой алгоритм работает значительно быстрее, но помехоустойчивость его хуже.

Пусть между последовательностями образцовых сигналов и последовательностью соответствующих им толщин льда D_k установлено однозначное соответствие. Тогда алгоритм формирования отсчета толщин льда DL по максимуму последовательности R_k может быть таким:

$$\begin{aligned} R_{\max} &= R(1); \quad DL = D(1); \\ DO \ I &= 2 \ TO \ K; \\ IF \ R_{\max} &< R(I) \ THEN \ DO; \\ DL &= D(I); \ R_{\max} = R(I); \ END; \ END; \end{aligned} \quad (9)$$

Возможен и иной алгоритм, основанный на известном факте, что наименьшую дисперсию имеет центр «тяжести» распределения измеряемого параметра:

$$\begin{aligned} S1 &= 0; \quad S2 = 0; \\ DO \ I &= 1 \ TO \ K; \\ S1 &= S1 + R(I) * D(I); \\ S2 &= S2 + R(I); \ END; \\ DL &= S1/S2; \end{aligned} \quad (10)$$

Этот алгоритм работает медленнее, но помехоустойчивость его выше.

Бортовая микроЭВМ, входящая в состав радиолокационного ИТЛ, содержит один или несколько микропроцессоров. Алгоритму (8), написанному на языке Паскаль и реализованному при значениях $K=30$ и $N=32$, требуется около 120 с для вычисления одного отсчета толщины льда. Прямые вычисления по формуле (1) при тех же условиях требуют только 17 с. Этому же алгоритму на Ассемблере достаточно всего 0,2 с, что позволяет работать уже в реальном времени.

Не всегда, однако, требуется работа в реальном времени. Например, если измерение толщины льда используется для обновления карт ледовой обстановки, то целесообразно на борту летательного аппарата записывать отраженные сигналы, а обработку их выполнять в стационарных условиях на универсальной ЭВМ. ЭВМ типа ЕС1035 вычисляет один отсчет толщины льда за 4,2 с, используя алгоритм (8) на языке ПЛ/1.

При измерении толщины льда с высоты более 100 м в пределах отражающей площадки практически всегда есть гряды торосов. Поэтому

важно оценить их влияние на точность измерений. Торосистость ледяного покрова определяется по относительной площади льда, занятого непосредственно торосами: $\xi = S_{\text{тор}} / S_{\text{отр}}$, где $S_{\text{тор}}$ — суммарная площадь торосов в пределах отражающей площадки $S_{\text{отр}}$. Результаты имитационных испытаний по определению среднеквадратичной погрешности измерения толщины морских льдов с различной торосистостью приведены на рис. 3. Оговорим сразу, что речь идет не об измерении толщины самих торосов (это в значительной степени лишено смысла), а об измерении толщины льда сравнительно гладких полей льда среди торосов в пределах площадки, формирующей отраженный сигнал. Зависимость погрешности измерений имеет явно выраженный

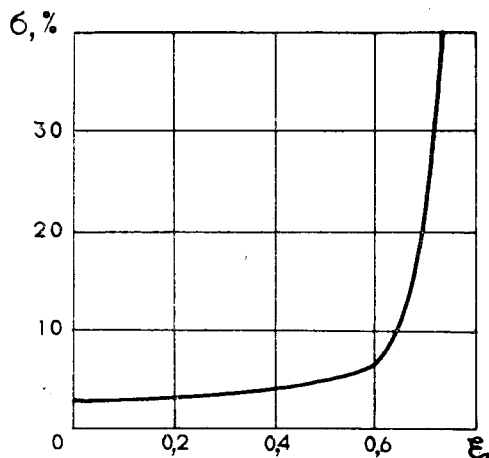


Рис. 3. Зависимость среднеквадратичной погрешности измерения от торосистости морского льда

пороговый характер: до $\xi < 0,6$ торосы мало влияют на погрешность измерений, а при $\xi > 0,7$ корреляционный ИТЛ практически теряет работоспособность. Это достаточно высокий показатель: другие способы радиолокационных измерений теряют работоспособность при значительно меньших значениях ξ [5].

В заключение отметим, что изложенный корреляционный метод был использован для обработки реальных сигналов, записанных во время испытательных полетов в Арктике. Испытана и бортовая микроЭВМ, работающая в реальном времени. Оценки погрешностей измерения толщины морских льдов по данным имитационных и натуральных испытаний совпадают, и это лишний раз подтверждает, что на нынешнем этапе исследований метод цифрового имитационного моделирования радиолокационных ИТЛ находится вне конкуренции, поскольку позволяет оптимизировать параметры разрабатываемых автоматизированных ИТЛ по конечному результату — точности измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В. В., Боярский В. И., Оганесян А. Г. Автоматическая радиолокационная диагностика морских льдов и снежных покровов.— М.: Материалы семинара «Атмосфера — Океан — Космос»/Под рук. акад. Г. И. Марчука.— М., 1984.— (Препр./АН СССР. Отдел выч. математики; 78).
2. Богородский В. В., Боярский В. И., Оганесян А. Г. Повышение точности радиолокационных измерений толщины морского льда путем центральной обработки отраженных сигналов // Радиотехника и электроника.— 1985.— XXX, вып. 2.
3. Богородский В. В., Оганесян А. Г. Проникающая радиолокация морских льдов с цифровой обработкой сигналов.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.
4. Богородский В. В., Оганесян А. Г. О погрешности методики летных испытаний радиолокационных измерителей толщины льда // ЖТФ.— 1985.— 55, вып. 9.
5. Богородский В. В., Оганесян А. Г. Автоматизация радиолокационного измерения толщины морских льдов // ЖТФ.— 1987.— 57, вып. 8.

Поступила в редакцию 27 января 1988 г.

УДК 681.3 : 57.087.3

Ю. Е. ЖУРАВЛЕВ, А. Я. ЛИПОВИЧ, А. Н. МАТЛАШОВ, А. М. ТАРАТОРИН
(Москва)

РАЗДЕЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ В ДИНАМИЧЕСКИХ МАГНИТНЫХ КАРТАХ

Введение. Одной из наиболее важных отличительных особенностей методов, основанных на исследовании магнитных полей сердца и мозга человека, является принципиальная возможность трехмерной локализации источников поля [1, 2]. Для этого в выделенные моменты времени производятся измерения характеристик магнитного поля в узлах дискретной пространственной сетки. Анализ распределения магнитного поля чаще всего выполняется в рамках модели эквивалентного токового диполя (ЭТД). В [3, 4] было показано, что анализ временной последовательности мгновенных распределений напряженности поля, называемой в дальнейшем динамической магнитной картой (ДМК), дает основную информацию о динамике источников поля.

В предлагаемой работе описан метод решения обратной задачи определения динамики множественных токовых источников. Алгоритм основан на многомерной оптимизации с использованием пространственной и временной регуляризации. Приведены результаты обработки экспериментальных магнитных карт, полученные с помощью данного алгоритма.

О возможностях решения обратной задачи для статического и динамического распределений магнитного поля. В подавляющем большинстве работ, посвященных решению обратной задачи биомагнитных исследова-