

**«КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ) ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**ХУТОРОВА О.Г.**

**ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ  
РАДИОСИГНАЛАМИ СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ  
СИСТЕМ**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ**

**КАЗАНЬ – 2011**

Хуторова О.Г.

ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ РАДИОСИГНАЛАМИ  
СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СИСТЕМ Учебное пособие / О.Г.  
Хуторова; Каз.федер.ун-т. – Казань, 2011. – 117 с.

#### Аннотация

Учебное пособие используется в курсе «Радиофизические методы исследования атмосферы, ионосферы и космоса». Курс ориентирован на подготовку специалистов в области радиофизики и распространения радиоволн, специальных радиотехнических систем, космической геодезии. Цели освоения дисциплины: сформировать современные представления об атмосфере, как среде распространения радиоволн с учетом физики протекающих процессов. Рассматривается метод просвечивания атмосферы Земли излучением спутников навигационных систем, целью которого является дистанционное определение параметров состояния атмосферы и ионосферы.

Для формирования практических навыков радиофизического исследования атмосферы и ионосферы предусмотрены лабораторные задания.

Принято на заседании кафедры радиоастрономии 30.03.2011

Рецензент: проф. КНИИТУ-КАИ

им. А.Н. Туполева д.т.н. О.Ш. Даутов

© Казанский федеральный университет

© Хуторова О.Г.

## **ВВЕДЕНИЕ**

В последнее время в геофизике вообще и в физике атмосферы в частности пристальное внимание уделяется комплексным проблемам, лежащим на стыках различных областей знаний. В связи с этим, физика атмосферы является уникальным объектом обучения различным подходам и методам исследования сложных информационных систем.

В области физики атмосферы и околоземного космического пространства одним из самых современных, высокоэффективных и перспективных методов исследований является прием радиосигналов со спутниковых аппаратов высокоорбитальных навигационных спутников на сети приемных пунктов. Этот метод позволяет получать информацию о структуре и динамике атмосферы, ионосферы и магнитосферы Земли.

В учебном пособии рассматриваются вопросы распространения радиоволн в нейтральной и ионизированной атмосфере, принципы радиозондирования атмосферы Земли сигналами глобальных навигационных спутниковых систем. Разработан лабораторный практикум для формирования практических навыков по зондированию атмосферы и ионосферы радиосигналами ГНСС.

## СПИСОК ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ

- ГНСС - глобальные навигационные спутниковые системы
- СНС - спутниковые навигационные системы
- ГЛОНАСС - Глобальная Навигационная Спутниковая Система, российская спутниковая система навигации
- GPS– Global Positioning System, глобальная система позиционирования США
- UTC– Universal Time, Coordinated–Всеобщее скоординированное время
- $e$ - давление водяных паров в воздухе (мб)
- $N$  – индекс рефракции радиоволн
- $n$  – коэффициент преломления радиоволн
- $t$  – время
- $T$  – температура (К)
- $\theta$  – угол возвышения радиотрассы
- $z$  – зенитный угол радиотрассы
- $c$ -скорость света
- $P$  – групповые пути радиосигналов от спутника до приемника, измеренные по времени распространения
- $\varphi$  – фазовые измерения (фазовые пути радиосигналов от спутника до приемника, оцененные по фазе принятого сигнала)
- $I$ – ионосферная задержка радиоволн,
- $\Delta T$ – наклонная тропосферная задержка радиосигнала ГНСС,
- $\lambda$ – длина волны
- ZTD– зенитная тропосферная задержка дециметровых радиоволн

# 1. ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СИСТЕМ (СНС) И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

В околоземном пространстве развернута сеть искусственных спутников Земли (ИСЗ), равномерно распределенных над земной поверхностью (рисунок 1.1). Радиусы орбит – около 20 тыс. км, а период обращения – примерно 12 ч.

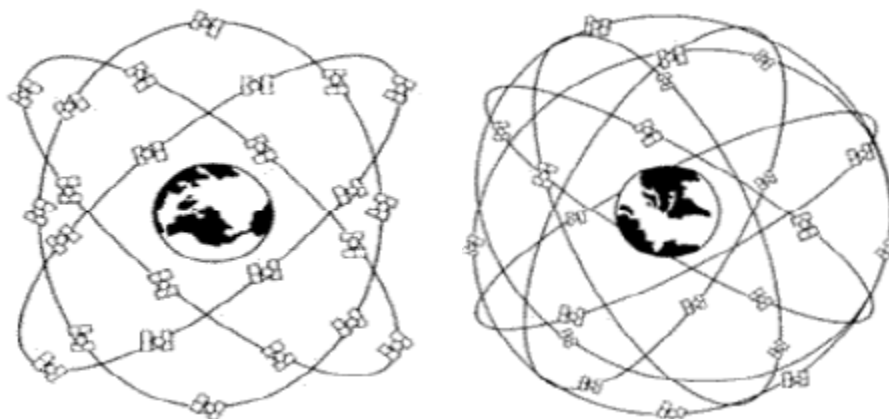


Рисунок 1.1 Созвездия спутников ГЛОНАСС и GPS

Орбиты ИСЗ вычисляются с высокой точностью, поэтому в любой момент времени известны координаты каждого спутника (эти данные находятся в принятом с GPS-спутника «альманахе»). Радиопередатчики спутников непрерывно излучают сигналы в направлении Земли. Эти сигналы принимаются GPS-приемником,

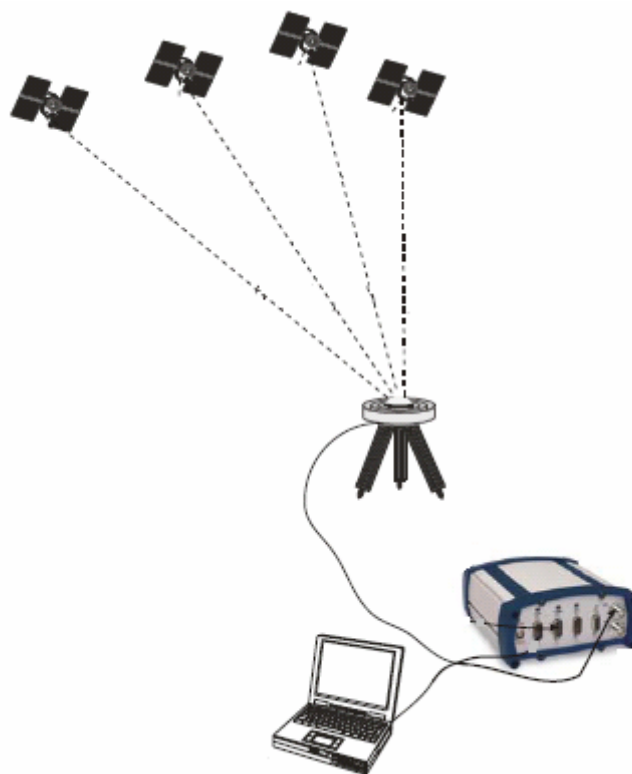


Рисунок 1.2 Схема эксперимента с использованием СНС

находящимся в некоторой точке земной поверхности, координаты которой нужно определить (рисунок 1.2).

В приемнике измеряется время распространения сигнала от ИСЗ и вычисляется дальность “спутник-приемник”. Поскольку для определения местоположения точки нужно знать три координаты (координаты  $X$ ,  $Y$  и высоту  $H$ ), то в приемнике должны быть измерены расстояния до трех различных ИСЗ (рисунок 1.3).

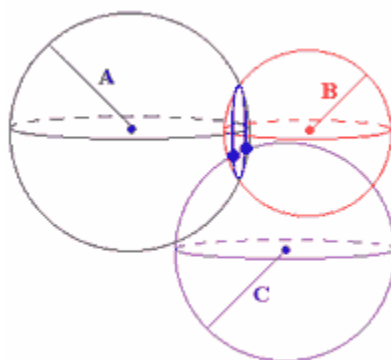


Рисунок 1.3 Трилатерация координат антенны приемника СНС

При таком методе радионавигации точное определение времени распространения сигнала возможно лишь при наличии синхронизации временных шкал спутника и приемника. Поэтому в состав аппаратуры ИСЗ и приемника входят эталонные часы (стандарты частоты), причем точность спутникового эталона времени исключительно высока (долговременная относительная стабильность частоты обеспечивается на уровне  $10^{-13}$  -  $10^{-15}$  за сутки). Бортовые часы всех ИСЗ синхронизированы и привязаны к так называемому “системному времени”. Эталон времени GPS-приемника менее точен, чтобы чрезмерно не повышать его стоимость. Этот эталон должен обеспечивать только кратковременную стабильность частоты – в течение процедуры измерений.

Навигационный приемник сигналов для системы GPS или ГЛОНАСС состоит из приемного модуля и малогабаритной антенны с малошумным усилителем.

Устройство, как правило, использует собственную антенну и автономно вычисляет географические координаты и всемирное время (UTC) по навигационным сигналам. Захватив сигнал, навигационный приемник автоматически синхронизирует собственные часы, вычисляет координаты объекта, скорость сигнала и всемирное время, и формирует отчет.

На практике в измерениях времени всегда присутствует ошибка, обусловленная несовпадением шкал времени ИСЗ и приемника и влиянием атмосферы. По этой причине в приемнике вычисляется искаженное значение дальности до спутника или “псевдодальность”. Измерения расстояний до всех ИСЗ, с которыми в данный момент работает приемник, происходит одновременно. Следовательно, для всех измерений величину временного несоответствия можно считать постоянной. С математической точки зрения это эквивалентно тому, что неизвестными являются не только координаты  $X, Y$  и  $H$ , но и поправка часов приемника  $dt$ . Для их определения необходимо выполнить измерения псевдодальностей не до трех, а до четырех спутников. В результате обработки этих измерений в приемнике вычисляются координаты ( $X, Y$  и  $H$ ) и точное время. Если приемник установлен на движущемся объекте и наряду с псевдодальностями измеряет доплеровские сдвиги частот радиосигналов, то может быть вычислена и скорость объекта. Таким образом, для выполнения необходимых навигационных определений надо обеспечить постоянную видимость с нее, как минимум, четырех спутников. После полного развертывания созвездия ИСЗ в любой точке Земли могут быть видны от 5 до 12 спутников в произвольный момент времени. Современные GPS-приемники имеют до 80 каналов, т.е. могут одновременно принимать сигналы от такого количества ИСЗ. Избыточные измерения (сверх четырех) позво-

ляют повысить точность определения координат и обеспечить непрерывность решения навигационной задачи.

Передающая аппаратура спутника излучает синусоидальные сигналы на двух несущих частотах:  $L1=1575,42$  МГц и  $L2=1227,6$  МГц. Сигналы модулируются так называемыми псевдослучайными цифровыми последовательностями. Причем частота  $L1$  модулируется двумя видами кодов:  $C/A$ -кодом (код свободного доступа) и  $P$ -кодом (код санкционированного доступа), а частота  $L2$  – только  $P$ -кодом. Кроме того, обе несущие частоты дополнительно кодируются навигационным сообщением, в котором содержатся данные об орбитах ИСЗ, информация о параметрах атмосферы, поправки системного времени (рисунок 1.4).

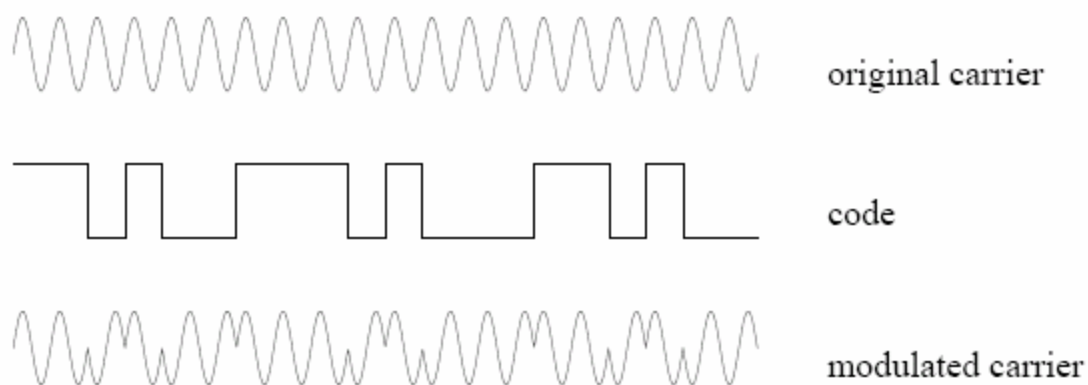


Рисунок 1.4 Модуляция несущей псевдослучайным кодом

Кодирование излучаемого спутником радиосигнала преследует несколько целей:

- обеспечение возможности синхронизации сигналов ИСЗ и приемника;
- создание наилучших условий различения сигнала в аппаратуре приемника на фоне шумов (доказано, что псевдослучайные коды обладают такими свойствами);



- реализация режима ограниченного доступа к GPS, когда высокоточные измерения возможны лишь при санкционированном использовании системы.

Код свободного доступа *C/A* (Coarse Acquisition) имеет частоту следования импульсов (иначе называемых “чипами”) 1,023 МГц и период повторения 0,001 сек., поэтому его декодирование в приемнике осуществляется достаточно просто. Однако точность автономных измерений расстояний с его помощью невысока.

Защищенный код *P* (Protected) характеризуется частотой следования импульсов 10,23 МГц и периодом повторения 7 суток. Кроме того, раз в неделю происходит смена этого кода на всех спутниках.

В аппаратуре потребителя (GPS-приемнике) принимаемый сигнал декодируется, т.е. из него выделяются кодовые последовательности *C/A* либо *C/A* и *P*, а также служебная информация. Полученный код сравнивается с аналогичным кодом, который генерирует сам GPS-приемник, что позволяет определить задержку распространения сигнала от спутника и таким образом вычислить псевдодальность. После захвата сигнала спутника аппаратура приемника переводится в режим слежения, т.е. поддерживается синхронизм между принимаемым и опорным сигналами.

Фазовые наблюдения выполняются для повышения точности измерений. В этом случае при сравнении принятого со спутника сигнала и его эталона, генерируемого в приемнике, учитывается не только код, но и фаза несущей частоты (*L1* или *L2*). Поскольку период несущей частоты в сотни (для *P*-кода) и тысячи (для *C/A*-кода) раз меньше периодов кодовых последовательностей, точность процедуры сравнения значительно повышается, а, следовательно, возрастает точность измерения координат. Однако в этом случае возникает проблема целочисленной фазовой неоднозначности, поскольку отсутствует информация о количестве целых периодов информационного сигнала, укладываемых на пути ИСЗ – приемник. Непосредственно можно

измерить только дробную часть фазовой задержки сигнала (в пределах одного периода).

На точность определения координат существенное влияние оказывают ошибки, возникающие при выполнении процедуры измерений. Природа этих ошибок различна:

- **Неточное определение времени.** При всей точности временных эталонов ИСЗ существует некоторая погрешность шкалы времени аппаратуры спутника. Она приводит к возникновению систематической ошибки определения координат.
- **Ошибки вычисления орбит.** Появляются вследствие неточностей прогноза и расчета эфемерид спутников, выполняемых в аппаратуре приемника.
- **Инструментальная ошибка приемника.** Обусловлена, прежде всего, наличием шумов в электронном тракте приемника. Отношение сигнал/шум приемника определяет точность процедуры сравнения принятого от ИСЗ и опорного сигналов, т.е. погрешность вычисления псевдодальности.
- **Количество видимых спутников.** Чем больше спутников может "видеть" GPS навигатор, тем выше точность. Здания, рельеф местности, электронная интерференция, иногда даже густая листва могут блокировать прием сигнала, вызывая ошибки месторасположения или полное отсутствие показаний. Чем чище обзор, тем лучше прием. GPS навигаторы не будут работать в помещении (как правило), под водой или под землей.
- **Многолучевость распространения сигнала.** Появляется в результате вторичных отражений сигнала спутника от крупных препятствий, расположенных в непосредственной близости от приемника. При этом возникает явление интерференции, и изме-

ренное расстояние оказывается больше действительного. Аналитически данную погрешность оценить достаточно трудно, а наилучшим способом борьбы с нею считается рациональное размещение антенны приемника относительно препятствий.

- **Ионосферные задержки сигнала.** Ионосфера – это ионизированный атмосферный слой в диапазоне высот 50 – 500 км, который содержит свободные электроны. Наличие этих электронов вызывает задержку распространения сигнала спутника, которая прямо пропорциональна концентрации электронов и обратно пропорциональна квадрату частоты радиосигнала. Для компенсации ошибки определения псевдодальности, возникающей при этом, используется метод двухчастотных измерений на частотах  $L1$  и  $L2$  (в двухчастотных приемниках). Линейные комбинации двухчастотных измерений не содержат ионосферных погрешностей первого порядка.
- **Тропосферные задержки сигнала.** Тропосфера – самый нижний от земной поверхности слой атмосферы (до высоты 8 – 13 км). Она также обуславливает задержку распространения радиосигнала от спутника. Величина задержки зависит от метеопараметров (давления, температуры, влажности), а также от высоты спутника над горизонтом.
- **Геометрическое расположение спутников.** При вычислении суммарной ошибки необходимо еще учесть взаимное положение потребителя и спутников рабочего созвездия. Для этого вводится специальный коэффициент геометрического ухудшения точности PDOP (Position Dilution Of Precision), на который необходимо умножить все перечисленные выше ошибки, чтобы получить результирующую ошибку. Величина коэффициента PDOP зависит

от взаимного расположения спутников и приемника. Она обратно пропорциональна объему фигуры, которая будет образована, если провести единичные векторы от приемника к спутникам. Большое значение PDOP говорит о неудачном расположении ИСЗ и большой величине ошибки.

Передачики навигационного космического аппарата (НКА) GPS излучают два непрерывных сигнала на частотах  $L1$  и  $L2$ . GPS-приемник может принимать сигналы  $L1$  на частоте  $f_{L1} = 1575.42$  МГц и модулировать псевдослучайный  $C/A$  код. Кодовое измерение псевдодальности на  $C/A$  коде (Coarse Acquisition Code) есть результат сравнения генерируемой приемником псевдошумовой  $C/A$  последовательности и принимаемого кода. НКА генерирует псевдошумовую  $C/A$ -последовательность синхронно с метками бортового времени. Уход бортового времени относительно системного передается в эфемеридных сообщениях. Поэтому временной сдвиг между принятой и сформированной в приемнике последовательностями с точностью до начальной фазы сформированной последовательности определяет время прохождения сигнала от НКА. Один цикл передачи  $C/A$ -кода состоит из 1023 бит и повторяется 1000 раз в секунду, следовательно, зона однозначного измерения составляет  $D_{C/A} = 10^{-3} \cdot c = 299792.5[m]$ , где  $c$  – скорость света.

Под измерением псевдодальности на  $C/A$  коде понимают величину  $PR_{C/A}$ , удовлетворяющую следующему соотношению:

$$PR_{C/A} = n_i \cdot D_{C/A} + \Delta t \cdot c \quad (1.1)$$

где  $n_i$  – целое число. Задача раскрытия неоднозначности, т.е. определение  $n_i$ , решается в различных приемниках по-разному.

Приемник не может с высокой степенью точности определить момент регистрации измерения. Известна временная метка, в окрестности которой проведено измерение. Истинный момент регистрации измерения должен уточняться. Пусть  $(t - \Delta\tau)$  – истинный момент регистрации измерения псев-

додальности  $PR_{C/A}^i$ , отличающийся от метки времени на величину  $\Delta\tau$ . Связь истинной дальности с псевдодальностью, измеренной от  $i$ -го НКА, описывается следующим соотношением:

$$PR_{C/A}^i = \left| X_{\text{НКА} \rightarrow \text{ПРИЕМНИК}}^i(t - \Delta\tau) \right|^0 + \varphi \cdot c - \Delta t_{SV}^i \cdot c + \Delta D_{\text{ион}}^i + \Delta D_{\text{трон}}^i + \xi^i \quad (1.2)$$

где  $\left| X_{\text{НКА} \rightarrow \text{ПРИЕМНИК}}^i(t - \Delta\tau) \right|^0$  – истинная дальность до НКА или длина вектора, направленного от НКА в момент излучения к потребителю в момент приема сигнала;

$\varphi$  – фазовый сдвиг псевдошумовой последовательности C/A-кода, вызванный различием в синхронизации часов НКА и приемника, один для всех измерений на момент времени  $t$ ;  $\Delta t_{SV}^i$  – уход часов НКА относительно эталонного времени GPS-системы;

$\Delta D_{\text{ион}}^i$  – ионосферная поправка измерения;

$\Delta D_{\text{трон}}^i$  – тропосферная поправка измерения;

$\xi^i$  – аппаратная ошибка измерения псевдодальности на C/A коде.

## 1.1 Погрешности определения дальности, обусловленные неточностью определения времени

Вследствие нестабильности гетеродинов НКА возникает проблема прогноза и расчета ухода времени бортовых часов. Время ухода часов НКА прогнозируется наземным сегментом управления системы GPS. Прогноз временной поправки закладывается на борт НКА для последующей ретрансляции на Землю в виде полиномиальных коэффициентов  $a_{f0}$ ,  $a_{f1}$  и  $a_{f2}$ . Временная поправка для каждого НКА на момент  $t$  вычисляется следующим образом [3]:

$$\Delta t_{SV} = a_{f0} + a_{f1} \cdot (t - t_0) + a_{f2} \cdot (t - t_0)^2 \quad (1.3)$$

где  $t_0$  – эпоха временной поправки. Временная ошибка возникает из-за неточности прогноза ухода бортовых часов и зависит от давности эпохи.

## 1.2 Погрешности определения дальности, обусловленные атмосферой

Флуктуации параметров электромагнитных волн, распространяющихся в атмосфере, связаны с различными атмосферными процессами. Атмосферные вариации с масштабами от локальных до планетарных определяют значительную долю дисперсии всех атмосферных параметров. Рефракция в радионаблюдениях определяет как изменение направления на источник, так и изменение длины пути луча в атмосфере. Дополнительный набег фазы зависит от состояния ионосферы и тропосферы, которое определяется временем года и суток, солнечной активностью, локальными условиями.

Для сантиметрового диапазона радиоволн ряд исследователей приводят в своих работах следующее выражение, связывающее индекс рефракции с атмосферными параметрами [3]:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2} + 4.03 \cdot 10^7 \frac{N_e}{f^2} \quad (1.4)$$

где  $p$  – атмосферное давление, мб;

$T$  – температура, К;

$e$  – парциальное давление водяного пара, мб;

$N_e$  – электронная концентрация, м<sup>-3</sup>;

$f$  – частота радиоволн, Гц.

Как известно, при определении координат объекта радиотехническими методами дальность до цели определяется путем умножения измеренного времени запаздывания отраженного от цели импульса относительно зондирующего импульса на скорость света в вакууме. Однако вследствие рефракции радиоволн направление прихода отраженной волны не совпадает с истинным направлением на цель. Также и дальность из-за разности скорости распространения волны в атмосфере и в вакууме не соответствует истинной.

Отсюда следует, что измерения координат объектов радиотехническими методами сопровождается погрешностями.

По профилям коэффициента преломления  $n(l)$  можно оценить ошибки измерения дальности в космической радиолокации:

$$\Delta L = \int_0^H n(l)dl - \int_0^H dl_0 \quad (1.5)$$

где  $H$  – высота источника радиоволн;

первый интеграл – кажущееся расстояние до объекта;

второй – реальное расстояние до объекта.

На станции измерения находится двухчастотный многоканальный приемник, с помощью которого на двух когерентно-связанных частотах осуществляется высокоточные измерения группового и фазового запаздывания на луче зрения между приемником на земной поверхности и передатчиками на ИСЗ системы GPS. Станции могут записывать отдельные или все параметры из следующего списка: псевдодальность, восстановленная по C/A-коду на  $L1$ , значение фазы принимаемого сигнала.

Измеренные приемником параметры, для  $j$ -го спутника можно записать [1]:

$$P_j^1 = \rho_j + \Delta I_j + \Delta T_j + \zeta_j \quad (1.6)$$

$$P_j^2 = \rho_j - \Delta I_j \frac{f_1^2}{f_2^2} + \Delta T_j + \zeta_j \quad (1.7)$$

$$L_j^1 = \rho_j - \Delta I_j + \Delta T_j + N_j \lambda_1 + \zeta_j \quad (1.8)$$

$$L_j^2 = \rho_j - \Delta I_j \frac{f_1^2}{f_2^2} + \Delta T_j + N_j \lambda_1 + \zeta_j \quad (1.9)$$

где:  $P$  – псевдодальности для двух частот;

$L$  – фазовые измерения;

$\rho_j$  – истинное расстояние;

$\Delta I$  – ионосферная ошибка;

$\Delta T$  – тропосферная ошибка;

$\zeta$  – прочие ошибки;

$N\lambda$  – фазовые неоднозначности. При точном знании координат приемных антенн и эфемерид спутника можно определить погрешность, обуслов-

ленную атмосферой. Вклад ионосферной погрешности обычно исключается использованием передачи и приема сигналов GPS на двух частотах.

### 1.3 Радионавигационные сигналы

Спутниковые радионавигационные системы формируют в околоземном пространстве радионавигационное поле. Средства, обеспечивающие навигацию: спутниковые навигационные приемники, станции с дифференциальным режимом (контрольно-корректирующие станции), аппаратура обслуживания принимают и обрабатывают информацию из радионавигационного поля и решают задачи в соответствии с функциональным назначением.

На навигационных GPS, ГЛОНАСС и геостационарных спутниках формируются и излучаются следующие сигналы [1]:

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_{i,I}} \cdot D_i(t) \cdot C_i(t) \cdot \cos(\omega_{L1} \cdot t + \theta) + \sqrt{2 \cdot P_{i,Q}} \cdot D_i(t) \cdot P_i(t) \cdot \sin(\omega_{L1} \cdot t + \theta) \quad (1.10)$$

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_{i,Q}} \cdot D_i(t) \cdot P_i(t) \cdot \sin(\omega_{L2} \cdot t + \theta) \quad (1.11)$$

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_{i,I}} \cdot D_i(t) \cdot C_i(t) \cdot \cos(\omega_{L5} \cdot t + \theta) + \sqrt{2 \cdot P_{i,Q}} \cdot C_i(t) \cdot \sin(\omega_{L5} \cdot t + \theta) \quad (1.12)$$

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_i} \cdot D_{i,ГЛ}(t) \cdot C_i(t) \cdot \cos(\omega_{i,L1} \cdot t + \theta_i) \quad (1.13)$$

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_i} \cdot D_{i,ГЛ}(t) \cdot C_i(t) \cdot \cos(\omega_{i,L2} \cdot t + \theta_i) \quad (1.14)$$

$$s_i(t) = \sqrt{2 \cdot P_{i,Geo}} \cdot D_{i,Geo}(t) \cdot C_{i,Gei}(t) \cdot \cos(\omega_{L1} \cdot t + \theta) \quad (1.15)$$

где  $s_i(t)$  – сигнал  $i$ -го спутника;

$t$  – системное время соответствующего спутника;

$P_{i,I}$  – мощность синфазной составляющей  $i$ -го спутника GPS;

$D_i(t)$  – данные  $i$ -го спутника GPS;

$C_i(t)$  – C/A- код  $i$ -го спутника GPS;

$\omega_{L1}$  – круговая частота спутника GPS, соответствующая частоте  $L1$  с учетом доплеровского сдвига;

$\theta_i$  – начальный фазовый сдвиг;



$P_{i,Q}$  – мощность квадратурной составляющей  $i$ -го спутника GPS;

$P_i(t)$  –  $P$ -код  $i$ -го спутника GPS;

$\omega_{L2}$  – круговая частота спутника GPS, соответствующая частоте  $L2$  с учетом доплеровского сдвига;

$\omega_{L5}$  – круговая частота спутника GPS, соответствующая частоте  $L5$  с учетом доплеровского сдвига;

$P_i$  – мощность сигнала  $i$ -го спутника ГЛОНАСС;

$D_{i,ГЛ}(t)$  – данные  $i$ -го спутника ГЛОНАСС;

$C(t)$  – код спутника ГЛОНАСС;

$\omega_{i,L1}$  – круговая частота  $i$ -го спутника ГЛОНАСС, соответствующая частоте  $L1$  с учетом доплеровского сдвига;

$\omega_{i,L2}$  – круговая частота  $i$ -го спутника ГЛОНАСС, соответствующая частоте  $L2$  с учетом доплеровского сдвига;

$P_{i,Geo}$  – мощность сигнала геостационарного спутника;

$C_{i,Geo}(t)$  – код геостационарного спутника.

В выражениях (1.10-1.11) составляющие сигнала  $D(t)$  (индексы опущены) в идеализированном виде представляют данные, передаваемые навигационными спутниками в виде символов с амплитудой  $\pm 1$ , длительностью 20 миллисекунд и частотой следования 50 Гц. Составляющие  $C_i(t)$  есть псевдослучайные последовательности символов с амплитудой  $\pm 1$ , длительностью 0.97752 микросекунд, частотой следования 1.023 МГц, периодом повторения 1 миллисекунда. Составляющие  $P_i(t)$  есть псевдослучайные последовательности символов с амплитудой  $\pm 1$ , длительностью 0.097752 микросекунд, частотой следования 10.23 МГц, периодом повторения 7 суток. В формулах (1.12, 1.13) составляющая сигнала  $D(t)$  (индексы опущены) в идеализированном виде представляют данные, передаваемые спутниками в виде символов с ам-

плитудой  $\pm 1$ , длительностью 20 миллисекунд и частотой следования 50 Гц. Составляющие  $C(t)$  есть псевдослучайные последовательности символов с амплитудой  $\pm 1$ , длительностью 1.9569 микросекунд, частотой следования 0.511 МГц, периодом повторения 1 миллисекунда. В формуле (1.14) составляющая сигнала  $D(t)$  (индексы опущены) в идеализированном виде представляют данные, передаваемые геостационарными спутниками, в виде символов с амплитудой  $\pm 1$  и частотой следования 250 бит/с. Составляющие  $C(t)$  есть псевдослучайные последовательности символов с амплитудой  $\pm 1$ , длительностью 0.97752 микросекунд, частотой следования 1.023 МГц, периодом повторения 1 миллисекунда.

Сигналы (1.10-1.15) получили название – сигналов с расширенным спектром (spread-spectrum signal). Такие сигналы характеризуются следующими признаками: полоса частот, в которой передаются данные  $D(t)$  значительно шире минимально необходимой; расширение спектра сигнала производится шумоподобными сигналами  $C(t)$  или  $P(t)$ ; восстановление данных в приемнике производится путем сопоставления принятого сигнала с его копией после синхронизации. При восстановлении сигнала происходит сужение спектра и выделение полезного сигнала из шумов.

Сигналы навигационных спутников, как на спутниках, так и в навигационных приемниках потребителя подвергаются специальной обработке для эффективной передачи, поиска, обнаружения, слежения, измерения в условиях помех данных без потери информации.

#### **1.4 Структура навигационных радиосигналов системы ГЛОНАСС**

В системе ГЛОНАСС используется частотное разделение сигналов (FDMA), излучаемых каждым спутником – двух фазоманипулированных

сигналов. Частота первого сигнала лежит в диапазоне  $L1 = 1600$  МГц, а частота второго – в диапазоне  $L2 = 1250$  МГц.

Номинальные значения рабочих частот радиосигналов, передаваемых в диапазонах  $L1$  и  $L2$ , определяются выражением [2]:

$$\begin{aligned} f_{k1} &= f_1 + k \cdot D_{f1} \\ f_{k2} &= f_2 + k \cdot D_{f2} \quad k = 0,1,\dots,24 \end{aligned} \quad (1.16)$$

где  $k = 0,1,\dots,24$  – номера литеров (каналов) рабочих частот спутников;

$$f_1 = 1602 \text{ МГц};$$

$$f_2 = 1246 \text{ МГц};$$

$$D_{f1} = 9/16 = 0,5625 \text{ МГц};$$

$$D_{f2} = 7/16 = 0,4375 \text{ МГц}.$$

Для каждого спутника рабочие частоты сигналов в диапазоне  $L1$  и  $L2$  когерентны и формируются от одного эталона частоты. Отношение рабочих частот несущей каждого спутника [2]:

$$Df_{k1}/Df_{k2} = 7/9. \quad (1.17)$$

Номинальное значение частоты бортового генератора, с точки зрения наблюдателя, находящегося на поверхности Земли, равно 5,0 МГц.

В диапазоне  $L1$  каждый спутник системы ГЛОНАСС излучает 2 несущие на одной и той же частоте, сдвинутые друг относительно друга по фазе на  $90^\circ$  (рисунок 1.6).

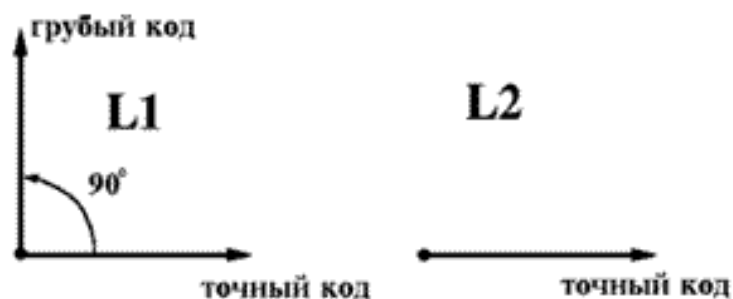


Рисунок 1.6 Векторная диаграмма несущих сигналов систем ГЛОНАСС и GPS

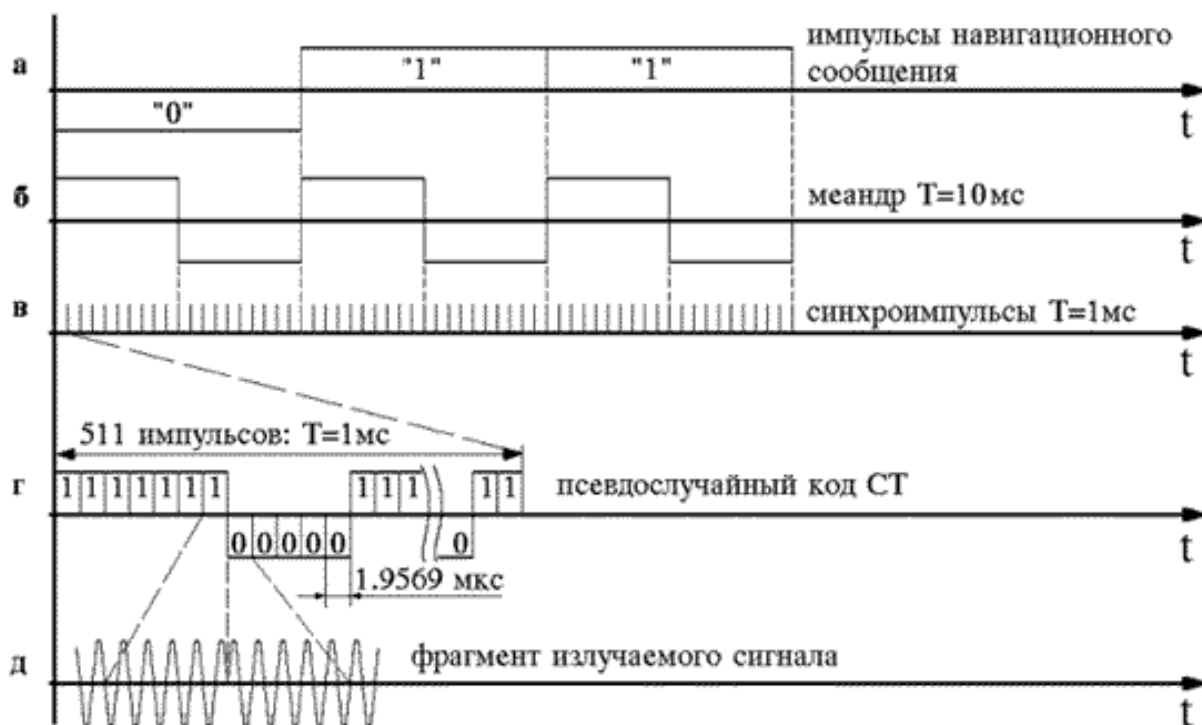


Рисунок 1.7 Структура сигнала ГЛОНАСС

Одна из несущих подвергается фазовой манипуляции на  $180^\circ$ . Модулирующий сигнал получают сложением по модулю 2 трех двоичных сигналов (рисунок 1.7):

- грубого дальномерного кода, передаваемого со скоростью 511 Кбит/с (рисунок 1.7в);
- последовательности навигационных данных, передаваемых со скоростью 50 бит/с. (рисунок 1.7а);
- меандрового колебания, передаваемого со скоростью 100 бит/с (рисунок 1.7б).

Навигационное сообщение формируется в виде непрерывно следующих строк, каждая длительностью 2 с. В первой части строки (интервал 1,7 с.) передаются навигационные данные, а во второй (0,3 с.) – “Метка Времени”. Она представляет собой укороченную псевдослучайную последовательность, состоящую из 30 символов с тактовой частотой 100 бит/с.

Навигационные сообщения спутников системы ГЛОНАСС необходимы потребителям для навигационных определений и планирования сеансов

связи со спутниками. По своему содержанию навигационные сообщения делятся на оперативную и не оперативную информацию.

Оперативная информация относится к спутнику, из сигнала которого она была получена. К оперативной информации относят:

- оцифровку меток времени;
- сдвиг шкалы времени спутника относительно шкалы системы;
- относительное отличие несущей частоты спутника от номинального значения;
- эфемеридная информация.

Время привязки эфемеридной информации и частотно-временные поправки, имеющие полчасовую кратность от начала суток, позволяют точно определять географические координаты и скорость движения спутника.

Не оперативная информация содержит альманах, включающий:

- данные о состоянии всех спутников системы;
- сдвиг шкалы времени спутника относительно шкалы системы;
- параметры орбит всех спутников системы;
- поправку к шкале времени системы ГЛОНАСС.

Выбор оптимального “созвездия” КА и прогноза доплеровского сдвига несущей частоты обеспечивается за счет анализа альманаха системы.

Навигационные сообщения спутников системы ГЛОНАСС структурированы в виде суперкадров длительностью 2,5 мин. Суперкадр состоит из пяти кадров длительностью 30 с. Каждый кадр содержит 15 строк длительностью 2 с. Из 2 с. длительности строки последние 0,3 с. занимает метка времени. Остальная часть строки содержит 85 символов цифровой информации, передаваемых с частотой 50 Гц.

В составе каждого кадра передается полный объем оперативной информации и часть альманаха системы. Полный альманах содержится во всем суперкадре. При этом информация суперкадра, содержащаяся в строках 1 – 4,

относится к тому спутнику, с которого она поступает (оперативная часть), и не меняется в пределах суперкадра.

## 1.5 Структура навигационных радиосигналов системы GPS

В системе GPS используется кодовое разделение сигналов (CDMA), поэтому все спутники излучают сигналы с одинаковой частотой. Каждый спутник системы GPS излучает два фазоманипулированных сигнала. Частота первого сигнала составляет  $L1 = 1575,42$  МГц, а второго –  $L2 = 1227,6$  МГц. Сигнал несущей частоты  $L1$  модулируется двумя двоичными последовательностями, каждая из которых образована путем суммирования по модулю 2 дальномерного кода и передаваемых системных и навигационных данных, формируемых со скоростью 50 бит/с [19]. На частоте  $L1$  передаются две квадратурные компоненты, бифазно манипулированные двоичными последовательностями. Первая последовательность является суммой по модулю 2 точного дальномерного кода  $P$  или засекреченного кода  $Y$  и навигационных данных. Вторая последовательность также является суммой по модулю 2 грубого  $C/A$  (открытого) кода и той же последовательности навигационных данных.

Радиосигнал на частоте  $L2$  бифазно манипулирован только одной из двух ранее рассмотренных последовательностей. Выбор модулирующей последовательности осуществляется по команде с Земли.

Каждый спутник использует свойственные только ему дальномерные коды  $C/A$  и  $P(Y)$ , что и позволяет разделять спутниковые сигналы. В процессе формирования точного дальномерного  $P(Y)$  кода одновременно формируются метки времени спутникового сигнала.

Структурное деление навигационной информации спутников системы GPS осуществляется на суперкадры, кадры, подкадры и слова. Суперкадр образуется из 25 кадров и занимает 750 с. (12,5 мин). Один кадр передается в

течение 30 с. и имеет размер 1500 бит. Кадр разделен на 5 подкадров по 300 бит и передается в течение интервала 6 с. Начало каждого подкадра обозначает метку времени, соответствующую началу/окончанию очередного 6-с. интервала системного времени GPS. Подкадр состоит из 10 30-бит слов. В каждом слове 6 младших разрядов являются проверочными битами.

В 1-м, 2-м и 3-м подкадрах передаются данные о параметрах коррекции часов и данные эфемерид КА, с которым установлена связь. Содержание и структура этих подкадров остаются неизменными на всех страницах суперкадра. В 4-м и 5-м подкадрах содержится информация о конфигурации и состоянии всех КА системы, альманахи КА, специальные сообщения, параметры, описывающие связь времени GPS с UTC, и прочее.

## 1.6 Фазовые измерения

Фазовым методом выполняются наиболее точные измерения. Расчетная инструментальная погрешность  $dP_u$  составляет около 0,01 от длины волны и при  $\lambda = 19$  см

$$\delta P_u \leq 0,01\lambda = 0,01 \cdot 19 \text{ см} = 2 \text{ мм}. \quad (1.18)$$

Предположим, имеются идеальные условия – спутник относительно приемника неподвижен, электромагнитные колебания генераторов КА и аппаратуры пользователя (АП) строго синхронны, их частоты и начальные фазы одинаковы [20]. Тогда в АП фаза  $\varphi_{КА}$  пришедших волн будет отставать от фазы  $\varphi_{АП}$  местных колебаний на величину, пропорциональную времени  $\tau$  пробега волной расстояния  $R$  от спутника до наземной станции, где  $\tau = R/c$ . Разность фаз будет

$$\Delta\varphi = \varphi_{АП} - \varphi_{КА} = \omega\tau = 2\pi fR / c = 2\pi R / \lambda, \quad (1.19)$$

$$R = \Delta\varphi\lambda / 2\pi = (N + \Phi)\lambda. \quad (1.20)$$

В формулах  $c$ ,  $f$  и  $\lambda$  соответственно скорость электромагнитных колебаний в вакууме, частота и длина несущей волны. Отсюда

$$R = \Delta\varphi\lambda / 2\pi = (N + \Phi)\lambda, \quad (1.21)$$

где:  $\Phi$  – доля;

$N$  – целое число волн  $\lambda$  в расстоянии  $R$ .

Важной особенностью является то, что измеряется только величина  $\Phi$ . Число  $N$  из измерений получить невозможно. Если длина волны 19 см, то фиксируется расстояние только в пределах этих 19 см. Учитывая высоту полета спутников, нетрудно подсчитать, что число  $N > 100\,000\,000$ . Сколько же точно – неизвестно. Задача не имеет однозначного решения. Нужны дополнительные усилия по нахождению чисел неоднозначности  $N$ , т.е. по разрешению неоднозначности фазовых измерений.

В действительности задача еще сложнее. Колебания генераторов КА и АП несинхронны: их частоты отличаются от номинала, а начальные фазы неодинаковы. По этой причине в текущий момент суммарное искажение измеряемой разности фаз равно  $\Delta\varphi_{КА} + \Delta\varphi_{АП}$ . Кроме того, дальность до спутника  $R$  не остается постоянной. Пока волна идет от передатчика на спутнике до приемника на Земле, спутник движется. Соответственно расстояние  $R$  или растет, или убывает, изменяясь с некоторой скоростью  $v_R$ . В свою очередь скорость  $v_R$  также может или расти, или убывать.

Вместе со спутником перемещается его передатчик. Вследствие перемещения передатчика возникает эффект Доплера. Если спутник движется навстречу приемнику, последний в единицу времени принимает больше волн по сравнению с неподвижным спутником. Это означает, что принимаемые волны стали короче, а частота колебаний – больше. С удалением спутника картина меняется на обратную – принимаемые волны удлиняются, а частота уменьшается. Частота принимаемого с дистанции сигнала отличается от частоты излучаемого сигнала на величину доплеровского сдвига частоты  $f_D$ :

$$f_D = \pm f v_R / c, \quad \omega_D = 2\pi f_D \quad (1.22)$$

где  $\omega_D$  – круговая доплеровская частота.



Приемник осуществляет поиск пришедшего сигнала в диапазоне возможных доплеровских частот и выполняет подстройку под его частоту и фазу.

Чтобы пояснить, как определяется пришедших в приемник волн фазовый сдвиг, пропорциональный пройденному ими пути, нужны такие понятия, как гетеродин, промежуточная частота и ряд других. Поэтому дальнейшие пояснения дадим, ограничиваясь геометрическим уровнем.

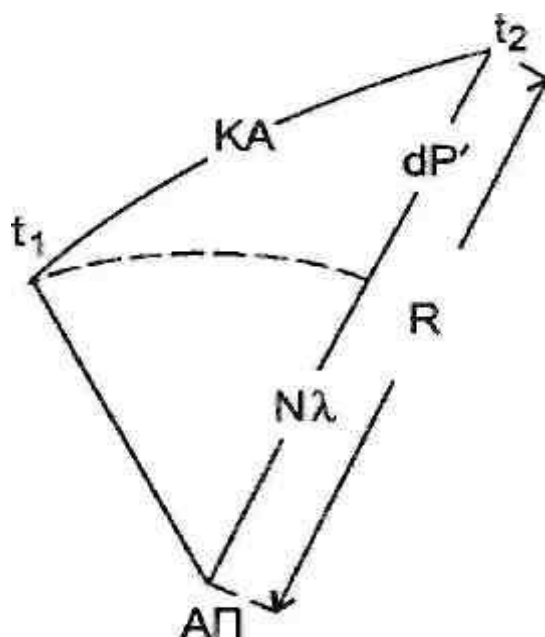


Рисунок 1.8 Определения геометрического расстояния  $R$  по фазовым измерениям

Принципиально важно отметить одно обстоятельство. Как только приемник поймал сигнал спутника, он начинает отслеживать и измерять изменения разностей фаз, обусловленные движением спутника. После каждого изменения расстояния от спутника до приемника на длину несущей волны  $\lambda$ , фаза этого сигнала меняется на один цикл. Поэтому измеряемая часть фазы несущей волны содержит не только долю, но и целое число циклов, фиксируемых с момента вхождения в синхронизм с принимаемым сигналом. Однако остается неизвестным целое число циклов  $N$ , которое было до установления связи. Неоднозначность фазовых измерений не устраняется.

Дальности, определяемые по фазе несущей, для краткости будем называть фазовыми (carrier phase range). В сущности, это псевдодальности. Однако обычно термин псевдодальность применяют к кодовым измерениям. Фазовая дальность  $P$  отличается от геометрического расстояния  $R$  между приемником и спутником на величины  $d$  и  $D$ , определяемые отливом шкал времени соответственно на спутнике и в приемнике от шкалы системного времени. Геометрическое расстояние  $B$  складывается из неизвестной постоянной части  $N\lambda$  и измеряемой части  $dP$ , исправленной на величины  $d$  и  $D$  (на рисунке 1.8 исправленное значение  $dP$  обозначено как  $dP'$ ). Поэтому имеем:

$$P = R + d + D = N\lambda + dP, \quad (1.23)$$

при этом

$$dP = dP' + d + D \quad (1.24)$$

$$dP' = R - N\lambda \quad (1.25)$$

**Определения фазовых дальностей на комбинированных волнах.** Использование обеих несущих волн L1 и L2 предоставляет дополнительные возможности в разрешении неоднозначности фазовых измерений и устранении влияний внешних факторов. Для каждой из этих волн можно записать;

$$dP_1 = R - N_1\lambda_1 + s_1 \quad (1.26)$$

$$dP_2 = R - N_2\lambda_2 + s_2 \quad (1.27)$$

где  $s_1$  и  $s_2$  учитывают всевозможные искажения дальностей  $R$ . Построив линейную комбинацию  $\alpha dP_1 / \lambda_1 + \beta dP_2 / \lambda_2$ , получим:

$$dP_i = R - N_i\lambda_i + s_i, \quad (1.28)$$

где комбинированные “измеренная” часть дальности, длина волны и неизвестное их число соответственно равны

$$dP_i = (\alpha dP_1 / \lambda_1 + \beta dP_2 / \lambda_2)\lambda_i; \quad (1.29)$$

$$\lambda_i = c / (\alpha f_{L1} + \beta f_{L2}); \quad (1.30)$$

$$N = (\alpha N_1 + \beta N_2). \quad (1.31)$$

В таблице 1.3 указаны  $\alpha$  и  $\beta$  для наиболее важных комбинаций волн.

Таблица 1.3 Комбинированные длины волн в фазовых измерениях

Волна	Частота	$\alpha$	$\beta$	$\lambda$ , см
$\lambda_1$	$L2$	1	1	19,0
$\lambda_2$	$L1$	0	1	24,4
$\lambda_{раз}$	Разностная	1	-1	86,2
$\lambda_{сум}$	Суммарная	1	1	10,7
$\lambda_{ион}$	Ионосферно-свободная	9	-7	5,4

Комбинированная длина волны  $\lambda_{ион}$  – ионосферно-свободная (ionosphere-free). Волна  $\lambda_{раз}$  сравнительно большой длины (wide lane – широкая полоса), образуется разностью частот  $L1$  и  $L2$  и иногда способствует разрешению неоднозначности. Волна  $\lambda_{сум}$  (narrow-lane – узкая полоса) составляется суммой частот  $L1$  и  $L2$ . Расплатой за получаемые выгоды является то, что в комбинированных волнах, за исключением  $\lambda_{сум}$ , возрастают шумы в приемниках.

Новые возможности построения комбинированных волн и разрешения неоднозначности возникнут после введения частоты  $L5$ . Появятся дополнительные комбинации  $L1-L5$  и  $L2-L5$ . Так волна, образованная из разности частот  $L2$  и  $L5$ , будет иметь длину 5,861 м, что должно существенно обленить задачу разрешения неоднозначности фазовых измерений.

**Разрешение неоднозначности фазовых измерений.** Это одна из наиболее сложных задач. Наметим лишь в общих чертах пути решения этой проблемы.

Один из способов – совместная обработка фазовых и кодовых измерений. Для фазовых дальностей и кодовых псевдодальностей, с учетом их погрешностей  $\varepsilon$  и  $\delta$ , можно записать:

$$dP = R - N \cdot \lambda + \varepsilon, \quad (1.32)$$

$$P = R + \delta. \quad (1.33)$$

Образовав их разность, получаем:

$$N = (P - dP - \delta + \varepsilon) / \lambda. \quad (1.34)$$

Результат вычисления округляется до целого. Погрешность округления должна быть  $<0,5$ . Следовательно, погрешность в разности длин должна быть менее полуволны  $\lambda$ . Если для этого использовать разносные волны длиной 0,862 или 5,861 м, то погрешность в кодовых измерениях должна быть соответственно  $<0,43$  и  $<2,93$  м.

Другой распространенный способ – использование избыточных фазовых измерений. Все измерения обрабатываются по методу наименьших квадратов, а в число определяемых неизвестных параметров включается и числа неоднозначности  $N$ . При этом обработка ведется на разных комбинированных волнах.

В случаях, когда позиционирование ведется в движении, вначале каким-нибудь способом, например, по измерениям на пунктах с известными координатами, определяются числа неоднозначности  $N$ . Затем, продолжая измерения по тем же спутникам, непрерывно фиксируют приращения чисел  $N$ , обусловленные изменениями дальностей вследствие движений АП и КА.

Важное значение имеет способ разрешения неоднозначности, основанный на переборе вариантов решений. Для этого, например, по кодовым измерениям определяются приближенные координаты точки местонахождения приемника. От этой точки в направлениях трех координатных осей откладываются значения предельных погрешностей. В пространстве образуется куб. Куб делится на более мелкие кубики. Возможные решения лежат в вершинах этих кубиков. Перебором вариантов в этом пространстве находят наиболее подходящие числа неоднозначности  $N$ . Если точное решение лежит в кубе  $10 \times 10 \times 10$  м, то, проверяя его через каждый 1 см, получим  $1001^3 \approx 10^9$  вариантов. Поэтому переборы ведутся по определенной стратегии с тем, чтобы их число свести к минимуму.

Разработаны специальные функции, которые позволяют упростить и ускорить обработку упомянутых переборов. Фазовая дальность, выраженная в фазовых циклах, равна:

$$\varphi = (R - N\lambda + \varepsilon) / \lambda. \quad (1.35)$$

Образуем разность:

$$\alpha = \varphi - R / \lambda = -N + \varepsilon / \lambda \quad (1.36)$$

Используя комплексные переменные ( $i^2 = -1$ ), получаем:

$$\cos 2\pi\alpha + i \sin 2\pi\alpha = e^{i2\pi\alpha} = e^{i2\pi\varepsilon / \lambda} \approx 1 \quad (1.37)$$

Результат следует из того факта, что целое число циклов  $2\pi N$  никак не отражается на синусах и косинусах, а погрешности  $\varepsilon$  полагаются малыми. Для измерений, выполненных по  $n$  спутникам и повторенных в  $m$  эпохах, можно записать:

$$\sum_m \left| \sum_n \varepsilon^{i2\pi(\varphi - R / \lambda)} \right| \leq nm \quad (1.38)$$

При переборах ячеек куба для каждого случая вычисляются упомянутые суммы модулей. Правильным будет то решение, для которого сумма максимальна и наиболее близка к числу  $nm$ .

На основе ускоренных решений разработан и получил широкое распространение практически очень важный так называемый способ разрешения неоднозначности “на лету” (On The Fly - OTF).

## 1.7 Доплеровские измерения

Определение скорости движущегося в некотором направлении приемника (вектора скорости) – составная часть позиционирования. Вектор скорости движения приемника определяется по радиальным скоростям спутников, т.е. по скоростям изменения расстояний между спутниками и приемником. В свою очередь радиальные скорости определяются по измерениям в приемнике доплеровских сдвигов частот сигналов спутников. Если номинальное зна-

чение частоты сигнала в космическом аппарате –  $f$ , а в приемнике частота принимаемого сигнала –  $f_p$ , скорость радиоволн –  $c$ , то скорость изменения расстояния до спутника будет:

$$\dot{R} = (f_p - f)c / f \quad (1.39)$$

В каждый текущий момент расстояние от спутника до приемника равно:

$$R_i = \sqrt{(X_i - X)^2 + (Y_i - Y)^2 + (Z_i - Z)^2} \quad (1.40)$$

где  $X_i, Y_i, Z_i$  – координаты  $i$ -го спутника;

$X, Y, Z$  – координаты приемника пользователя.

Дифференцируя эту формулу по времени, получаем выражение для упомянутой радиальной скорости:

$$\dot{R}_i = [(X_i - X)(\dot{X}_i - \dot{X}) + (Y_i - Y)(\dot{Y}_i - \dot{Y}) + (Z_i - Z)(\dot{Z}_i - \dot{Z})] / R_i \quad (1.41)$$

Эта формула показывает, как взаимно связаны координаты спутника, координаты приемника, расстояние до спутника и скорости изменения этих величин, помеченные точками над соответствующими буквами.

Определению подлежат скорости изменения каждой координаты приемника, которые определяют вектор его скорости:

$$\dot{V} = (\dot{X}, \dot{Y}, \dot{Z})^T. \quad (1.42)$$

В действительности все усложняется тем, что в приемнике частота приходящего от спутника сигнала может сравниваться не с ее номинальным значением на орбите, а лишь с той частотой, которую имеет соответствующий сигнал в самом приемнике. Поэтому практически будет определена не радиальная скорость, а радиальная псевдоскорость:

$$\dot{P}_i = \dot{R}_i + \Delta \dot{P}_i \quad (1.43)$$

где сдвиг  $\Delta \dot{P}_i$  обусловлен отличием истинной скорости от определяемой псевдоскорости.

Он одинаков для всех отслеживаемых данным приемником спутников и входит в уравнения определения вектора скорости в качестве дополнитель-

ного неизвестного. Для того чтобы его исключить, и определить скорость  $V$  движения приемника в заданном направлении, надо знать координаты как минимум четырех спутников, знать скорости изменения этих координат, измерить псевдодальности до этих спутников и псевдоскорости их изменения. Тогда по псевдодальностям будет решена пространственная линейная засечка, найдены координаты приемника, а затем вычислены скорости изменения этих координат и скорость перемещения приемника.

По данным разных источников, в зависимости от используемой аппаратуры, значения скорости определяются с погрешностями от 5 до 20 см/с.

## **1.8 Данные сырых измерений приемников навигационных систем**

Приемник для каждого момента наблюдений записывает следующие данные:

- данные, характеризующие эпоху наблюдений – номер GPS – недели и время относительно ее начала в секундах или год, месяц, число, часы, минуты и секунды по Гринвичу (UTC – время);
- номера спутников;
- уход показаний часов приемника (в секундах); значения определенных псевдодальностей с использованием C/A-кода и P-кода (в метрах);
- результаты фазовых измерений (в единицах цикла);
- доплеровский сдвиг частоты сигнала (Гц);

отношение сигнал/шум.

## Формат RINEX

Для того чтобы привести данные, полученные приемниками различных производителей, к единому стандартному формату, используется их представление в формате RINEX.

Каждый из файлов RINEX состоит из заголовка и основного массива записанных данных. В заголовке к файлу результатов наблюдений содержится следующая основная информация:

- версия формата и показатели, идентифицирующие файл;
- дата и время начала сеанса наблюдений;
- условное название пункта;
- информация о наблюдателе и его организации;
- тип приемника и антенны;
- приближенные координаты пункта в системе WGS-84;
- величины, характеризующие вынос фазового центра относительно закрепленной на местности марки;
- система отсчета фазовых измерений;
- вид наблюдений;
- время записи первого наблюдения;
- другая вспомогательная информация.

Следующий за заголовком массив включает в себя:

- данные, характеризующие эпоху наблюдений (год, месяц, число, часы, минуты и секунды);
- количество спутников в записанной эпохе и их номера;
- уход показаний часов приемника (в секундах); значения определенных псевдодальностей с использованием C/A-кода и P-кода (в метрах);



- результаты фазовых измерений (для эпохи, начиная со второй, приводятся приращения фазы относительно предыдущей эпохи в долях цикла с соответствующим знаком);
- доплеровский сдвиг частоты сигнала (Гц);

Данные представлены в виде таблицы со столбцами:

- $C1$  – псевдодалность используя  $C/A$ -код на частоте  $L1$ .
- $P1, P2$  – псевдодалность используя  $P$ -код на частотах  $L1, L2$  соответственно.
- $L1, L2$  – фазовые измерения на частотах  $L1, L2$  соответственно.
- $D1, D2$  – доплеровский сдвиг частоты на частотах  $L1, L2$  соответственно.
- $S1, S2$  – отношение сигнал/шум.

## 2. ИОНОСФЕРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОСИГНАЛОВ

### 2.1 Ионосфера Земли

Ионосфера – ионизированная часть верхней атмосферы; расположена выше 50 км. Верхней границей ионосферы является внешняя часть магнитосферы Земли. Ионосфера представляет собой природное образование разреженной слабоионизированной плазмы, находящейся в магнитном поле Земли и обладающей благодаря своей высокой электропроводности специфическими свойствами, определяющими характер распространений в ней радиоволн и различных возмущений.

В ионосфере непрерывно протекают процессы ионизации и рекомбинации. Наблюдаемые в ионосфере концентрации ионов и электронов есть результат баланса между скоростью их образования в процессе ионизации и скоростью уничтожения за счёт рекомбинации и др. процессов. Источники ионизации и процессы рекомбинации разные в различных областях ионосферы [22].

**Источники ионизации.** Основным источником ионизации ионосферы днём является коротковолновое излучение Солнца с длиной волны  $l$  короче  $1038 \text{ \AA}$ , однако важны также и корпускулярные потоки, галактические и солнечные космические лучи и др. Каждый тип ионизирующего излучения оказывает наибольшее действие на атмосферу лишь в определённой области высот, соответствующих его проникающей способности. Так, мягкое коротковолновое излучение Солнца с  $l = 85 - 911 \text{ \AA}$  большую часть ионов образует в ионосфере в области 120 – 200 км (но действует и выше), тогда как более длинноволновое излучение с  $l = 911 - 1038 \text{ \AA}$  вызывает ионизацию на высо-

тах 95 – 115 км, т. е. в области E, а рентгеновское излучение с  $l$  короче  $85 \text{ \AA}$  – в верхней части области D на высотах 85 – 100 км. В нижней части области D, ниже 60 – 70 км днём и ниже 80 – 90 км ночью, ионизация осуществляется так называемыми галактическими космическими лучами. Существенный вклад в ионизацию области D на высотах около 80 км вносят корпускулярные потоки (например, электроны с энергией  $\leq 30 - 40 \text{ КэВ}$ ), а также солнечное излучение первой линии серии Лаймана ( $L_\alpha$ ) водорода с  $l = 1215,7 \text{ \AA}$ .

Во время солнечных вспышек всплеск рентгеновского излучения вызывает внезапное возмущение в нижней части ионосферы. Через несколько часов после солнечных вспышек в атмосферу Земли проникают также солнечные космические лучи, которые вызывают повышенную ионизацию на высотах 50—100 км, особенно сильную в полярных шапках (областях вблизи магнитного полюса). В зоне полярных сияний в отдельные периоды времени действуют потоки протонов и электронов, которые вызывают не только ионизацию, но и заметное свечение атмосферы (полярные сияния) на высотах 100 – 120 км, но они действуют также и ниже, в области D. Во время магнитных бурь эти потоки корпускул усиливаются, а зона их действия расширяется к более низким широтам.

Процессом, обратным ионизации, является процесс нейтрализации, или рекомбинации. Скорость исчезновения ионов в ионосфере характеризуется эффективным коэффициентом рекомбинации  $\alpha'$ , который определяет величину  $n_e$  и её изменение во времени. Например, когда известен источник ионизации, т. е. скорость образования ионов в  $1 \text{ см}^3$  в 1 сек –  $q$ , то  $n_e = \sqrt{q/\alpha'}$ .

**Состав ионосферы.** Под воздействием ионизирующих излучений в ионосфере происходят сложные физико-химические процессы, которые можно подразделить на три типа: ионизацию, ионно-молекулярные реакции и рекомбинацию, – соответствующие трём стадиям жизни ионов: их образова-

нию, превращениям и уничтожению. В разных областях ионосферы каждый из этих процессов проявляется по-своему, что приводит к различию ионного состава по высоте. Так, днём на высотах 85 – 200 км преобладают положительные молекулярные ионы  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ , выше 200 км в области F – атомные ионы  $\text{O}^+$ , а выше 600 – 1000 км – протоны  $\text{H}^+$ . В нижней части области D (ниже 70 – 80 км) существенно образование комплексных ионов-гидратов типа  $(\text{H}_2\text{O})_n\text{H}^+$ , а также отрицательных ионов, из которых наиболее стабильны ионы  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{NO}_3^-$ . Отрицательные ионы наблюдаются лишь в области D.

**Изменения ионосферы.** Ионосфера непрерывно изменяется. Различают регулярные изменения и возмущённые состояния. Поскольку основным источником ионизации является коротковолновое излучение солнца, многие регулярные изменения ионосферы обязаны изменению либо высоты солнца над горизонтом (суточные, сезонные, широтные изменения), либо уровня солнечной активности (11-летние и 27-дневные вариации).

После солнечных вспышек, когда резко усиливается ионизирующее излучение, возникают так называемые внезапные ионосферные возмущения. Часто возмущённые состояния ионосферы связаны и с магнитными бурями. Многие явления, которые происходят в верхней атмосфере и магнитосфере Земли, тесно связаны. Это обусловлено влиянием солнечной активности одновременно на все эти явления. Когда в межпланетном пространстве в районе Земли возрастает солнечный корпускулярный поток, который задерживается магнитосферой, происходит не только возмущение геомагнитного поля (магнитная буря), но изменяются радиационные пояса Земли, усиливаются корпускулярные потоки в зоне полярных сияний и т. д. При этом происходит также дополнительное разогревание верхней атмосферы и изменяются условия ионизации ионосферы. В свою очередь, изменения ионосферы и движения в ней влияют на вариации геомагнитного поля и другие явления в верхней атмосфере.

**Характеристики ионосферных слоев.** Закономерности изменения параметров ионосферы – степень ионизации или  $n_e$ , ионный состав и эффективный коэффициент рекомбинации различны в разных областях Ионосфера; это обусловлено в первую очередь значительным изменением по высоте концентрации и состава нейтральных частиц верхней атмосферы (таблица 2.1).

В области D наблюдаются наиболее низкие  $n_e < 10^3 \text{ см}^{-3}$  (рисунок 2.2). В этой области ионосфера из-за высокой концентрации молекул, а следовательно, и высокой частоты столкновения с ними электронов происходит наиболее сильное поглощение радиоволн, что иногда приводит к прекращению радиосвязи. Здесь же, как в волноводе, распространяются длинные и сверхдлинные радиоволны. От всей остальной части ионосферы область D отличается тем, что наряду с положительными ионами в ней наблюдаются отрицательные ионы, которые определяют многие свойства области D. Отрицательные ионы образуются в результате тройных столкновений электронов с нейтральными молекулами  $O_2$ . Ниже 70 – 80 км концентрация молекул и число таких столкновений настолько возрастают, что отрицательных ионов становится больше, чем электронов. Уничтожаются отрицательные ионы при взаимной нейтрализации с положительными ионами. Так как этот процесс очень быстрый, то именно им объясняется довольно высокий эффективный коэффициент рекомбинации, который наблюдается в области D.

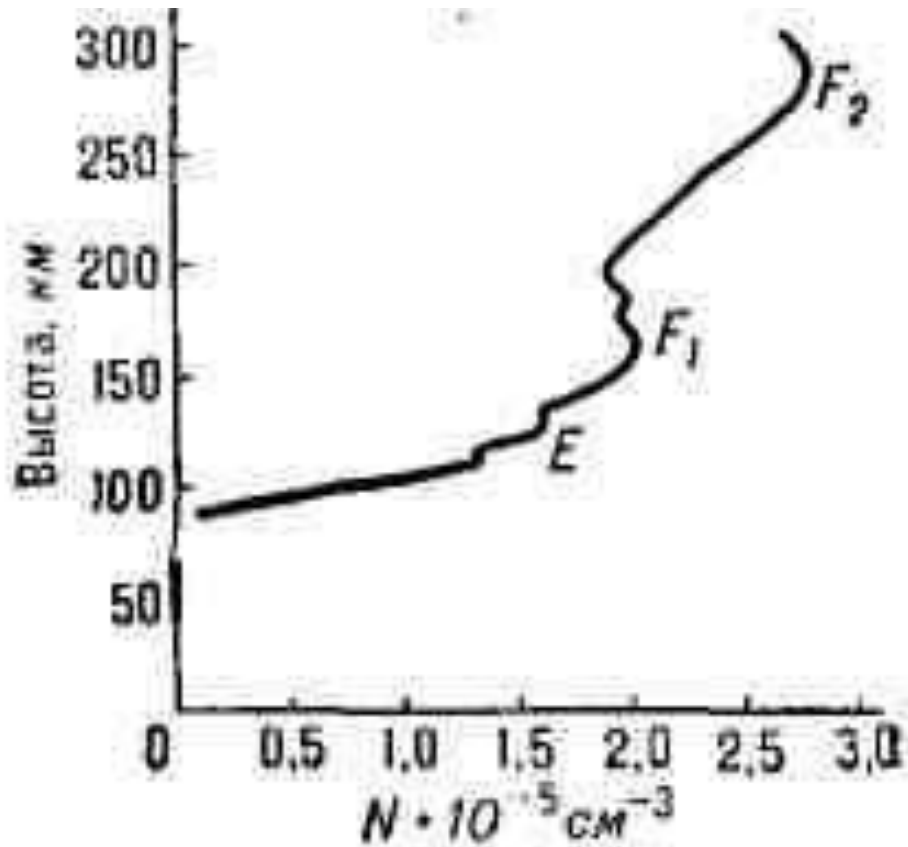


Рисунок 2.2 Типичное распределение по вертикали электронной концентрации  $n_e$  в ионосфере (буквами отмечено положение различных областей) [58]

Таблица 2.1 Электронная концентрация ионосферы

Область ионосферы	Средняя высота максимума, км	Температура, К	Электронная концентрация $n_e$ , $\text{см}^{-3}$			Эффективный коэффициент рекомбинации $\alpha'$ , $\text{см}^3 \times \text{сек}^{-1}$
			День		Ночь	
			Солнечная активность			
			минимум	максимум		
D	70	220	100	200	10	$10^{-6}$
E	110	270	$1,5 \times 10^5$	$3 \times 10^5$	3000	$10^{-7}$
F <sub>1</sub>	180	800 – 1500	$3 \times 10^5$	$5 \times 10^5$	—	$3 \times 10^{-8}$
F <sub>2</sub> (зима)	220 – 280	1000 – 2000	$6 \times 10^5$	$25 \times 10^5$	$\sim 10^5$	$2 \times 10^{-10}$
F <sub>2</sub> (лето)	250 – 320		$2 \times 10^5$	$8 \times 10^5$	$3 \times 10^5$	$10^{-10}$

При переходе ото дня к ночи в области D концентрация электронов  $n_e$  резко уменьшается и соответственно уменьшается поглощение радиоволн. В момент солнечных вспышек на освещенной солнцем земной поверхности сильно возрастает интенсивность рентгеновского излучения, увеличивающая ионизацию области D, что приводит к увеличению поглощения радиоволн, а иногда даже к полному прекращению радиосвязи, – так называемое внезапное ионосферное возмущение (эффект Делинджера). Продолжительность таких возмущений обычно 0,3 – 1,5 часа. Более длительные и более значительные поглощения бывают на высоких широтах (так называемые поглощения в полярной шапке – ППШ). Повышенная ионизация тут вызывается солнечными космическими лучами (в основном протонами с энергией в несколько МэВ), которые способны проникнуть в атмосферу только в районе геомагнитных полюсов (полярных шапок), т. е. там, где магнитные силовые линии не замкнуты. Длительность явлений ППШ достигает иногда нескольких дней.

Область ионосферы на высотах 100 – 200 км, включающая слои E и F<sub>1</sub>, отличается наиболее регулярными изменениями. Это обусловлено тем, что именно здесь поглощается основная часть коротковолнового ионизирующего излучения солнца. Фотохимическая теория, уточняющая теорию простого слоя ионизации, хорошо объясняет все регулярные изменения  $n_e$  и ионного состава в течение дня и в зависимости от уровня солнечной активности. Ночью из-за отсутствия источников ионизации в области 125 – 160 км величина  $n_e$  сильно уменьшается, однако в области E на высотах 100 – 120 км обычно сохраняется довольно высокая  $n_e = (3-30) \times 10^3 \text{ см}^{-3}$ . О природе источника ночной ионизации в области E мнения расходятся.

На высотах областей D и E часто наблюдают кратковременные необычайно узкие слои повышенной ионизации (так называемые спорадические слои E<sub>s</sub>), состоящие в основном из ионов металлов Mg<sup>+</sup>, Fe<sup>+</sup>, Ca<sup>+</sup> и др. За счёт E<sub>s</sub> возможно дальнейшее распространение телевизионных передач. Признанной

теорией образования слоев  $E_s$  является так называемая теория «ветрового сдвига», по которой в условиях магнитного поля движения газа в атмосфере «сгоняют» ионы к области нулевой скорости ветра, где и образуется слой  $E_s$ .

Концентрация ионов  $O^+$  становится больше 50% выше уровня 170 – 180 км днём и выше 215 – 230 км утром, вечером и ночью. Выше и ниже этого уровня условия образования ионосферы совершенно различны. Так, днём в области максимума ионизации коротковолновым излучением Солнца, когда он расположен ниже этого уровня, образуется слой  $F_1$ . Поэтому слой  $F_1$  регулярно наблюдается на ионограммах только при большой высоте Солнца над горизонтом, преимущественно летом и в основном при низкой активности солнца, а в максимуме активности зимой он вообще не наблюдается. Выше указанного уровня создаются благоприятные условия для образования области  $F_2$ .

Поведение главного максимума ионизации, или области  $F$ , является очень сложным, оно коренным образом отличается от поведения областей  $E$  и  $F_1$ . Так, хотя в среднем электронная концентрация в слое  $F_1$  определяется солнечной активностью, но ото дня ко дню она сильно изменяется. Максимум  $n_e$  в суточном ходе бывает сильно сдвинут относительно полудня, при этом сдвиг зависит от широты, сезона и даже долготы. Сезонной аномалией называется необычное увеличение  $n_e$  зимой по сравнению с летним сезоном. В экваториальной области до полудня имеется один, а после полудня и ночью – два максимума  $n_e$ , расположенных на геомагнитных широтах  $\pm 15^\circ$  (экваториальная или геомагнитная аномалия). В период восхода Солнца оба максимума начинают расходиться, перемещаясь в более высокие широты, и быстро исчезают, в то время как на экваторе образуется новый максимум. На высоких широтах также обнаружено необычное поведение области  $F$  и, в частности, образование узкой зоны пониженной ионизации, идущей параллельно зоне полярных сияний, где наблюдается повышенная ионизация.



## 2.2 Распространение радиоволн в ионосфере Земли

В ионосфере – многокомпонентной плазме, находящейся в магнитном поле Земли, механизм распространения радиоволн сложнее, чем в тропосфере. Под действием радиоволны в ионосфере могут возникать как вынужденные колебания электронов и ионов, так и различные виды коллективных собственных колебаний (плазменные колебания). В зависимости от частоты радиоволны  $\omega$  основную роль играют те или другие из них и поэтому электрические свойства ионосферы различны для различных диапазонов радиоволн. При высокой частоте  $\omega$  в распространении радиоволн принимают участие только электроны, собственная частота колебаний которых (Ленгмюровская частота) равна:

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{4\pi N e^2}{m}} \quad (2.1)$$

где  $e$  – заряд;

$m$  – масса;

$N$  – концентрация электронов.

Вынужденные колебания свободных электронов ионосферы, в отличие от электронов тропосферы, тесно связанных с атомами, отстают от электрического поля высокочастотной волны по фазе почти на  $2\pi$ . Такое смещение электронов усиливает поле  $E$  волны в ионосфере (рисунок 2.3). Поэтому диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$ , равная отношению напряжённости внешнего поля к напряжённости поля внутри среды, оказывается для ионосферы  $<1$ :  $\epsilon = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega^2}$ . Учёт столкновений электронов с атомами и ионами даёт более точные формулы для  $\epsilon$  и  $\sigma$  ионосферы:

$$\epsilon = 1 - \frac{\omega_0^2}{\omega^2 + \nu^2} \quad (2.2)$$

$$\sigma = \frac{e^2 N \nu}{m(\omega^2 + \nu^2)} \quad (2.3)$$

где  $n$  — число столкновений в секунду.

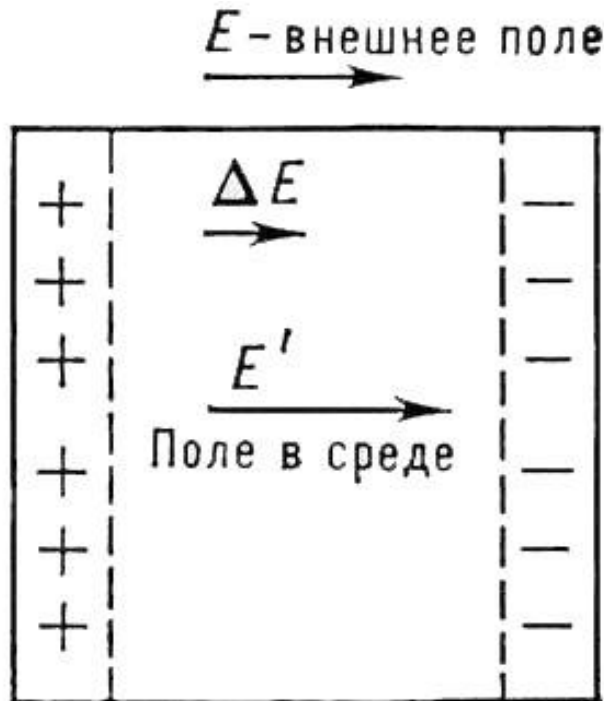


Рисунок 2.3 Смещение электронов ионосферы под действием поля волны  $E$  приводит к появлению дополнительного поля  $\Delta E$

Для высоких частот, начиная с коротких волн, в большей части ионосферы справедливо соотношение:  $\omega^2 \gg n^2$  и показатели преломления  $n$  и поглощения  $\chi$  равны:

$$n = \sqrt{\varepsilon} = \sqrt{1 - \frac{\omega_0^2}{\omega^2}} \quad (2.4)$$

$$\chi \cong \frac{2\pi\sigma}{\omega\sqrt{\varepsilon}} \quad (2.4)$$

С увеличением частоты  $\chi$  уменьшается, а  $n$  растет, приближаясь к 1. Так  $n < 1$ , фазовая скорость распространения волны  $v_\phi = \frac{c}{n} > c$ . Скорость распространения энергии (групповая скорость волны) в ионосфере равна  $c \times n$  и в соответствии с относительности теорией меньше  $c$ .

### 2.3 Погрешности определения дальности, обусловленные ионосферой

Неоднородность диэлектрической проницаемости ионосферы вызывает искривление траектории сигнала (рефракция), что приводит к дополнительной задержке для времени распространения сигнала от НКА до приемника. При разработке алгоритмов АСН КА следует исходить из минимальных возможностей приемника, т.е. использование C/A-кода на частоте L1, что не обеспечивает измерение ионосферной поправки. Ионосферная поправка войдет как составляющая ошибки измерения. Для вычисления ионосферной поправки были использованы измерения псевдодальностей на P-коде на двух частотах. В силу обратной пропорциональности ионосферной задержки квадрату несущей частоты, соотношение для вычисления ионосферной поправки псевдодальности имеет вид [3]:

$$\Delta D_{\text{ион}} = \frac{P2 - P1}{1 - \gamma} \quad (2.5)$$

где  $\gamma = \left(\frac{f_1}{f_2}\right)^2 = \left(\frac{1575.42}{1227.6}\right)^2$ ;

$f_1$  и  $f_2$  – частоты сигналов GPS L1 и L2;

$P1, P2$  – измерения псевдодальностей на P-коде на частотах L1 и L2 соответственно.

### 2.4 Рефракция в ионосфере

Ионосферу образуют верхние слои земной атмосферы, в которой газы частично ионизованы под влиянием ультрафиолетового и рентгеновского солнечного излучения. Ионосфера электрически нейтральна, она содержит равное количество положительных и отрицательных частиц, т.е. является плазмой [5].

Рассмотрим зависимость коэффициента преломления радиоволн от высоты в ионосфере. Приведенный коэффициент преломления радиоволн в плазме для высоких частот определяется простым соотношением

$$N = -\gamma \cdot N_e \cdot f^{-2} \quad (2.6)$$

Здесь коэффициент  $\gamma = 40,4$ , если электронная концентрация  $N_e$  выражена в  $\text{м}^{-3}$ , а частота  $f$  – в Гц. Из этого выражения следует, что  $N$  отрицательно, а зависимость  $N(h)$  повторяет высотный профиль электронной концентрации  $N_e(h)$ . Высотный профиль электронной концентрации зависит от времени суток, сезона, широты и солнечной активности. Существенно, что приведенный коэффициент преломления плазмы убывает при увеличении частоты радиоволн.

Обычно рефракцию в ионосфере учитывают с помощью соотношения

$$\Delta D_{\text{ион}} = -Y \cdot \text{TEC} \cdot f^{-2} \quad (2.7)$$

где  $\text{TEC}$  – общее содержание электронов в ионосфере;

$Y$  – постоянная, равная 40,4.

## 2.5 Восстановление полного электронного содержания

Восстановление полного электронного содержания (ПЭС) является одним из важных направлений исследования ионосферы. Данные о характере изменения  $\text{TEC}$  в зависимости от различных геогелиофизических условий используется в моделях, применяемых в радиотехнических системах (РТС), использующих ионосферный канал, и позволяющих учитывать влияние среды распространения сигнала на качество работы таких систем. Примером такого предложения Klobuchar [12, 13], которая позволяет учитывать влияние среды распространения сигналов спутниковой радионавигационной системы GPS при работе с одночастотной аппаратурой потребителя.

В настоящее время международной службой IGS (International GPS Service) распространяются карты  $\text{TEC}$  в формате IONEX, содержащие значе-

ния вертикального ТЕС для различных регионов земного шара с дискретностью  $2,5^\circ$  по широте,  $5^\circ$  по долготе и 2 часа по времени. Исходными данными для создания таких карт являются измерения параметров сигналов ГНСС GPS сетью наземных приемников.

**Методика восстановления ПЭС.** Методика восстановления ТЕС по данным двухчастотных приемников ГНСС типа GPS/ГЛОНАСС в достаточной степени разработана и описана в ряде источников [14, 15, 16]. Формула для вычисления ТЕС вдоль луча зрения из точки приема на навигационный ИСЗ, ( $\text{м}^{-2}$ ) [17]:

$$I = -\frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(P_1 - P_2) + nP] \quad (2.8)$$

$$I = -\frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - P_2 \lambda_2) + K + nL]$$

где  $f_1, f_2$  – рабочие частоты ГНСС;

$P_1, P_2$  – дополнительные пути радиосигналов, обусловленные групповым запаздыванием в ионосфере, м.;

$L_1 \lambda_1, L_2 \lambda_2$  – дополнительные пути радиосигналов, обусловленные фазовым запаздыванием в ионосфере, м.;

$L_1, L_2$  – число набегов фазы на рабочих частотах ГНСС;

$\lambda_1, \lambda_2$  – длины волн, м.;  $K$  – постоянная неоднозначности фазы (неизвестное начальное значение);

$nP, nL$  – погрешности определения группового и фазового пути.

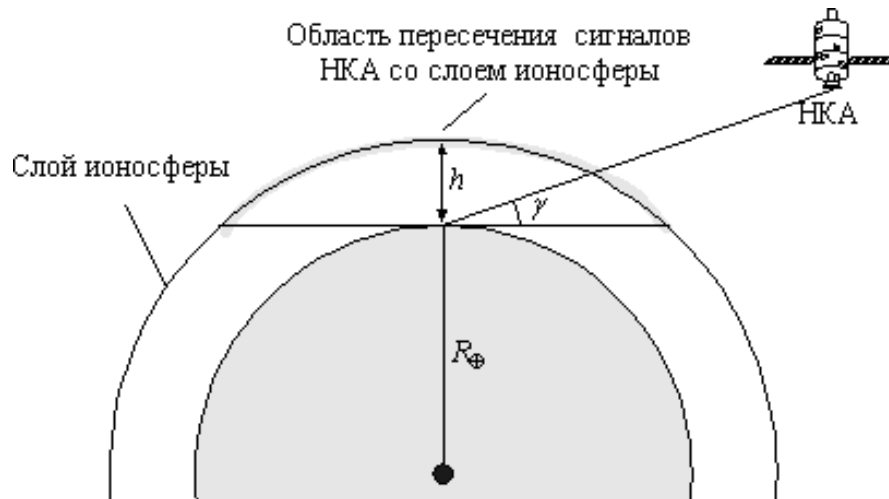


Рисунок 2.4 Распространение радиоволн в ионосфере Земли

Исходными данными для вычисления ТЭС являются файлы в формате RINEX, в которых содержатся значения  $L_1, L_2, P_1, P_2$ , измеряемые сетью GPS-приемников, установленных на земной поверхности. Значения наклонного ПЭС, полученных из выражений (2.9) и (2.10), преобразуются в значения вертикального ТЭС относительно подионосферной точки (точки пересечения луча зрения на навигационный ИСЗ с высотой главного максимума электронной концентрации ионосферы) по формуле [18]:

$$I_v = I \cos \left[ \arcsin \left( \frac{R_z}{R_z + h_{\max}} \cos \gamma \right) \right], \quad (2.9)$$

где  $I$  – значение наклонного ПЭС,  $\text{м}^{-2}$ ;

$R_z$  – радиус Земли, м.;

$h_{\max}$  – высота максимума концентрации электронов в слое  $F_2$  ионосферы, м.;

$\gamma$  – угол места навигационного ИСЗ относительно линии местного горизонта НО ИСЗ, град. Под местным горизонтом будем понимать касательную плоскость к любой точке орбиты НО ИСЗ.

## 2.6 Неоднородности в ионосфере

Явление рассеяния метровых радиоволн на неоднородностях показателя преломления радиоволн в ионосфере было открыто в 1951 году Бэйли и другими [1]. Флуктуации показателя преломления ионосферы, обуславливаются флуктуациями электронной концентрации. Неоднородности ионизации имеют место на всех высотах в ионосфере, но различаются механизмом формирования и особенностями движения.

Неоднородности нейтрального и ионизированного газа ниже 100 км (слой D и нижняя часть слоя E) обуславливаются турбулентностью [33]. Неоднородности слоя D часто вызываются распространением гравитационных волн в верхней атмосфере. Метеоры, движущиеся в ионосфере, вызывают дополнительную ионизацию слоев D и E, что также приводит к образованию неоднородностей электронной концентрации. В слоях D и E движение ионизированного газа происходит вместе с нейтральным газом.

Крупномасштабные движения, обусловленные солнечными и лунными приливами атмосферы и перепадами давления, связанными с неравномерным нагреванием атмосферы, приводят к появлению и движению неоднородностей электронной концентрации в слоях E и F. Причем движение неоднородностей ионосферы поперек силовых линий магнитного поля Земли в слое E приводит к генерации электромагнитных колебаний. В высоких широтах часть неоднородностей слоев E и F может создаваться потоками заряженных частиц солнечного происхождения [47]. Неустойчивость на границе солнечного ветра с магнитосферой может вызывать магнитогидродинамические волны, которые, распространяясь до слоя F, могут образовывать неоднородности электронной концентрации. Движения неоднородностей ионизированного газа в слое F возможно только вдоль силовых линий магнитного поля Земли. Сильные неоднородности чаще всего наблюдаются на высотах от 200 до 600 км. Ионосферные неоднородности распределены по земному шару не-

равномерно. Наибольшая возмущенность наблюдается в районе полярной шапки (от 60 до 70° с. ш.) и в экваториальной области (до 25–30°), где неоднородности возникают в основном за счет неустойчивости ионосферной токовой системы. В умеренных широтах неоднородности значительно слабее, чем в полярной шапке и вблизи экватора, поскольку собственные внутриионосферные источники возмущений здесь отсутствуют, и неоднородности возникают лишь из-за внешних возмущений. В районе 50° существует так называемый среднеширотный "провал" в распределении неоднородностей [33].

В умеренных широтах неоднородности электронной концентрации выражены днем слабее, чем ночью, а в высоких широтах неоднородности присутствуют в течение суток. Неоднородности ионосферы, ответственные за рассеяние радиоволн при радиопросвечивании, существуют на высотах ниже ионосферного максимума к югу от 55° с. ш., а на более высоких широтах — выше ионосферного максимума.

Возмущенность ионосферы в умеренных широтах летом сильнее, чем зимой, тогда как в авроральной зоне максимум возмущенности приходится на периоды равноденствия. С ростом солнечной активности границы авроральной зоны смещаются к югу, и увеличивается вероятность появления неоднородностей в ионосфере умеренных широт.

Скорость перемещения неоднородностей составляет от 30 до 300 м/с. В полярной ионосфере возможны скорости до 1000 м/с.

В ионосфере существуют неоднородности с поперечным размером от нескольких метров до нескольких сотен километров. Мелкомасштабные неоднородности с размерами от одного до нескольких метров наблюдаются только в полярных и экваториальных широтах. Неоднородности от нескольких десятков до нескольких сотен метров выражены слабо. Более крупные неоднородности с размерами  $l$  от 0,3 до 10 км существуют на всех широтах, причем они усиливаются в направлении экватора и полярной шапки.



## 2.7 Ослабление радиоволн в ионосфере

Электромагнитные волны, при прохождении через атмосферу, теряют часть своей энергии на возбуждение колебаний электронов в атомах.

Часть затраченной энергии возвращается в виде вторичных (рассеянных) волн, порождаемых электронами, а часть переходит в энергию движения атомов, то есть во внутреннюю энергию вещества.

В результате, интенсивность электромагнитной волны уменьшается при прохождении через атмосферу, то есть происходит поглощение волн.

Нерезонансное поглощение определяется затратами энергии электромагнитной волны на преодоление сил трения между молекулами, возникающими при вынужденном колебательном движении молекул под действием электромагнитной волны.

Резонансное поглощение связано с тем, что каждый атом (молекула) может поглощать (или излучать) только на частотах, соответствующих дискретному изменению внутренней энергии атома (молекулы). При совпадении частоты колебания электромагнитной волны и резонансной частоты атома происходят интенсивные колебания электронов и переход атома в состояние с более высоким уровнем внутренней энергии.

Резонансное поглощение (излучение) электромагнитных волн атомами связано с переходами между электронными уровнями с различным уровнем внутренней энергии.

Резонансное поглощение (излучение) молекулами связано как с электронными переходами, так и с изменением колебательной и вращательной энергии молекулы.

Затухание радиоволн складывается из влияния двух эффектов: поглощение и рассеивание. Поглощение радиоволн обусловлено столкновениями электронов с ионами и нейтральными молекулами. В связи с этим, часть энергии электромагнитного поля расходуется на увеличение энергии хаоти-

ческого движения частиц. Если считать импульс соударения как эквивалент действия некой силы трения, то величины комплексной диэлектрической проницаемости примет вид [58]

$$\varepsilon = 1 - \frac{4\pi N e^2}{m\omega^2(1+\frac{v}{\omega})} \quad (2.10)$$

Или если разделить на действительную и мнимую часть

$$\begin{aligned} \varepsilon_r &= 1 - \frac{4\pi N e^2}{m\omega(1+\frac{v^2}{\omega^2})} \\ \varepsilon_i &= \frac{4\pi N e^2 v}{m\omega^3(1+\frac{v^2}{\omega^2})} \end{aligned} \quad (2.11)$$

Где  $N$  электронная концентрация,  $v$  – эффективное число соударений электрона в секунду,  $\omega$  – круговая частота. Для удобства дальнейших расчетов запишем комплексный коэффициент преломления

$$n + i\chi = \sqrt{\varepsilon},$$

где

$$\begin{aligned} n &= \sqrt{\frac{\varepsilon_r}{2} + \frac{1}{2}\sqrt{\varepsilon_r^2 + \varepsilon_i^2}} \\ \chi &= \sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{\varepsilon_r^2 + \varepsilon_i^2} - \varepsilon_r} \end{aligned}$$

Распространение радиоволн в ионосфере описывается фактором

$$\exp(-ik(n + i\chi)z)$$

поэтому коэффициент поглощения по мощности примет вид  $\kappa = 2k\chi$ . Для космической радиосвязи используют частоты выше критической частоты ионосферы

$$\omega_0 = \sqrt{\frac{4\pi c^2 N_{max}}{m}} \quad (2.12)$$

Поэтому практически всегда можно считать

$$\nu = \frac{\omega_0^2}{\omega^2} \ll 1$$

и приближенно получить

$$\kappa = \frac{\nu s}{2(1-s^2)}, \quad s = \frac{\nu}{\omega}$$

отсюда

$$\kappa = \frac{4\pi c^2 N \nu}{m c (\omega^2 + \nu^2)}$$

**Табл. 2.1** Зависимость параметров ионосферы от высоты  $h$  над землей [38]

h, км	$\nu$ , сек <sup>-1</sup>	N, см <sup>-3</sup>		$\nu N$ , см <sup>-3</sup> сек <sup>-1</sup>	
		день	Ночь	день	ночь
60	$4,7 \times 10^7$	0-10	-	$(0-4,7) \times 10^8$	-
70	$1,4 \times 10^7$	$(1-1,5) \times 10^2$	-	$(1,4-2,1) \times 10^9$	-
90	$7,6 \times 10^5$	$(1-3) \times 10^4$	-	$(7,6-22,8) \times 10^9$	-
100	$1,7 \times 10^5$	$1,0 \times 10^5$	$2 \times 10^3$	$1,7 \times 10^{10}$	$3,4 \times 10^8$
110	$5,1 \times 10^4$	$1,5 \times 10^5$	$3 \times 10^3$	$7,6 \times 10^9$	$1,5 \times 10^8$
120	$1,8 \times 10^4$	$1,2 \times 10^5$	$2,5 \times 10^3$	$2,2 \times 10^9$	$4,5 \times 10^7$
130	$4,8 \times 10^3$	$1,3 \times 10^5$	$1,7 \times 10^3$	$6,2 \times 10^8$	$8,2 \times 10^6$
150	$3,4 \times 10^3$	$1,5 \times 10^5$	$6,0 \times 10^3$	$5,1 \times 10^8$	$2 \times 10^7$
200	$1,6 \times 10^3$	$5,0 \times 10^5$	$2,7 \times 10^4$	$8,0 \times 10^8$	$4,3 \times 10^7$
300	$2,7 \times 10^3$	$1,8 \times 10^6$	$1,0 \times 10^5$	$4,9 \times 10^9$	$2,7 \times 10^8$
400	$1,4 \times 10^3$	$1,5 \times 10^6$	$5,0 \times 10^5$	$2,1 \times 10^9$	$7 \times 10^8$
500	$7,5 \times 10^2$	$1,1 \times 10^6$	$4,0 \times 10^5$	$8,2 \times 10^8$	$3 \times 10^8$
600	$4,2 \times 10^2$	$7,5 \times 10^5$	$2,8 \times 10^5$	$3,1 \times 10^8$	$1,2 \times 10^8$
700	$2,2 \times 10^2$	$5,0 \times 10^5$	$2,0 \times 10^5$	$1,1 \times 10^8$	$4,4 \times 10^7$
800	$1,4 \times 10^2$	$3,7 \times 10^5$	$1,5 \times 10^5$	$5,2 \times 10^7$	$2,1 \times 10^7$
900	83	$2,5 \times 10^5$	$1,1 \times 10^5$	$2,1 \times 10^7$	$9,1 \times 10^6$
1000	41	$1,3 \times 10^5$	$9,0 \times 10^4$	$5,3 \times 10^6$	$3,7 \times 10^6$

Для расчетов необходимо знать распределение параметров ионосферы с высотой. Для приближенных расчетов можно воспользоваться параметрами, представленными в [38] и рассчитанными для средних широт в период

солнечной активности. На основании этих данных можно упростить выражение так как  $\omega^2 \gg \nu^2$

Поэтому окончательно

$$\kappa = \frac{4\pi c^2 N \nu}{m c f^2} = 2.70 * 10^{-3} \frac{N \nu}{f^2}$$

Где  $N$ -в  $см^{-3}$ ,  $\nu$  –  $сек^{-1}$ ,  $f$  – в  $Гц$ . При распространении через ионосферу поток радиоволн испытывает ослабление

$$S/S_0 = \exp \left[ -\frac{2.70 * 10^{-3}}{f^2} \int N \nu dl \right]$$

Если проводить интегрирование по траекториям луча, то можно приближенно взять  $dl = dh \sec \alpha$ , где  $\alpha$  зенитный угол. В этом случае ослабление вносимое ионосферой (в децибелах) примет вид

$$-10 \lg \frac{S}{S_0} = -\frac{1.16 * 10^{-2} \sec \alpha}{f^2} \int_{H_{max}}^{H_{min}} N \nu dl \quad (2.13)$$

## 2.8 Флуктуации амплитуды радиоволн при распространении в турбулентной атмосфере

Коэффициент преломления ионосферы Земли испытывает флуктуации, вызванные турбулентными процессами в атмосфере. Этим объясняется рассеивание радиоволн флуктуации амплитуды. Естественно, это снижает качество радиосвязи и порой является ограничивающим фактором распространения радиоволн. Для дальнейших расчетов удобно использовать величину [58]

$$I = \ln E/E_0$$

Где  $E$  амплитуда поля,  $E_0$  амплитуда поля при отсутствии турбулентной среды. Из теории распространения радиоволн следует, что величина  $I$  распределена по нормальному закону с нулевым средним значением и среднеквадратичным значением

$$\langle I^2 \rangle = 2\pi^2 k^2 L \int_0^\infty \left[ 1 - \frac{k^2}{\kappa^2 L} \sin \frac{\kappa^2 L}{k} \right] \Phi_n(\kappa) \kappa d\kappa \quad (2.14)$$

$k$ - волновое число,  $L$ -расстояние пройденное волной  $\Phi_n(k)$  – спектр флуктуаций коэффициента преломления.

В ионосфере флуктуации коэффициента преломления обусловлены флуктуациями электронной плотности на достаточно больших высотах.

$$\sigma_n = \frac{2\pi e^2 \sigma_N}{m\omega^2}$$

$\sigma_N$  – дисперсия флуктуации электронной плотности,  $e$ -заряд электрона,  $\omega$ - частота. Однако известно что величина  $\sigma_n/N$  постоянная ( $\sim 10^{-2}$ ).

Средний квадрат логарифма амплитуды:

$$\langle I^2 \rangle = \frac{e^2 l \sigma_N^2}{c^2 m^2 \Gamma^2 N^2} \int N^2(h) dl \quad (2.15)$$

Отсюда следует согласно расчетам [1] средняя амплитуда поля примет вид

$$\langle E \rangle = E_0 \exp \left( - \frac{\langle I^2 \rangle}{2} \right) \quad (2.16)$$

### 3. ЭФЕМЕРИДЫ СПУТНИКОВ GPS И ГЛОНАСС

Эфемериды – это таблица координат небесного тела, приведенная в различные периоды времени за определенный период.

#### 3.1 Системы координат

Системы координат можно классифицировать по ряду признаков. Приведем некоторые из них [7]:

1. **По расположению начал.** Если начало отсчета совпадает с центром масс Земли, то такая система называется геоцентрической. Если начало отсчета системы располагается вблизи центра масс Земли (в пределах нескольких сотен метров), то это - квазигеоцентрическая система. При расположении начала отсчета на поверхности Земли получим топоцентрическую систему.
2. **По виду координатных линий.** Прямоугольные:  $x, y, z$  – в пространстве,  $x, y$  – на плоскости; криволинейные: сферические  $\varphi, \lambda, H$  – на шаре, эллипсоидальные  $B, L, H$  – на эллипсоиде, последние часто называют просто геодезическими.
3. **По назначению.** Для описания положения небесных объектов используются звездные системы. Для объектов, участвующих в суточном вращении Земли, используются земные системы координат.

Земные системы координат жестко фиксируются в теле Земли и участвуют в ее суточном вращении. По форме координатных линий наиболее универсальной является прямоугольная система декартовых координат –  $x, y, z$ . Но при решении задач картографии, навигации и др. необходимо использовать координатную поверхность отсчетного эллипсоида и связанные с

ней геодезические (эллипсоидные) координаты  $B, L, H$ . Связь прямоугольных и геодезических координат описывается выражениями [7]:

$$\begin{aligned}
 x &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \cos L \\
 x &= (N + H) \cdot \cos B \cdot \sin L \\
 z &= [N(1 - e^2) + H] \sin B
 \end{aligned}
 \tag{3.1}$$

где  $N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 B}}$ .

Если в формулах (3.1) используются параметры  $a$  и  $e$  референц-эллипсоида, то получим референцную систему координат, если параметры ОЗЭ, то это будет общеземная система координат. В обоих случаях начало систем располагается в центре эллипсоида, оси  $x$  лежат в плоскостях начальных меридианов, оси  $z$  совпадают с малыми полуосями эллипсоидов.

Референчные и общеземные системы, используемые в разных странах или отнесенные к разным эпохам, различаются по расположению начал  $x_0, y_0, z_0$ , разворотом осей на малые углы  $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$  и разностью масштабов  $dm$ . В общем случае связь двух систем (назовем их 1 и 2) устанавливается формулой [7], [8]:

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_2 = (1 + dm) \begin{bmatrix} 1 & \varepsilon_x & -\varepsilon_y \\ -\varepsilon_x & 1 & \varepsilon_x \\ \varepsilon_y & -\varepsilon_x & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix}_1 + \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{bmatrix}
 \tag{3.2}$$

В России и странах СНГ до 1 июля 2002 г. использовалась референчная система 1942 г. В качестве координатной поверхности в этой системе используется поверхность эллипсоида Красовского. Работы по его ориентированию в теле Земли (установлению исходных геодезических дат) были закончены в 1942г. Отсюда название системы, по Постановлению Совета Министров № 760 она введена в 1946г. для выполнения работ на всей территории тогдашнего СССР. С 1 июля 2002г. согласно Постановлению Правительства РФ от 28 июля 2000г. № 568 вводится новая референчная система СК-95 и новая общеземная система ПЗ-90. Первая система используется при выпол-

нении геодезических и картографических работ, вторая - для геодезического обеспечения орбитальных полетов. В СК-95 используется эллипсоид Красовского, который ориентируется таким образом, чтобы пространственные координаты начального пункта (Пулково) были одинаковы в СК-42 и СК-95.

Переход от СК-42 к СК-95 выполняется по формуле (3.2), в которой используют следующие значения параметров перехода:  $x_0=-1,8$  м.,  $y_0=9,0$  м.,  $z_0=-6,8$  м.,  $\varepsilon_x=0,02''$ ,  $\varepsilon_y=-0,38''$ ,  $\varepsilon_z=-0,85''$ ,  $dm=0,15 \cdot 10^{-6}$ .

Кроме этих систем могут использоваться местные системы, которые возникают во всех случаях, если используется или другой эллипсоид, или другое начало координат, или имеет место разворот координатных осей и т.д. В соответствии с [8] "плоские прямоугольные координаты в местных системах вычисляются в проекции Гаусса-Крюгера с местными координатными сетками". Поэтому, например, система СК-63, хотя и получена на основе общегосударственной системы, но, поскольку ее сетка сдвинута и развернута по отношению к стандартной, то ее также следует рассматривать как местную. Порядок введения местных систем устанавливается министерствами и ведомствами по согласованию с органами Государственными геодезического надзора. Во всех случаях после завершения работ координаты пунктов должны быть пересчитаны в государственную референционную систему.

В России используются две общеземные системы координат: описанная выше ПЗ-90 и Международная WGS-84, которая применяется для обработки спутниковых измерений GPS. Обе системы очень близки друг к другу, приведем, например, одну из версий для параметров перехода от ПЗ-90 к WGS-84:  $x_0=y_0=0$  м.,  $z_0=1$  м.,  $\varepsilon_x=\varepsilon_y=0$ ,  $\varepsilon_z=-0,206''$ ,  $dm=0$ . В заключение приведем численные значения параметров эллипсоидов, используемые в системах в системах СК-42 (СК-95), WGS-84, ПЗ-90: [8], [9]



Таблица 3.1 Параметры эллипсоидов в системах координат

Система	$a$	$e^2$
СК-42 (СК-95)	6 378 245 м	0,0066934216
WGS-84	6 378 137 м	0,0066943800
ПЗ-90	6 378 136 м	0,0066946619

Другие параметры легко вычисляются по известным формулам, например, второй эксцентриситет  $e'^2 = \frac{e^2}{1-e^2}$ , сжатие  $\alpha = (f) = 1 - \sqrt{1-e^2}$ .

При переходе от геоцентрических систем координат, которые используются при обработке спутниковых измерений системами GPS и ГЛОНАСС, к референцным СК-42, СК-95 и др. необходимо использовать уравнение (3.2). В это уравнение входит семь параметров –  $dm, \varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z, x_0, y_0, z_0$ . Для их определения используют совмещенные пункты (так называются пункты, координаты которых известны в обеих системах). Каждый совмещенный пункт позволяет составить три уравнения вида (3.2), в которых коэффициенты и свободные члены вычисляются по известным координатам в обеих системах. Таким образом, чтобы вычислить семь параметров, необходимо иметь минимум три совмещенных пункта. Возникающие при этом уравнения решаются по правилам метода наименьших квадратов (МНК). Это так называемая классическая линейная модель "семи параметров" (иногда ее называют моделью Бурша). Точка вращения осей координат в этой модели располагается в центре эллипсоида. Если точка вращения располагается в произвольной точке земной поверхности, в частности, в начальном пункте геодезической сети, то мы имеем модель Молоденского. Иногда предлагаются нелинейные модели, в которых уравнение (3.2) дополняется аппроксимирующими многочленами третьего порядка или кривыми регрессии. Во всех таких случаях число параметров преобразования увеличивается (на число коэффициентов полиномов

для всех трех координат), а, следовательно, увеличивается и необходимое количество совмещенных пунктов. В массовых работах, как правило, используется классическая модель "семи параметров". Численные параметры перехода приводятся в руководствах или сообщаются пользователю в технических заданиях.

### **3.2 Навигационное сообщение, эфемериды**

Навигационное сообщение называют также спутниковым сообщением или навигационным спутниковым сообщением. В англоязычной терминологии – это navigation message. Далее для краткости будем использовать термин сообщение. Сообщение передается за 30 секунд. Но не вся информация передается в этот краткий отрезок времени. Например, альманах передается в течение нескольких сообщений. Сообщение содержит пять блоков (кадров, подкадров). Каждый блок транслируется в течение 6 секунд и содержит 10 слов. Каждый блок начинается с телеметрического слова – telemetry word (TLM). Оно содержит синхронизирующий формат и диагностическое сообщение – сообщение или часть сообщения о статусе спутника и системы в целом. Далее идет ключевое слово – hand-over word (HOW). Этот термин можно перевести как слово, передаваемое из рук в руки. По смыслу HOW – это временная метка.

Первый блок содержит параметры часов спутника и коэффициенты модели ионосферы. Параметры часов - это поправка и ход часов спутника относительно GPST. Информацию о параметрах модели ионосферы используют только при работе с одночастотными приемниками. Если есть двухчастотный приемник, то применяют дисперсионный способ.

Второй и третий блок содержат эфемериды спутника, транслирующего данное сообщение. Эти эфемериды называют широковещательными. Их получают из результатов наблюдения спутников с пяти станций слежения.

Наблюдение спутников станциями слежения, первичная обработка результатов, передача их на главную станцию управления и контроля, обработка результатов там, передача их на станции закладки информации и сама закладка требуют времени. Следовательно, хранящиеся в памяти бортовых компьютеров и транслируемые широковещательные эфемериды в момент их трансляции уже устарели. Поэтому транслируемые эфемериды – это результат предсказания, экстраполяции. По этой причине эфемериды закладывают в память бортовых компьютеров спутников как можно чаще – примерно каждый час.

Четвертый блок зарезервирован для передачи служебной информации. Приемники гражданских пользователей не имеют возможности регистрации этой информации.

Пятый кадр содержит альманах спутников и информацию о состоянии системы. Альманах - это приближенные эфемериды всех спутников системы и данные о здоровье каждого спутника. Каждый спутник в течение 12,5 минут транслирует информацию о созвездии спутников. Чтобы получить альманах до начала наблюдений и использовать эти данные на этапе планирования необходимо выставить приемник на открытое место, подержать его там включенным минут 15–20, выключить и скачать данные на офисный компьютер. В процессе наблюдений свежий альманах получают вообще без дополнительных затрат времени.

Эфемериды спутника – это набор данных об орбите спутника и о положении спутника на орбите. Пользователя GPS интересуют геоцентрические координаты спутника в системе WGS 84 в момент ухода сигнала с этого спутника. Аппаратура пользователя вычисляет координаты спутника, используя данные, содержащиеся в файле эфемерид. Эфемеридная информация отнесена к референцному (опорному, исходному) моменту  $t_0$ . Этот момент указан в файле эфемерид. В сообщении приведен также AODE (Age of Data) – «возраст» эфемеридных данных, то есть интервал времени, прошедший с

момента последней закладки данных в память бортового компьютера. Напомним, что параметры эфемерид являются оскулирующими и относятся к референцному моменту.

### **Получение эфемерид спутника через сервис IGS**

Для того чтобы вычислить наше местоположение относительно спутников GPS, нам нужно знать их местонахождение в пространстве, другими словами их эфемериды. Существует два типа эфемерид: переданные (бортовые) и точные.

**Переданные (бортовые) эфемериды.** Переданные (бортовые) эфемериды, как видно из их названия, передаются непосредственно от GPS спутников. Переданные эфемериды содержат информацию об элементах кеплеровской орбиты, которые позволяют GPS приемнику вычислять общеземные геоцентрические координаты каждого спутника, относительно исходной геодезической даты WGS-84. Эти кеплеровские элементы состоят из информации о координатах спутников на определённую эпоху и изменений параметров орбиты от отчетного периода до момента наблюдения (принимается рассчитанная скорость изменения параметров). Пять станций мониторинга постоянно отслеживают заранее предсказанные положения орбит спутников, формируя поток эфемеридной информации. Далее главная управляющая станция Navstar ежедневно передает переданные эфемериды на спутники. Вычисленная точность переданных эфемерид составляет  $\sim 260$  см и  $\sim 7$  нс.

**Точные эфемериды (Final products).** Точные эфемериды состоят из общеземных геоцентрических координат каждого спутника, определенных в Общеземной наземной системе отчета и включают поправки часов. Эфемериды вычисляются для каждого спутника с интервалом 15 мин. Точные эфемериды – это продукт постобработки. Данные собираются станциями слежения, расположенными по всей территории Земли. Далее эти данные передаются в Международную Службу GPS (IGS), где и происходит вычисление точных

эфемерид. Точные эфемериды становятся доступными приблизительно через 2 недели после времени сбора данных и имеют точность менее 5 см и 0.1 нс.

**Быстрые эфемериды (Rapid products).** Быстрые эфемериды вычисляются по тому же принципу, что и точные эфемериды, однако при обработке используется меньший набор данных. Быстрые орбиты, как правило, “выкладываются” на службы международных агентств на следующий день. Точность быстрых эфемерид составляет 5 см и 0.2 нс.

**Предсказанные или Ультрабыстрые эфемериды (Ultrarapid products).** Ультрабыстрые эфемериды передаются, как и переданные эфемериды, но обновляются они дважды в день. Иногда их называют эфемеридами в реальном времени. Это можно объяснить тем фактом, что их используют также как и переданные эфемериды, но для приложений в реальном времени. Точность ультрабыстрых эфемерид составляет ~ 25 см и ~ 5 нс. Сервис IGS - информация Международной службы GPS/ГЛОНАСС, включающей сеть станций, центры сбора данных и анализа, измерения, результаты обработки.

По адресу <ftp://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/product/> или <ftp://ftp.glonass-iac.ru/IGS/PRODUCTS/> можно найти данные эфемерид спутников GPS/ГЛОНАСС и описания сервисов IGS.

## **4. НЕЙТРАЛЬНАЯ АТМОСФЕРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОСИГНАЛОВ**

Тропосфера Земли – нижняя, преобладающая по массе часть земной атмосферы, в которой температура понижается с высотой. Тропосфера простирается в среднем до высот 8-10 км в полярных широтах, 10-12 км в умеренных, 16-18 км в тропических. Над тропосферой располагается стратосфера, от которой тропосфера отделена сравнительно тонким переходным слоем – тропопаузой.

### **4.1 Тропосфера Земли**

В тропосфере сосредоточено более всей массы атмосферного воздуха. Среднее атмосферное давление на верхней границе тропосферы в умеренных широтах меньше атмосферного давления у земной поверхности. Вся деятельность человека проходит в тропосфере. Самые высокие горы остаются в пределах тропосферы, даже воздушный транспорт лишь частично выходит за пределы тропосферы – в стратосферу.

Вертикальное распределение температуры в тропосфере зависит от особенностей поглощения солнечного и земного излучений в тропосферу и от конвективной передачи тепла. Основной поглотитель излучения в атмосфере – водяной пар, содержание которого с высотой быстро убывает, в связи с чем должна убывать и температура воздуха. Это способствует возникновению конвекции, которая переносит нагретый воздух от земной поверхности в атмосферу, чем меняет вертикальное распределение температуры. В результате в тропосфере устанавливается средний вертикальный градиент температуры  $\gamma$ , равный  $0,6^{\circ}\text{C}$  на 100 м; в нижней части тропосферы  $\gamma$  несколько меньше, а в верхней части больше. Температура воздуха на верхней

границе тропосферы в среднем за год около  $-55^{\circ}\text{C}$  в полярных широтах и около  $-80^{\circ}\text{C}$  у экватора, летом температура в верхней части тропосферы всегда значительно ниже нуля. В отдельных случаях распределение температуры может существенно отличаться от среднего. В тех или иных слоях тропосферы, особенно в нижней её части, часто возникают инверсии температуры, то есть температура с высотой возрастает.

Почти вся масса водяного пара атмосферы сосредоточена в тропосфере, поэтому в ней возникают в основном все облака. В нижней части тропосферы (в пограничном слое, или слое трения) хорошо выражен суточный ход температуры и влажности воздуха, скорость ветра с высотой быстро возрастает, направление его приближается к направлению изобар. Над этим слоем скорость ветра чаще всего продолжает возрастать, а направление его меняется по-разному, в зависимости от распределения температуры в толще тропосферы. От пограничного слоя до тропопаузы скорость ветра возрастает примерно в 3 раза. В верхней тропосфере, вблизи тропопаузы, наблюдаются очень сильные так называемые струйные течения.

## 4.2 Рефракция в тропосфере и стратосфере

Рассмотрим влияние высотной зависимости коэффициента преломления  $N(h)$  на изменение угла прихода радиоволн.

В тропосфере и стратосфере  $n$  зависит от давления  $P$ , температуры  $T$  и влажности  $e$  следующим образом

$$n = \frac{77,8}{T} \left( p + \frac{4810e}{T} \right) \cdot 10^{-6} + 1 \quad (4.1)$$

Здесь давление и влажность выражены в миллибарах, а температура в градусах Кельвина. Обычно считают, что в тропосфере давление и влажность в среднем убывают с высотой по экспоненциальному, а температура пример-

но по линейному закону, поэтому средний высотный профиль приведенного коэффициента преломления можно аппроксимировать экспонентой

$$N = N_0 \cdot \exp(\gamma h) \quad (4.2)$$

Приповерхностное значение приведенного коэффициента преломления  $N_0$ , в соответствии с (4.1), может быть определено по измерениям  $P_0$ ,  $T_0$  и  $\epsilon_0$ . В средних широтах зимой  $N_0$  в среднем равно  $3,06 \times 10^{-4}$ , а летом эта величина близка к  $3,3 \times 10^{-4}$ . Параметр  $\gamma$  в среднем равен  $0,13 \text{ км}^{-1}$ , он подвержен изменениям в пределах от  $0,12$  до  $0,14 \text{ км}^{-1}$

Производная  $dn/dh$  отлична от нуля на высотах  $h \ll a$ , поэтому отношение много меньше единицы. Рефракция сигналов спутника в тропосфере обусловлена неоднородностями и изменением диэлектрической проницаемости с высотой. Значение тропосферной рефракции зависит от факторов, влияние которых хорошо изучено и поддается прогнозу (влажность воздуха, давление, температура). С точки зрения влияния на распространение радиоволн, тропосферу рассматривают как смесь сухого воздуха и водяных паров. Показатели преломления для этих компонентов точно измерены. Зная влажность воздуха, можно рассчитать значение коэффициента преломления для смеси. Для средних метеоусловий тропосферная погрешность в радиоизмерениях спутниковых навигационных систем может быть вычислена, как

$$\Delta\Omega \approx \frac{K_t}{\sin \alpha} \cdot \int_0^{S_i} (n - 1) dS \quad (4.3)$$

где:  $K_t$  – параметр, характеризующий состояние тропосферы;

$\alpha$  – угол места спутника;

$n$  – коэффициент преломления радиоволн;

$S$  – протяженность тропосферного участка трассы радиосигнала.

При малых углах места тропосферная рефракция (и ионосферная тоже) достигает максимума, так как радиоволны проходят при таких углах наибольший путь. Поэтому в приемниках принимают во внимание только те



спутники, которые находятся выше, чем так называемый угол маски величиной 5-10°.

Пучок радиоволн, проходящий через статистически неоднородную среду, испытывает беспорядочные сдвиги фаз, различные в разных точках фронта, что приводит к преломлению и рассеянию волнового фронта. По этой причине, в точке наблюдения происходят колебания направления прихода волн. Также и измеряемая дальность от спутника до антенны приемника из-за разности скорости распространения волны в атмосфере и в вакууме не соответствует истинной. Это позволяет решать обратную задачу мониторинга атмосферы с помощью дистанционного радиозондирования.

### **4.3 Роль водяного пара в радиационном балансе атмосферы Земли**

Атмосферный водяной пар составляет всего 0.001 % от общего запаса воды на Земле, однако играет ключевую роль в тепловом балансе. Главным источником тепла в атмосфере является коротковолновая лучистая энергия Солнца, которая на своем пути претерпевает частичное рассеивание и поглощение. Большая часть прямой радиации, достигнув Земли частично переотражается вверх, вызывая собственное излучение. При этом главными поглотителями как прямого, так и собственного излучения являются водяной пар, озон и углекислый газ. Поскольку масса молекул воды наибольшая среди перечисленных газов, то на долю водяного пара приходится основная часть поглощенной радиации. Накопленную энергию водяные пары переизлучают в длинноволновом диапазоне и главным образом в нижнем направлении, создавая встречное излучение, которое вновь поглощается и переотражается подстилающей поверхностью. С ростом влажности этот замкнутый процесс приводит к возникновению парникового эффекта. Кроме того, ниж-

няя атмосфера испытывает дополнительный приток тепла, приносимого при испарении воды с земной поверхности.

Численное описание поглощения монохроматического излучения дается законом Бугера – Бэра – Ламберта:

$$I = I_0 \cdot \exp\left(-\int_0^L \alpha_\lambda(l) \cdot dl\right) \quad (4.4)$$

где  $I$  и  $I_0$  – интенсивность излучения на входе и выходе поглощающей среды,  $\alpha\lambda$  – суммарный для всех составляющих атмосферы объемный коэффициент поглощения монохроматической волны с длиной волны  $\lambda$  на текущем элементе пути  $dl$ ,  $L$  – общая длина пути волны в поглощающей среде. Поскольку интеграл внутри экспоненты сильно зависит от зенитного угла, под которым излучение прошло атмосферу, то вводят понятие оптической глубины, соответствующее вертикальному излучению. В таком случае показатель экспоненты в (4.4) можно представить в виде:

$$\int_0^L \alpha_\lambda(l) \cdot dl = \tau \cdot m(z)$$

где  $\tau$  – суммарная оптическая глубина,  $m$  – оптическая масса атмосферного столба, наклоненного на зенитный угол  $z$ , под которым пришло излучение.

Суммарная оптическая глубина может быть представлена в виде суммы компонент, ответственных за поглощение на отдельных газах, примесях и рассеивание. В случае если наклонное коротковолновое излучение испытывает поглощение на атмосферном водяном паре, соответствующая компонента может быть аппроксимирована как:

$$\tau_w \cdot m_w \approx a \cdot (m_w \cdot IWV)^b$$

где  $\tau_w$  – оптическая глубина водяного пара,  $a$  и  $b$  – частотно зависимые эмпирические коэффициенты,  $IWV$  – интегральное содержание водяного па-

ра в вертикальном атмосферном столбе, обычно измеряемое в кг/м<sup>2</sup> или в миллиметрах осажденной воды,  $m_w$  – оптическая масса водяного пара.

Таким образом, в качестве важнейшей характеристики, влияющей на радиационный баланс атмосферы, является интегральное влагосодержание, расширению методов измерений которой должно быть уделено внимание.

#### 4.4 Алгоритм оценивания зенитной тропосферной задержки по фазовым радиоизмерениям ГНСС

Длина фазового пути радиосигнала, пришедшего от спутника к приемнику, определяется в первую очередь геометрическим расстоянием между ними. Но в силу рефракции, измерение будет содержать в себе задержки в ионосфере и нейтральной атмосфере. Кроме того, на величину фазового измерения оказывает влияние несинхронность хода часов приемника и спутника, а также множество других менее значимых факторов. Исходя из этого, уравнения фазовых измерений для двух рабочих частот представляются в виде [19]:

$$\Phi_1 = S_1 + c \cdot (dt_r - dt_s) + N_1 \cdot \lambda_1 + B_1 + b_1 - I_1 + STD + REL + OR_1 + PCV_1 + \varepsilon_1$$

$$\Phi_2 = S_2 + c \cdot (dt_r - dt_s) + N_2 \cdot \lambda_2 + B_2 + b_2 - I_2 + STD + REL + OR_2 + PCV_2 + \varepsilon_2$$

где  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  – фазовые измерения в метрах на частотах L1 и L2,  $S_1$  и  $S_2$  – геометрические расстояния между приемником и спутником,  $c$  – скорость света в вакууме,  $dt_r$  – ошибка часов приемника,  $dt_s$  – ошибка часов спутника,  $N_1$  и  $N_2$  – фазовые неоднозначности в циклах,  $\lambda_1 \approx 19$  см – длина волны для частоты GPS L1,  $\lambda_2 \approx 24$  см – длина волны для частоты GPS L2,  $B_1$  и  $B_2$  – задержки радиосигналов в аппаратуре спутника,  $b_1$  и  $b_2$  – задержки радиосигналов в аппаратуре приемника,  $I_1$  и  $I_2$  – фазовая ионосферная задержка радиосигналов,  $STD$  – наклонная тропосферная задержка,  $REL$  – релятивистская поправка в измеренную дальность,  $OR_1$  и  $OR_2$  – дополнительный фазовый

набег, вызванный взаимными вращениями антенн спутника и приемника, PCV1 и PCV2 – удлинения фазового пути за счет вариаций положения фазового центра приемной антенны,  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  – прочий шум фазовых измерений.

Вектора положений спутников определяются в зависимости от типа используемых орбит с разной степенью точности. Самыми грубыми являются бортовые эфемериды, транслируемые непосредственно в момент наблюдений. Для системы GPS они имеют метровую точность. Также существуют ультрабыстрые эфемериды, которые публикуются Международной Службой ГНСС каждые шесть часов и предсказывают положение спутников на сутки вперед. Их точность составляет около 5 см [12]. Самыми точными являются финальные эфемериды Международной Службы ГНСС, доступные с задержкой в две недели. Они имеют точность, равную 2.5 см.

Вычисление трасс радиосигналов также сопряжено с задачами определения моментов трансмиссии радиоволн спутниками и оценки ошибки часов приемника. Согласно формату файлов измерений RINEX, моменты записи данных в них представлены в шкале времени кварцевых часов приемника. Поэтому предварительно мы вычисляем положение спутника на момент записи измерения, по которому с достаточной точностью оцениваем время распространения радиосигнала от спутника к приемнику [19]. Вычитая последнее из времени записи измерения, находим приблизительный момент трансмиссии и соответствующее ему положение спутника. Так как система отсчета ITRF не является инерциальной, а участвует в суточном вращении Земли, то мы также исправляем положение спутника за счет поворота планеты за время распространения. Ошибка часов приемника определяется с привлечением радиоизмерения по дальномерному коду [19]. Истинное окончательное время трансмиссии радиосигнала находится вычитанием из момента записи измерения времени распространения и ошибки часов приемника.

Влияние ионосферной задержки на фазовые радиоизмерения устраняется если сформировать комбинацию измерений:

$$\begin{aligned} \Phi &= \frac{\gamma^2}{\gamma^2 - 1} \cdot \Phi_1 - \frac{1}{\gamma^2 - 1} \cdot \Phi_2 = \frac{\gamma^2}{\gamma^2 - 1} \cdot S_1 - \frac{1}{\gamma^2 - 1} \cdot S_2 + \dots + \frac{\gamma^2}{\gamma^2 - 1} \cdot I_1 - \frac{1}{\gamma^2 - 1} \cdot \gamma^2 \cdot I_1 + \dots = \\ &= S + c \cdot (dt_r - dt_s) + N \cdot \lambda + B + b + STD + REL + OR + PCV + \varepsilon \end{aligned} \quad (4.5)$$

где  $\lambda$  – длина ионосферно-свободной волны,  $N$  – ионосферно-свободная не-

однозначность, невыражаемая в целых циклах,  $S = \frac{\gamma^2 \cdot S_1 - S_2}{\gamma^2 - 1}$ ,  $B = \frac{\gamma^2 \cdot B_1 - B_2}{\gamma^2 - 1}$  и

т. д. Выражение (4.5) называется ионосферно-свободной комбинацией. Отметим тот факт, что она исключает только ионосферный эффект первого порядка, но остаются незначительные составляющие более высоких порядков, которые рассматриваются как дополнительные шумы в слагаемом  $\varepsilon$ .

Поскольку уравнения фазовых измерений содержат в себе ошибки часов приемника, то появляется необходимость исключить их при обработке данных. Хотя ошибка часов, как говорилось выше, определяется с помощью радиоизмерения по дальномерному коду, точность этой оценки пригодна для определения момента трансмиссии, но недостаточна для учета вклада ошибки часов приемника в длину фазового пути. Поэтому составляются разности между синхронными фазовыми измерениями, сделанными до двух спутников. В таком случае взаимно уничтожается как сама ошибка часов приемника, так и задержка сигналов в радиоаппаратуре приемника. В разработанном нами алгоритме такие разности составляются относительно самого высокого спутника, т.е. фазовое измерение, сделанное до самого высокого спутника, выбирается как опорное и с ним формируются разности всех других синхронных измерений:

$$\begin{aligned} \Delta\Phi^{1k} &= \Phi^1 - \Phi^k \\ \Delta\Phi^{2k} &= \Phi^2 - \Phi^k \\ &\dots \end{aligned}$$

$$\Delta\Phi^{ik} = \Phi^i - \Phi^k \quad (4.6)$$

где  $k$  – номер опорного (самого высокого) спутника,  $i$  – номера остальных спутников,  $\Delta\Phi^{ik}$  – разность спутник-спутник между измерениями, сделанными до спутников с номерами  $k$  и  $i$ . Выбор опорным измерением того, которое сделано до самого высокого спутника, объясняется тем, что для него мы будем иметь наименьшую рефракцию в тропосфере и, соответственно, наименьшие погрешности, связанные с картирующей функцией. Для ионосферно-свободных комбинаций разности спутник-спутник будут иметь вид:

$$\begin{aligned} \Delta\Phi^{ik} = \Delta S^{ik} - c \cdot \Delta dt_s^{ik} + \Delta N^{ik} \cdot \lambda + \Delta B^{ik} + \Delta STD^{ik} + \\ + \Delta REL^{ik} + \Delta OR^{ik} + \Delta PCV^{ik} + \varepsilon^{ik} \end{aligned}$$

Естественно, что в качестве одного опорного спутника не может выступать на протяжении всей суточной сессии радиоизмерений один и тот же спутник, вследствие чего при смене опорного спутника из-за разных фазовых неоднозначностей опорных измерений возникают скачки во временных трендах разностей спутник-спутник. Эти скачки далее рассматриваются как грубые ошибки и устраняются при фильтрации Калмана.

Заметим, что хотя формально аппаратурная задержка сигналов  $b$  внутри приемника взаимно уничтожается, тем не менее, сохраняются остаточные эффекты т.к. приемник отслеживает каждый спутник отдельно выделенным электронным каналом и мгновенные значения задержек в них не совпадают [19]. Эти остаточные задержки каналов считаются как составляющие шума в слагаемом  $\varepsilon^{ik}$ .

Для того чтобы удалить из уравнения измерений еще одну неизвестную – фазовую неоднозначность – формируются разности между эпохами  $t$  и  $t+\Delta t$ :

$$\nabla\Delta\Phi^{ik} = \Delta\Phi^{ik}(t+\Delta t) - \Delta\Phi^{ik}(t)$$

В таком случае мы получаем двойные разности фазовых радиоизмерений, уравнение которых примет вид:

$$\begin{aligned} \nabla\Delta\Phi^{ik} = & \nabla\Delta S^{ik} - c \cdot \nabla\Delta t_s^{ik} + \nabla\Delta B^{ik} + \nabla\Delta STD^{ik} + \nabla\Delta REL^{ik} + \\ & + \nabla\Delta OR^{ik} + \nabla\Delta PCV^{ik} + \varepsilon^{ik} \end{aligned}$$

Отметим, что фазовая неоднозначность полностью взаимно уничтожается только в том случае, если между эпохами не произошел сбой счета фазы. В противном случае возникают скачки, которые рассматриваются так же, как и скачки при смене опорного спутника, в качестве грубых ошибок.

Интервал времени  $\Delta t$  между эпохами, по которым формируются разности, определяется настройками процесса обработки и для всех результатов, представленных в этой работе, установлен в пять минут.

Требуемая для рассмотрения величина задержки сигнала в радиоаппаратуре спутника от момента генерации до момента трансмиссии. Она не может быть численно определена по результатам обработки данных, собранных на одной отдельно взятой ГНСС станции.

Для того чтобы ввести в уравнение двойных разностей зенитную тропосферную задержку, используется картирующая функция. Как говорилось в разделе, картирующая функция дается выражением:

$$m(z) = \frac{STD}{ZTD} \quad (4.7)$$

где  $ZTD$  – зенитная тропосферная задержка,  $STD$  – наклонная тропосферная задержка,  $z$  – зенитный угол спутника,  $m$  – картирующая функция. В нашем алгоритме используется функция Мендеса, которая показала наилучшую точность. С учетом картирующей функции уравнение примет вид:

$$\begin{aligned} \nabla\Delta\Phi^{ik} = & \nabla\Delta S^{ik} - c \cdot \nabla\Delta t_s^{ik} + ZTD \cdot \nabla\Delta m(z)^{ik} + \nabla\Delta REL^{ik} + \nabla\Delta OR^{ik} + \nabla\Delta PCV^{ik} + \varepsilon^{ik} \\ \nabla\Delta m(z)^{ik} = & m(z^i(t + \Delta t)) - m(z^k(t + \Delta t)) - m(z^i(t)) + m(z^k(t)) \end{aligned} \quad (4.8)$$

Символами  $z_i(t)$  и  $z_k(t)$  обозначены зенитные углы спутников  $i$  и  $k$  в момент времени  $t$ . Отметим, что в таком подходе зенитная тропосферная задержка считается одинаковой в двух соседних моментах, по которым сформирована разность между эпохами. Укажем, что зенитный угол спутника должен отсчитываться от местного направления силы тяжести, приближением к которому является нормаль к общеземному эллипсоиду. Соответствующую величину зенитного угла спутника можно получить из выражения [19]:

$$\cos z = \frac{\Delta X \cos B \cos L + \Delta Y \cos B \sin L + \Delta Z \sin B}{S} \quad (4.9)$$

где  $B$  и  $L$  – геодезические широта и долгота приемника,  $S$  – геометрическое расстояние между спутником и приемником,  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$  – компоненты вектора между спутником и приемником. Поскольку ошибки из-за картирующей функции сильно возрастают при увеличении зенитного угла, то нами установлен предельный угол в  $80^\circ$ . Фазовые измерения до спутников, находящихся ниже этой границы, не принимают участия в обработке.

Уравнения (4.8) могут быть составлены для всех синхронно наблюдаемых на станции ГНСС спутников, что позволяет таким образом составлять систему уравнений вида:

$$L + V = A \cdot X \quad (4.10)$$

где

$$L = \left\{ \nabla \Delta \Phi^{ik} - \nabla \Delta S^{ik} + c \cdot \nabla \Delta dt_s^{ik} - \nabla \Delta REL^{ik} - \nabla \Delta OR^{ik} - \nabla \Delta PCV^{ik} \right\}$$

$$A = \left\{ \nabla \Delta m(z)^{ik} \right\} \quad V = \left\{ -\varepsilon^{ik} \right\} \quad X = [ZTD]$$

Эта система имеет одно неизвестное и  $n-1$  уравнение, где  $n$  – число синхронно видимых спутников. Естественно, что системы

(4.10) формируются для каждой измерительной эпохи, образуя тем самым последовательные реализации измерения зенитной тропосферной задержки, оценку величины которой от эпохи к эпохе мы получаем, применяя процедуру фильтра Калмана. При этом необходимо задать



ковариационные матрицы векторов свободных членов  $L$  и неизвестных  $X$ , определяющие их точность. Ковариационная матрица для свободных членов не имеет простой диагональный вид из-за того, что уравнения двойных разностей фазовых радиоизмерений (4.8) взаимно алгебраически связаны. Хотя там рассмотрен случай относительного алгоритма, сам подход может быть применен и для абсолютного метода. Согласно нему ковариационная матрица определяется как:

$$S_L = \sigma_0^2 \cdot \begin{bmatrix} 4 & 2 & \dots & 2 & 2 \\ 2 & 4 & \dots & 2 & 2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 2 & 2 & \dots & 4 & 2 \\ 2 & 2 & \dots & 2 & 4 \end{bmatrix} \quad (4.11)$$

где  $\sigma_0$  – априорное среднеквадратическое отклонение шума радиоизмерений. Размерность матрицы  $n-1 \times n-1$ . Значение шума измерений можно определить с помощью выражения (4.8) если имеются predetermined значения зенитной тропосферной задержки. При вычислениях с финальными продуктами Международной Службы ГНСС мы оценили  $\sigma_0$  в 16 мм, используя тропосферную задержку, рассчитанную из данных погодных полей NCEP/NCAR. При работе с бортовыми и ультрабыстрыми эфемеридами  $\sigma_0$  равно 100 мм. Ковариационная матрица вектора неизвестных содержит один элемент – дисперсию оценки зенитной тропосферной задержки  $\sigma_{ZTD}^2$ .

Алгоритм работы фильтра Калмана состоит из двух шагов – экстраполяции и обновления. Для рассматриваемой здесь задачи первый шаг выражается в предсказании значений зенитной тропосферной задержки и ее среднеквадратического отклонения на следующий момент времени, а второй шаг состоит в уточнении предсказанных величин за счет измерений. В разработанном нами алгоритме для самого первого момента времени предварительные значения тропосферной задержки и ее среднеквадратического отклоне-

ния должны быть заданы пользователем. При этом, чем дальше начальное значение от истинного, тем больше шагов потребуется фильтру для достижения точных оценок тропосферной задержки. Иными словами, фильтру требуется некоторое время инициализации для сбора достаточного количества измерений.

Изменения зенитной тропосферной задержки рассматриваются как полностью свободный блуждающий процесс, поэтому предсказанный на эпоху  $j+1$  вектор неизвестных равен обновленному (уточненному) вектору на предыдущую эпоху  $j$ . В свою очередь ковариационная матрица предсказанного вектора неизвестных определяется как:

$$S_{X_{j+1}} = \mathcal{S}_{X_j} + Q \cdot \Delta t_{j,j+1}$$

где  $S_{X_{j+1}}$  – ковариационная матрица предсказанного на эпоху  $j+1$  вектора неизвестных,  $\mathcal{S}_{X_j}$  – уточненная ковариационная матрица вектора неизвестных на эпоху  $j$ ,  $Q$  – матрица шумов процесса,  $\Delta t_{j,j+1}$  – промежуток времени между моментами  $j$  и  $j+1$ , который в нашем алгоритме равен пяти минутам. Матрица шумов процесса определяет динамику изменений зенитной тропосферной задержки от эпохи к эпохе и определяется как:

$$Q = [q_{ZTD}^2]$$

где  $q_{ZTD}$  – шум процесса  $ZTD$ , измеряемый в единицах  $\text{мм}/\sqrt{\text{ч}}$ . Подробно величина шума процесса зенитной тропосферной задержки рассмотрена в работе [19], где показано, что наиболее частные ее значения составляют  $1 - 2 \text{ мм}/\sqrt{\text{ч}}$ , а в 95% случаях не превышают  $7 \text{ мм}/\sqrt{\text{ч}}$ .

Второй шаг фильтра Калмана – уточнение предсказанных значений – начинается с вычисления редуцированных измерений  $d$ , их ковариационной матрицы  $S_d$  и матрицы усиления фильтра  $K$ :

$$d_{j+1} = L_{j+1} - A_{j+1} \cdot X_{j+1}$$

$$S_{d_{j+1}} = S_{L_{j+1}} + A_{j+1} \cdot S_{X_{j+1}} \cdot A_{j+1}^T$$

$$K_{j+1} = S_{X_{j+1}} \cdot A_{j+1}^T \cdot S_{d_{j+1}}^{-1}$$

Далее получаем уточненный вектор неизвестных  $\mathcal{X}$  и его ковариационную матрицу  $\mathcal{S}_x$  для момента  $j+1$ :

$$\mathcal{X}_{j+1} = X_{j+1} + K_{j+1} \cdot d_{j+1}$$

$$\mathcal{S}_{j+1} = S_{j+1} - K_{j+1} \cdot S_{d_{j+1}} \cdot K_{j+1}^T$$

В ходе измерительной сессии ГНСС приемник может кратковременно терять радиосигнал одного и более спутников, что приводит к сбою счета фазы. Таким образом, возникают скачки в тренде фазовых измерений, которые не могут быть сглажены фильтром. Соответственно они рассматриваются как грубые ошибки. В разработанном нами алгоритме считается, что произошла грубая ошибка, если удовлетворяется неравенство:

$$|d^i| > 100 \text{ мм}$$

где  $d^i$  –  $i$ -ое редуцированное измерение. При этом связанные измерения удаляются из обработки.

Отметим, что, так как матрица системы уравнений зависит только от зенитных углов спутников, а ковариационная матрица свободных членов определяется априорным среднеквадратическим отклонением  $\sigma_0$ , то получаемая оценка точности ZTD зависит только от числа и распределения по зенитным углам видимых спутников. Чем больше низких спутников, тем более надежные получают априорные оценки тропосферной задержки. При открытой местности, когда в зоне видимости находятся 5 – 8 спутников, априорная точность ZTD обычно составляет 8 – 12 мм.

Для оценки ZTD по двухчастотным измерениям одного приемника было разработано приложение TropoGNSS. Алгоритм работы приложения был верифицирован по численным погодным полям реанализа. Характерный график временного хода ZTD, полученный обеими технологиями представлен на Рисунок 4.1.

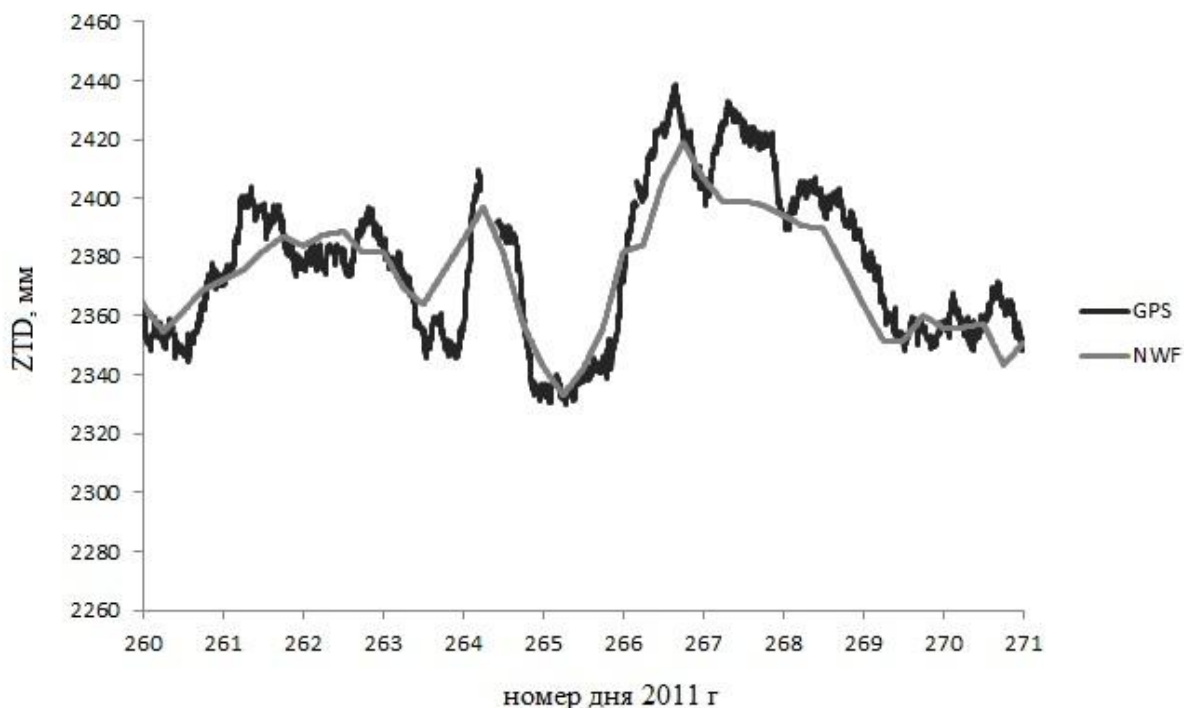


Рисунок 4.1 Временной ход зенитной тропосферной задержки с 17 по 27 сентября 2011 г. на станции KAZN, полученный из GPS измерений и по численным погодным полям (NWF)

Общее количество совместных оценок ZTD для 24 станций составило 30756.

Для проверки устойчивости точности ZTD на межгодовом уровне был рассчитан длинный ряд для станции KAZN за 2009 – 2011 гг. Сравнения с погодными полями NCEP/NCAR дало общее среднее отклонение в -2.5 мм и стандартное отклонение в 16.2 мм. При этом сохраняется описанная выше сезонная зависимость. Наибольшие изменения от года в год происходят в летних отклонениях – для 2009 г.  $-10.7 \pm 20.5$  мм, для 2010 г.  $-17.1 \pm 21.7$  мм, для 2011 г.  $-10.2 \pm 19.9$  мм. Тем не менее, по этим данным видно, что взаимное совпадение результатов ГНСС измерений и погодных полей остается на уровне 10 – 20 мм.

## 4.5 Преобразование зенитной тропосферной задержки в интегральное влагосодержание

Как уже говорилось в разделе 4.2 зенитная тропосферная задержка радиосигналов ГНСС может быть представлена в виде суммы гидростатической (ZHD) и влажной (ZWD) компонент:

$$ZTD = ZHD + ZWD$$

Поскольку интегральному влагосодержанию пропорциональна только влажная составляющая, то для ее извлечения из полной задержки ZTD необходимо определить гидростатическую компоненту. Отправной точкой для ее моделирования является основное уравнение статики атмосферы и гидросферы:

$$\rho = -\frac{1}{g} \cdot \frac{dP}{dh} \cdot 10^2$$

где P,  $\rho$ , g – давление [мб], плотность воздуха [кг/м<sup>3</sup>] и ускорение силы тяжести [м/с<sup>2</sup>] на высоте h [м]. Следуя выражению для гидростатической задержки [м] получаем:

$$ZHD = 223.009 \cdot 10^{-6} \cdot \int_{h_1}^{h_2} \rho \cdot dh = -223.009 \cdot 10^{-4} \cdot \int_h^{h_2} \frac{1}{g} \cdot dP$$

Далее, чтобы вынести за знак интегрирования ускорение силы тяжести, вводится его эквивалентное средневзвешенное значение  $g_m$ :

$$\int_h^{h_2} \frac{1}{g} \cdot dP = \frac{1}{g_m} \cdot \int_{h_1}^{h_2} dP$$

откуда находим:

$$g_m = \frac{\int_{h_1}^{h_2} \rho \cdot g \cdot dh}{\int_{h_1}^{h_2} \rho \cdot dh}$$

Саастамойнен дал следующее приближение для  $g_m$  [19]:

$$g_m = 9.784 \cdot (1 - 0.00266 \cdot \cos 2B - 0.00028 \cdot H)$$

где  $H$  и  $B$  – геодезические высота [км] и широта станции [град.]. Получаем:

$$ZHD = -223.009 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{1}{g_m} \cdot \int_{h_1}^{h_2} dP = -\frac{0.0022793 \cdot (P(h_2) - P(h_1))}{1 - 0.00266 \cdot \cos 2B - 0.00028 \cdot H}$$

Полагая, что на высоте спутника  $h_2$  давление равно нулю и заменяя обозначение давления  $P(h_1)$  на станции на  $P_s$  [мб] окончательно получим:

$$ZHD = \frac{0.0022793 \cdot P_s}{1 - 0.00266 \cdot \cos 2B - 0.00028 \cdot H} \quad (4.12)$$

Таким образом, гидростатическую задержку можно оценить, зная только приземное значение давления. Выражение (4.12) называется моделью Саастамойнена. Отметим, что здесь коэффициент перед давлением был вычислен с помощью первого коэффициента в формуле индекса рефракции. При использовании старых коэффициентов, множитель перед давлением равен 0.0022767 [19]. Эта разница при давлении в 1000 мб вызывает разницу гидростатических задержек в 2.6 мм.

Сравнение гидростатических задержек, полученных из модели Саастамойнена, с задержками, интегрированными из численных погодных полей NCEP/NCAR, дало в среднем за 2010 - 2011 гг. для Казани стандартное отклонение в 5.7 мм. Однако т. к. модель Саастамойнена предполагает гидро-

статическое равновесие, то отмечаются и большие расхождения в периоды сильной конвекции.

На Рис.4.2 показан годичный ход зенитной тропосферной задержки и ее гидростатической компоненты для станции KAZN в 2011 г.

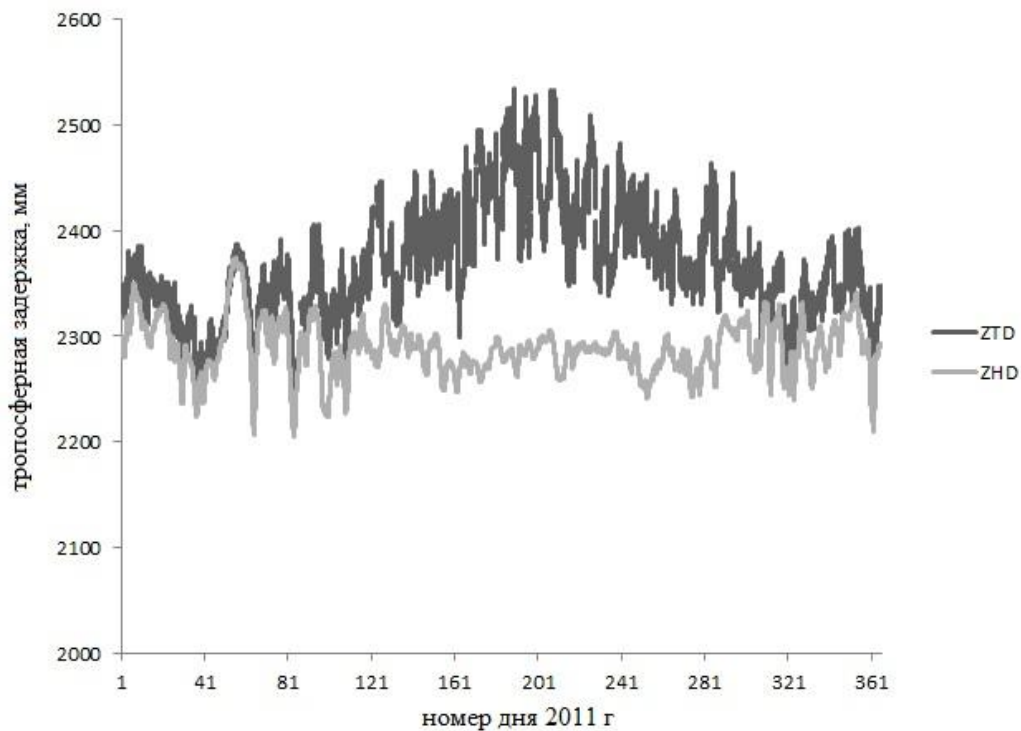


Рисунок 4.2. Годичный ход полной тропосферной задержки (ZTD) радиосигналов ГНСС и ее сухой компоненты (ZHD) на станции KAZN

Вычитая смоделированное значение гидростатической задержки из полной, определяют влажную составляющую, которую можно представить в виде:

$$\begin{aligned}
 ZWD &= 10^{-6} \cdot \left( 22.9744 \cdot \int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh + 375463 \cdot \int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T^2} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh \right) = \\
 &= 10^{-6} \cdot \int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh \cdot \left( 22.9744 + 375463 \cdot \frac{\int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T^2} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh}{\int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh} \right)
 \end{aligned}$$

где ZWD выражается в [м]. Согласно уравнению Менделеева – Клапейрона, первый интеграл связан с интегральным влагосодержанием:

$$\int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh = \frac{R_0}{M_w} \cdot 10^{-2} \cdot \int_{h_1}^{h_2} \rho_w \cdot dh = \frac{R_0}{M_w} \cdot 10^{-2} \cdot IWV$$

где  $\rho_w$  – плотность водяного пара [кг/м<sup>3</sup>],  $M_w = 0.0180152$  кг/моль – молярная масса водяного пара,  $R_0 = 8.31434$  Дж/(моль·К) – универсальная газовая постоянная, IWV – интегральное влагосодержание [кг/м<sup>2</sup>].

Также выражение упростится введением величины:

$$T_m = \frac{\int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh}{\int_{h_1}^{h_2} \frac{e}{T^2} \cdot Z_w^{-1} \cdot dh}$$

Величина  $T_m$  по виду представляет собой средневзвешенную температуру [К], где в качестве весовой функции выступает парциальное давление водяного пара.

Таким образом, мы получили связь влажной зенитной тропосферной задержки радиосигналов ГНСС с интегральным влагосодержанием. Отметим, что интегральное влагосодержание часто выражают в миллиметрах осажденной воды, т.е. высотой столба жидкой воды сечением 1 м<sup>2</sup>, который образовался бы, если сконденсировать весь водяной пар в соответствующем атмосферном столбе:

$$\frac{IWV[\text{кг}/\text{м}^2]}{\rho_{lw}[\text{кг}/\text{м}^3]} = IWV[\text{м}] \cdot 10^{-3} = IWV[\text{мм}]$$

где  $\rho_{lw} \approx 1000$  кг/м<sup>3</sup> – плотность жидкой воды, IWV – интегральное влагосодержание. Соответственно 1 кг/м<sup>2</sup> соответствует 1 мм осажденной воды. В свою очередь влажная задержка также может выражаться в миллиметрах:



$$ZWD[mm] = ZWD[m] \cdot 10^3$$

получаем:

$$ZWD[mm] = IWV[mm] \cdot \left( 0.10631 + \frac{1732.83}{T_m} \right) \quad (4.13)$$

Единственная неопределенность связана со средневзвешенной температурой  $T_m$ . Обычно ее представляют в виде полинома относительно приземной температуры  $T_s$ :

$$T_m = a + b \cdot T_s$$

где  $a$  и  $b$  – постоянные эмпирические коэффициенты. Впервые они были найдены по радиозондовым измерениям для Северной Америки в работе Бевиса [5]:

$$T_m = 70.2 + 0.72 \cdot T_s$$

Далее Мендес, используя глобальные данные радиозондирования, представил иные значения коэффициентов:

$$T_m = 50.4 + 0.789 \cdot T_s \quad (4.14)$$

Точность, с которой это выражение дает средневзвешенную температуру, составляет 3 К.

Шулер предложил использовать комбинированную модель, сочетающую периодическую компоненту и поверхностную температуру:

$$T_m = a_1 + a_2 \cdot \cos\left(2 \cdot \pi \cdot \frac{DOY - DOY_w}{365.25}\right) + b \cdot T_s$$

где  $DOY$  – номер дня в году,  $DOY_w$  равно 28 для северного полушария и 211 для южного,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b$  – эмпирические коэффициенты. Они были найдены отдельно для большого числа станций сети Международной Службы ГНСС по численным погодным полям. Хотя модель Шулера показала лучшие результаты, тем не менее, мы использовали выражение с коэффициентами Мендеса,

поскольку для многих рассмотренных здесь станций модель не обеспечивает соответствующим набором коэффициентов  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b$ . Для примера, на Рис.4.3 показан годичный ход интегрального влагосодержания на станции KAZN.

Подытоживая раздел, необходимо оценить внутреннюю точность определения интегрального влагосодержания из зенитной тропосферной задержки. Стандартное отклонение  $IWV$ , вызванное стандартным отклонением  $ZTD$ , определяется как:

$$\sigma_{IWV\_ZTD} = \sigma_{ZTD} \cdot \left( 0.10631 + \frac{1732.83}{T_m} \right)^{-1}$$

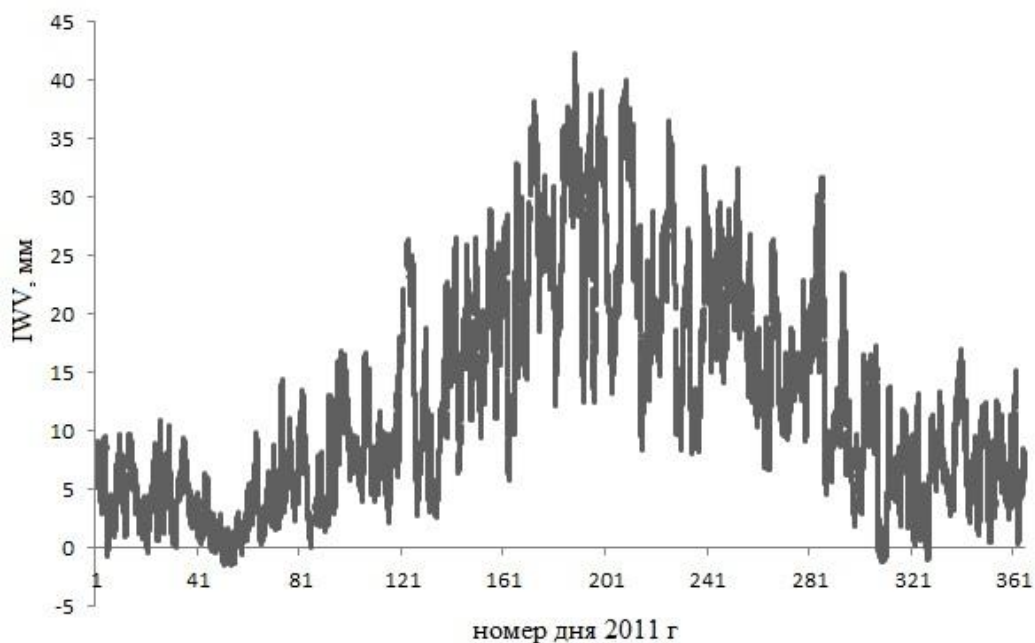


Рисунок 4.3 Годичный ход интегрального влагосодержания на станции KAZN

Внутренняя точность  $ZTD$  составляет 10мм, поэтому для приземной температуры 273 К получаем ошибку 1.5 мм. Аналогично для стандартного отклонения, вызванного ошибками модели гидростатической задержки, имеем:

$$\sigma_{IWV\_ZHD} = \sigma_{ZHD} \cdot \left( 0.10631 + \frac{1732.83}{T_m} \right)^{-1}$$

Принимая стандартное отклонение ZHD равным 5.7 мм для температуры 273 К получаем ошибку в интегральном влагосодержании, равную 0.9 мм. Наконец, ошибка из-за неточности оценки средневзвешенной температуры представится в виде:

$$\sigma_{IWV\_T_m} = \sigma_{T_m} \cdot IWV \cdot \left( 0.10631 + \frac{1732.83}{T_m} \right)^{-1} \cdot \frac{1732.83}{T_m^2}$$

Для среднеквадратического отклонения средневзвешенной температуры в 3 К, приземной температуры 273 К и IWV в 15 мм соответствующая ошибка составит 0.6 мм. Суммарно для внутренней оценки точности имеем:

$$\sigma_{IWV} = \sqrt{\sigma_{IWV\_ZTD}^2 + \sigma_{IWV\_ZHD}^2 + \sigma_{IWV\_T_m}^2} = 1.8 \text{ мм}$$

Таким образом, среднеквадратическое отклонение значительно меньше характерных погодных вариаций () интегрального влагосодержания, что обуславливает информативность извлечения IWV из зенитной тропосферной задержки радиосигналов ГНСС.

#### 4.6 Неоднородности в тропосфере и стратосфере

В конце 40-х годов обобщение накопленных наблюдений за распространением ультракоротких радиоволн (УКВ) в тропосфере на большие расстояния выявило заметное превышение уровня поля передающей станции в области глубокой тени по сравнению с расчетами по дифракционным формулам. Оказалось, что средний уровень поля подвергается непрерывным и хаотическим флуктуациям. Поскольку явление такого распространения радиоволн связано с влиянием тропосферы, то оно, по предложению Б. А. Введенского, было названо "дальним тропосферным распространением УКВ" (ДТР УКВ) [6].

Одним из механизмов дальнего тропосферного распространения УКВ является рассеяние на турбулентных неоднородностях показателя преломления атмосферы. Первая теория рассеяния на неоднородностях тропосферы была впервые разработана Букером и Гордоном в 1950 году [78]. В том же году подобную теорию предложил Мегоу [79]. В 1954 году была разработана теория Вилларсом и Вейскопфом [80, 81].

Замирания электромагнитного сигнала, возникающие при ДТР УКВ, разделяют на "медленные" и "быстрые" [6]. Медленные изменения сигнала обуславливаются плавным изменением среднего профиля показателя преломления и слоистыми неоднородностями атмосферы. Изменчивость таких замираний измеряется десятками минут и часами. Распределение уровней сигнала при таких замираниях подчиняется нормально-логарифмическому закону распределения [27].

Быстрые замирания имеют периодичность в единицы и десятки секунд. Они обуславливаются взаимной интерференцией между отдельными элементарными колебаниями, рассеянными на неоднородностях показателя преломления, достигающими одновременно приемной антенны. В отличие от слоистых неоднородностей, эти неоднородности имеют турбулентный характер. Радиоволны, переизлученные благодаря турбулентным неоднородностям, имеют фазы, значения которых с одинаковой вероятностью распределены в диапазоне от 0 до  $2\pi$ . В результате, уровень сигнала подчиняется релейскому распределению [27]:

Исследование статистических характеристик сигналов на длине волны  $443,6 = \lambda$  см показало, что интегральное распределение уровней сигнала в зимний период значительно отличается от релейского закона, а в летний период практически соответствует релейскому закону распределения [28].

Пространственное распределение флуктуаций показателя преломления определяется значениями флуктуаций температуры  $T$

Температура и влажность изменяются с высотой не монотонно. От земной поверхности до высот 5–6 км существуют инверсии температуры и влажности, слои с резким падением температуры, а также облачные слои до высот 10–12 км. При переходе от слоя к слою значение показателя преломления изменяется от 1–2 до 20–40 N-единиц ( $1 \text{ N-единица} = (n - 1) \cdot 10$

6 ). Вертикальные градиенты показателя преломления достигают значений от нескольких единиц до 10–20 N- единиц/м [15]. Интенсивность изменений метеопараметров падает с увеличением высоты над земной поверхностью. Инверсии температуры оказывают существенное влияние на распространение УКВ между наземными станциями, как в области прямой видимости, так и за радиогоризонтом, иногда являясь причиной сверхдальнего "волноводного" распространения УКВ на расстояния в несколько сотен километров.

Инверсии температуры имеют различное происхождение и возникают на различных высотах в тропосфере и стратосфере, а также в области тропопавзы (10–11 км), на высотах от 25 до 50 км и 82 км [15, 8].

Электромагнитные волны, проходящие через атмосферу, вызывают колебания электронов в атомах. В результате колебаний электронов возбуждаются вторичные волны, распространяющиеся по всем направлениям. Вторичные волны являются когерентными и интерферируют между собой. В однородной атмосфере вторичные волны полностью гасят друг друга во всех направлениях, кроме направления распространения первичной электромагнитной волны. Следовательно, в однородной среде не происходит рассеяние волн, то есть, нет перераспределения энергии по направлениям.

В неоднородной атмосфере вторичные волны не компенсируют друг друга в боковых направлениях и создают дифракционную картину с довольно равномерным распределением интенсивности по всем направлениям, то есть происходит рассеяние электромагнитных волн.

Угол рефракции при больших значениях  $z_0$  испытывает медленные вариации и быстрые флуктуации. Медленные вариации  $\Delta \xi t$  обусловлены изменениями высотного профиля приведенного коэффициента преломления, связанными с изменениями метеоусловий. Быстрые флуктуации углов прихода радиоволн связаны с влиянием и слоистых, и статистических неоднородностей коэффициента преломления, последние обусловлены в основном турбулентностью тропосферы.

Измерения вариаций углов прихода сантиметровых радиоволн, излучаемых спутником, показали, что флуктуации угла сильно изменяются в разные дни. Летом они в несколько раз выше, чем зимой.

Между подстилающей поверхностью и атмосферой существует непрерывный обмен теплом, влагой и примесями разного рода. В различных областях Земли под влиянием теплообмена с земной поверхностью формируются воздушные массы тропосферы с разными свойствами.

Флуктуации параметров радиоволн при распространении в неоднородной атмосфере обусловлены изменением диэлектрической проницаемости. Это изменение можно разделить на систематическое, связанное с изменением средних параметров атмосферы, и нерегулярное, связанное с неоднородностями атмосферных параметров. Систематическое изменение имеет в основном высотный ход. Высотный градиент метеопараметров в атмосфере формирует высотный профиль коэффициента преломления радиоволн и вызывает явление вертикальной рефракции. Динамические процессы в реальной атмосфере формируют неоднородную изменчивую трехмерную структуру коэффициента преломления [9].

#### **4.7 Ослабление радиоволн в тропосфере**

Характерной особенностью тропосферы является понижение температуры с высотой. Среднее значение вертикального градиента температуры в

тропосфере составляет около  $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  с возможными отклонениями средних (за сезон для данного географического района) значений до  $0.3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  в ту и другую сторону. Значение же вертикального градиента в фиксированный момент времени в разных точках могут изменяться в широких пределах- от положительных значений порядка десятков градусов на 100 м до таких же отрицательных значений. В тропосфере образуются и все наиболее важные виды облаков, формируются осадки, грозовая деятельность. Здесь сосредоточена основная масса атмосферы- от 75% в умеренных и высоких широтах, до 90% в низких. Тропосферу принято делить на несколько слоев: нижнюю или пограничный слой атмосферы (от земной поверхности до высоты 1-1,5 км); среднюю (от 1-1,5 до 6-8 км); верхнюю (от 6-8 км до тропопаузы).

Уже первые подъемы шаров-зондов в конце прошлого столетия показали, что характерное для тропосферы понижение температуры на некоторой высоте прекращается. Сначала оно замедляется, а затем переходит в изотермическое распределение [5].

В тропосфере имеет место ослабление радиоволн. Однако практическое значение это ослабление приобретает лишь в диапазоне сантиметровых и более коротких волн. Ослабление радиоволн в тропосфере обусловлено двумя причинами - поглощением радиоволн, то есть превращением электромагнитной энергии в тепловую, и рассеянием радиоволн гидрометеорами.

Поглощение радиоволн происходит в газах атмосферы - в кислороде и водяном паре, а также в гидрометеорах, какими являются капли воды, частицы льда. Электромагнитные волны рассеиваются как молекулами воздуха, так и гидрометеорами. Интенсивность рассеяния существенно зависит от длины волны и размеров молекул, частиц; молекулы воздуха ничтожно мало рассеивают даже наиболее короткие радиоволны. Практически ощутимым является лишь рассеяние радиоволн гидрометеорами. Рассеяние электромаг-

нитной волны частицей происходит в разные стороны. И это приводит к ослаблению первичной волны в направлении ее распространения.

Поглощение радиоволн газами атмосферы является избирательным, резонансным и обусловлено молекулярной квантово механической структурой этих газов. Количественные данные о поглощении радиоволн газами могут быть получены при помощи формул квантовой механики.

Поглощение и рассеяние радиоволн гидрометеорами не является избирательным. Количественные данные здесь могут быть получены в результате решения электродинамической задачи о дифракции радиоволн на отдельной частице, имеющей, например, форму шара [1].

### **Поглощение радиоволн кислородом и водяным паром**

Как известно, дисперсией называется явление зависимости диэлектрической проницаемости от частоты. Дисперсия и поглощение электромагнитных волн веществом - взаимозависимые явления. Дисперсия и связанное с ней поглощение наблюдаются при достаточно высоких частотах.

При быстропеременных полях поляризация вещества «не успевает» следовать за изменениями электромагнитного поля. Значение вектора электрической индукции  $D$  в некоторый момент времени не определяется значением вектора напряженности электрического поля  $E$  в тот же момент времени, а зависит, вообще говоря, от значения  $E(t)$  в предыдущие моменты времени. Это означает, что при гармоническом изменении поля во времени между векторами  $D$  и  $E$  появляется сдвиг по фазе. Это приводит к тому, что в быстропеременных полях при частотах, сравнимых с собственными частотами тех молекулярных колебаний, с которыми связано возникновение электрической поляризации вещества, диэлектрическая проницаемость становится комплексной величиной, зависящей от частоты:

$$\varepsilon'(\omega) = \varepsilon(\omega) - j * \varepsilon''(\omega) .$$



В силу наличия отмеченного процесса установления электрической поляризации, как можно показать на основе теории функции комплексного переменного, между вещественной и мнимой частями диэлектрической проницаемости существует определенная аналитическая связь. Эта связь такова, что едва заметное изменение показателя преломления приводит к значительному с точки зрения практики распространения радиоволн поглощению.

О порядке величин изменения показателя преломления и связанного с ним поглощения можно судить исходя из следующих наводящих соображений. Допустим, что при изменении частоты от 0 до  $\omega$  вещественная часть диэлектрической проницаемости изменилась на  $\Delta\varepsilon$ , а мнимая, имевшая при  $\omega=0$  нулевое значение на  $\Delta\varepsilon''$ . Тогда из формулы

$$\sqrt{\varepsilon'(\omega)} = \sqrt{\varepsilon(\omega) - j^* \varepsilon''(\omega)} = n - j^* \chi,$$

где  $n$  - вещественная, а  $\chi$  - мнимая части комплексного показателя преломления; считая  $\Delta\varepsilon$  и  $\Delta\varepsilon'' \ll \varepsilon(0)$ , имеем

$$\sqrt{\varepsilon'(\omega)} = \sqrt{\varepsilon(0)} \left( 1 + \frac{1}{2} * \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon(0)} - j^* \frac{\Delta\varepsilon''}{2 * \varepsilon(0)} \right) = n + \Delta n - j^* \chi;$$

откуда

$$\Delta n = \frac{1}{2} * \frac{\Delta\varepsilon}{\sqrt{\varepsilon(0)}}, \quad \chi = \frac{1}{2} * \frac{\Delta\varepsilon''}{\sqrt{\varepsilon(0)}}.$$

В тропосфере  $\varepsilon(0) \approx 1$ , так что здесь

$$\Delta n = \frac{1}{2} * \Delta\varepsilon, \quad \chi = \frac{1}{2} * \Delta\varepsilon'',$$

а коэффициент ослабления, выраженный в децибелах на километр, равен

$$\gamma = \frac{2 * \pi}{\lambda} * \chi * 20 * 10^3 * \lg(e) = \frac{2 * \pi}{\lambda} * 4340 * \Delta\varepsilon''.$$

Предположим, что  $\Delta\varepsilon''$  имеет такой же порядок величины, что и  $\Delta\varepsilon$  или  $\Delta n$  и пусть  $\Delta\varepsilon \approx 10^{-6}$ , тогда, например, при  $\lambda = 3$  см, получаем  $\gamma = 0.9$  дБ/км,

то есть при незначительном, связанном с дисперсией, изменении показателя преломления наблюдалось бы очень большое ослабление радиоволн. Однако для волн  $\lambda > 2$  это не имеет места. Поэтому можно сделать вывод: поскольку для длин волн  $\lambda > 2$  нет практически ощутимого поглощения, то и не должно быть сколько-нибудь заметного изменения показателя преломления с частотой, то есть дисперсией радиоволн здесь можно пренебречь.

Поглощение радиоволн в атмосфере начинает сказываться на волнах  $\lambda < 2$ , хотя на больших расстояниях в несколько сот километров, оно становится заметным на волне 3 см и даже на волне 10 см.

Резонансные линии всех газов атмосферы, за исключением кислорода и водяного пара, расположены вне диапазонов радиоволн. Поэтому поглощение радиоволн имеет только в кислороде и водяном паре. Рассеянием радиоволн молекулами газов можно пренебречь.

### **Ослабление радиоволн гидрометеорами**

При прохождении электромагнитной волны через облака и осадки в каждой отдельной частице возбуждаются электрические и магнитные диполи квадруполь и так далее. При этом частицей извлекается некоторое количество энергии из проходящей волны. Часть извлеченной энергии превращается в частице в тепло. А часть вновь излучается в виде рассеянной электромагнитной волны, имеющей одинаковую частоту с проходящей волной.

Количество энергии рассеянной волны в направлении на радиолокационную станцию характеризуется эффективной площадью рассеяния цели.

Полагая волну плоской, можно точно вычислить эту площадь для сферических частиц и приближенно для частиц несложной формы. При этом пользуются теоретическими исследованиями дифракции электромагнитной волны на сфере, выполненными Г. Ми и развитыми К. С. Шифриным, Стреттоном, Д. Райдом и другими.

Согласно указанной теории, эффективная площадь рассеяния сферической частицы выражается следующим соотношением:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{16\pi^2} \left| \sum_{n=1}^{n=\infty} (a_n - b_n) \right|^2.$$

Коэффициенты  $a_n$  и  $b_n$  являются амплитудами парциальных волн и определяются по формулам:

$$a_n = i(-1)^n \frac{\psi_n(\rho)\psi_n'(m\rho) - m\psi_n'(\rho)\psi_n(m\rho)}{h_n'(\rho)\psi_n'(m\rho) - mh_n'(\rho)\psi_n(m\rho)},$$

$$b_n = i(-1)^n (2n+1) \frac{\psi_n'(\rho)\psi_n(m\rho) - m\psi_n(\rho)\psi_n'(m\rho)}{h_n'(\rho)\psi_n(m\rho) - mh_n(\rho)\psi_n'(m\rho)},$$

где  $\psi$  и  $h$  определяются соответственно через цилиндрические функции Бесселя первого рода для решения внутри сферы и функции Ханкеля второго порядка  $n + \frac{1}{2}$  для решения вне сферы. Штрихами обозначено дифференцирование по аргументу.

Коэффициенты  $a_n$  и  $b_n$  зависят от радиуса частицы  $a$ , длины волны  $\lambda$ , комплексного показателя преломления  $m$  вещества для данной длины волны и номера парциальной длины волны. Функции Бесселя и Ханкеля, с помощью которых выражается указанная зависимость, являются решениями следующего уравнения:

$$\frac{d^2 y}{dx^2} + \frac{1}{x} \frac{dy}{dx} + \left[ 1 - \frac{(n + \frac{1}{2})^2}{x^2} \right] y = 0$$

Указанные сферические функции Бесселя и Ханкеля отличаются от обыкновенных функций множителем  $\sqrt{\frac{\pi x}{2}}$ . Следовательно,

$$\psi_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} I_{n+\frac{1}{2}} x,$$

$$h_n(x) = \sqrt{\frac{\pi x}{2}} H_{n+\frac{1}{2}}^{(2)} x.$$

Входящая в формулы (1.2.2) и (1.2.3) величина  $\rho$  выражается соотношением  $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}$ , где  $a$  - радиус частицы.

При вычислении функций и их производных удобно следовать методике К. С. Шифрина. Для этого нужно иметь в виду следующие формулы:

$$\psi_0(\rho) = \sin(\rho); \quad \psi_1(\rho) = \frac{1}{\rho} \sin(\rho) - \cos(\rho)$$

$$h_0(\rho) = ie^{-i\rho}; \quad h_1(\rho) = e^{-i\rho} \left(1 - \frac{1}{\rho}\right).$$

Вычисления функций высоких порядков выполняется с помощью следующего рекуррентного соотношения, связывающего функции различных порядков:

$$\psi_n(\rho) = \frac{2n-1}{\rho} \psi_{n-1}(\rho) - \psi_{n-2}(\rho).$$

Это соотношение верно не только для функций  $\psi_n(\rho)$ , но и для функций  $h_n(\rho)$ .

Для производных  $\psi_n'(\rho)$  и  $h_n'(\rho)$  имеем:

$$\psi_n'(\rho) = \psi_{n-1}(\rho) - \frac{n}{\rho} \psi_n(\rho),$$

$$h_n'(\rho) = h_{n-1}(\rho) - \frac{n}{\rho} h_n(\rho).$$

В ряде случаев, когда длина волны значительно больше размеров частиц, при расчетах их эффективной площади рассеяния  $\sigma$  невыгодно пользоваться трудно решаемой функцией (1.2.1). Ее можно значительно упростить.

Действительно, для  $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1$  можно пренебречь членами, содержащими  $\rho$  в степени выше пятой. Тогда

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{4\pi} |3(a_1 - b_1) + 4b_2|^2,$$

где парциальные коэффициенты  $a_n$  и  $b_n$  выражаются следующим образом:

$$a_1 = -\frac{i}{45}(m^2 - 1)\rho^5,$$

$$b_1 = -i \frac{2}{3} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^3 \left[ 1 + \frac{3}{5} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^2 - i \frac{2}{3} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \rho^3 \right],$$

$$b_2 = \frac{i}{15} \left( \frac{m^2 - 1}{2m^2 + 3} \right) \rho^5.$$

При условии, что  $\rho \ll 1$ , коэффициент  $b_1$ , выражающий парциальное поле электрического диполя, гораздо больше коэффициентов  $b_2$  и  $a_1$ , которые описывают соответственно квадрупольную электрическую и дипольную магнитную волны. Вследствие этого эффективная площадь рассеяния отдельной сферической частицы после подстановки значения  $b_1$  в формулу будет выражаться следующим образом:

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{\pi} \rho^6 \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2.$$

Выражая  $\rho$  через диаметр частицы  $D$ , получим известную в оптике формулу Релея:

$$\sigma = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2.$$

Таким образом, эффективная площадь рассеяния  $\sigma$  зависит от комплексного коэффициента преломления  $m$ , который определяется диэлектри-

ческой проницаемостью  $\varepsilon$  в рассматриваемом диапазоне. Диэлектрическая проницаемость является комплексным числом

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'',$$

где  $\varepsilon'$  - действительная, а  $\varepsilon''$  - мнимая часть диэлектрической проницаемости.

Диэлектрическая проницаемость  $\varepsilon$  связана с комплексным показателем преломления  $m$ , его действительной частью  $n$  и мнимой (индексом поглощения  $\chi$ ) следующим образом:

$$\varepsilon = m^2; \quad m^2 = (1 - i\chi^2)n^2;$$

$$\varepsilon' = n^2(1 - \chi^2); \quad \varepsilon'' = 2n^2\chi.$$

Нередко вместо индекса поглощения пользуются показателем поглощения  $k$ ,  $k = n\chi$ . Тогда комплексный показатель преломления равен  $m = n - ik$ .

Согласно дипольной теории Дебая, вещественная часть диэлектрической проницаемости выражается такой формулой:

$$\varepsilon' = n_0^2 + \frac{\varepsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2},$$

а мнимая часть такой:

$$\varepsilon'' = \frac{\lambda_s}{\lambda} \frac{\varepsilon_0 - n_0^2}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda}\right)^2}.$$

Здесь  $n_0$  - оптический показатель преломления,  $\varepsilon_0$  - статическая диэлектрическая постоянная,  $\lambda_s$  - так называемая «волновая скачка», которой соответствует максимальное значение мнимой части диэлектрической проницаемости.

мости. Многочисленные исследования показывают, что  $\varepsilon_0 = 80.8$ ,  $n_0^2 = 1.8$ , а  $\lambda_s = 1.6$  см.

С помощью формул, связывающих  $\varepsilon'$  и  $\varepsilon''$  с  $n$  и  $\chi$ , можно получить следующие полезные соотношения:

$$n^2 = \frac{1}{2} \varepsilon' \left[ 1 + \sqrt{1 + \left( \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \right)^2} \right],$$

$$\chi = \frac{\varepsilon''}{2n^2}.$$

При распространении электромагнитных волн в зонах облачности и осадков, к молекулярному ослаблению в газах атмосферы добавляется ослабление за счет рассеяния и поглощения энергии частицами облаков и осадков. Это ослабление принято характеризовать эффективными площадями рассеяния  $\sigma_p$  и эффективными площадями поглощения частиц  $\sigma_n$ .

Указанные площади определяются следующим образом:

$$\sigma_n = \frac{P_n}{P_0},$$

$$\sigma_p = \frac{P_p}{P_0},$$

где  $P_n$  и  $P_p$  - соответственно значения мощности, теряемой падающей волной за счет поглощения и рассеяния ( $вт$ );  $P_0$  - плотность потока мощности падающей волны ( $вт/см^2$ ).

Таким образом, эффективная площадь поглощения  $\sigma_n$  представляет собой такую площадь, умножив которую на плотность потока мощности падающей волны, мы получаем величину мощности, теряемую указанной волной. Аналогично общая эффективная площадь рассеяния  $\sigma_p$  характеризует потерю мощности за счет рассеяния. В случае поглощения энергия частица-

ми последние нагреваются, а в случае рассеяния теряют энергию и охлаждаются.

На элементарном участке пути  $dR$  соответственно поглощаются и рассеиваются следующие величины мощности на  $N$  одинаковых частицах:

$$dP_p = -N\sigma_p P_0 dR,$$

$$dP_n = -N\sigma_n P_0 dR.$$

Здесь  $N$  - число частиц в  $см^3$ .

Отсюда вытекает, что потеря мощности в результате поглощения и рассеяния на все пути распространения волны определяется из соотношений, полученных после интегрирования:

$$\ln\left(\frac{P_p}{P_0}\right) = -N\sigma_p R,$$

$$\ln\left(\frac{P_n}{P_0}\right) = -N\sigma_n R.$$

Принимая некогерентность рассеяния, учитывая распределение частиц по размерам и переходя к децибелам ( $4,343 \ln\left(\frac{P}{P_0}\right) = 10 \lg\left(\frac{P}{P_0}\right)$ ), получаем уменьшение мощности за счет поглощения и рассеяния в децибелах на километр:

$$\alpha_n = 10 \lg\left(\frac{P_n}{P_0}\right) = 4.343 * 10^5 \sum N_i \sigma_{ni} \text{ дБ/км},$$

$$\alpha_p = 10 \lg\left(\frac{P_p}{P_0}\right) = 4.343 * 10^5 \sum N_i \sigma_{pi} \text{ дБ/км}.$$

Величины  $\alpha_n$  и  $\alpha_p$  соответственно называются коэффициентами поглощения и рассеяния волн. На практике важно знать полное ослабление электромагнитной волны, которое определяется следующим образом:



$$\alpha_t = \alpha_n + \alpha_p = \alpha_n = 4.343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{ii} \text{ дБ/км},$$

где  $\sigma_{ii} = \sigma_{ni} + \sigma_{pi}$  и называется общей или полной эффективной площадью ослабления сферической частицы.

Тогда общее уменьшение принимаемой мощности за счет ослабления электромагнитной волны в облаках и осадках может быть выражено так:

$$P_r = P_0 \cdot 10^{-0.2 \int \alpha_t(R) dR},$$

где  $\alpha_t$  - полный коэффициент ослабления в облаках и осадках.

Однако для частиц малых размеров, когда ее радиус  $a$  гораздо меньше

длины волны  $\rho = \frac{2\pi a}{\lambda} \ll 1$ , можно использовать более простые формулы:

$$\sigma_{pi} = \frac{128\pi^5 a^6}{3\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2,$$

$$\sigma_{ni} = \frac{8\pi^2 a^3}{\lambda} \text{Im} \left( -\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right).$$

Из сравнения указанных формул видно, что при  $\rho \ll 1$  эффективная площадь поглощения гораздо больше полной эффективной площади рассеяния  $\sigma_{ni} \gg \sigma_{pi}$ . Вследствие этого общая эффективная площадь ослабления  $\sigma_{ii} = \sigma_{ni} + \sigma_{pi}$  практически равна эффективной площади поглощения частицы.

В диапазоне радиоволн условие  $\rho \ll 1$  всегда выполняется при распространении в облаках без осадков, так как в этом случае радиус частиц не превышает 100-200 мкм.

Поскольку частицы облаков сравнительно малы, то при расчете ослабления можно пользоваться их водностью  $w$ .

Эта микрофизическая характеристика облачности более удобна, чем распределение частиц по размерам. Водность определяется так:

$$w = \frac{4}{3} \pi \rho_0 \sum_i a_i^3,$$

где  $\rho_0$  - плотность воды или льда. Для воды  $\rho_0$  близко к единице и ослабление при распространении радиоволн в капельножидких облаках выражается следующим образом:

$$\alpha_t = \left[ 0.4343 \frac{6\pi}{\lambda} \operatorname{Im} \left( -\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \right] w,$$

где  $w$  - водность облаков ( $\text{г} / \text{м}^3$ ).

Установлено, что в диапазоне  $\lambda = 0.5 \div 10$  см величина множителя, заключенного в квадратных скобках формулы (1.2.24) пропорциональна  $\frac{1}{\lambda}$ . Тогда эта формула может быть переписана в следующем виде:

$$\alpha_t = \frac{0.438w}{\lambda^2} \text{ дБ/км.}$$

Формула справедлива при температуре  $18^\circ\text{C}$  и характеризуется погрешностью, не превышающей 5%. С помощью этой формулы можно определить величину ослабления радиоволн, зная водность облаков и туманов. Для практических целей при расчетах ослабления иногда удобно пользоваться вместо водности  $w$  значением видимости  $S$  в указанных атмосферных образованиях.

Анализ этих данных позволяет сделать важные выводы, касающиеся ослабления радиоволн при распространении в облаках без осадков и в туманах.

При распространении радиоволн в осадках. Размеры частиц которых намного больше размеров облачных элементов, приближенная формула дает слишком большие погрешности. Вследствие этого величину полной эффективной площади ослабления  $\sigma_t$  необходимо определять, пользуясь точными формулами Ми. При расчетах  $\sigma_t$ , которое равно сумме  $\sigma_n$  и  $\sigma_p$ , для больших частиц осадков не всегда можно пренебрегать и  $\sigma_p$ .

С уменьшением диаметра капель различие между  $\sigma_n$  и  $\sigma_p$  возрастает, так как для малых капель  $\sigma_p \propto \frac{D^6}{\lambda^4}$ , а  $\sigma_n \propto \frac{D^3}{\lambda}$ . При увеличении диаметров капель это различие уменьшается.

Для расчета ослабления в дождях необходимо знать распределение капель по размерам и их концентрацию. Поскольку определять эти величины трудно, в практике метеорологических наблюдений дожди характеризуются интенсивностью  $I$  (количеством осадков, выпадающих в единицу времени), выражаемой в мм/час.

Интенсивность дождя зависит от массы воды в каплях и скорости их падения. Установившаяся скорость падения капель описывается формулой:

$$v_i^2 = \frac{2 \rho_w g}{3 \rho_a c_d} D_i^2,$$

где  $\rho_w$  - плотность воды,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $\rho_a$  - плотность воздуха,  $c_d$  - коэффициент сопротивления воздуха сферической капли.

Согласно экспериментальным данным, уравнение может применяться до значений  $D=4$ мм. При больших размерах капель сопротивление воздуха вызывает их деформацию. В результате скорость падения больших капель почти не изменяется при увеличении их размеров. Однако дождевые капли диаметром более 5 мм не могут существовать в реальных условиях из-за того, что они разбрызгиваются. Поэтому соотношение можно применять практически для всех дождевых и облачных капель.

Интенсивность дождя определяется абсолютной скоростью дождевых капель  $v_{ai} = v_i - v_z$ , где  $v_z$  - вертикальная составляющая скорости ветра. Тогда соотношение для парциальной интенсивности дождя  $I_i$  с массой капель  $M_i$  будет:

$$I_i = 3.6 \cdot 10^6 v_{ai} \frac{4}{3} \pi \rho_w a_i^3 N_i \text{ мм/час}$$

где  $v_{ai}$  - абсолютная скорость капли (см/сек),  $a_i$  - радиус капли (см).

В дожде наблюдаются капли различных размеров. Следовательно, общая интенсивность дождя есть сумма парциальных интенсивностей:  $I = \sum I_i$ .

Так как полное ослабление электромагнитной волны при прохождении зоны дождя, составляет  $\alpha_t = 4.343 \cdot 10^5 \sum N_i \sigma_{ii}$ , то, выражая  $N_i$ , получим

$$\alpha_t = \frac{0.4343}{3.6} \sum \frac{I_i \alpha_{ii}}{v_{ai} V_{0i}},$$

где  $V_{0i}$  - объем капли радиусом  $a_i$ .

Обозначим отношение  $\frac{\alpha_{ii}}{v_{ai} V_{0i}} = c_i$ . При данной длине волны и температуре это отношение постоянно, так как коэффициент  $\alpha_{ii}$  при этих условиях постоянный. Тогда величина полного коэффициента ослабления в дожде будет

$$\alpha_t = 0.126 \sum I_i c_i.$$

Анализ соотношения показывает, что ослабление в дожде с общей интенсивностью  $I$  мм/час линейно зависит от парциальных интенсивностей дождя  $I_i$ , обусловленных группами капель различных диаметров. Однако не наблюдается строгой зависимости между величинами  $\alpha_t$  и общей интенсивностью дождя  $I$ ; она имеет место лишь для некоторых средних условий. Это приводит к тому, что дожди с одинаковой интенсивностью  $I$  мм/час в частном случае могут вызывать различное ослабление [1].

### **Ослабление радиоволн турбулентными неоднородностями**

Атмосфера находится в непрерывном движении. Отличительная особенность атмосферных движений заключается в том, что движение отдельных частиц воздуха носит неупорядоченный характер. Режим, при котором отдельные частицы жидкости или газа движутся по неправильным, хаотическим траекториям с поперечными и даже непонятными по отношению к об-

щему движению перемещениями отдельных малых объемов, носит название турбулентного. При этом режиме скорость пульсирует, то есть резко изменяет свое значение, и направление в течение коротких промежутков времени.

Ламинарный режим движения- это такой режим, при котором частицы жидкости или газа перемещаются параллельно друг другу по траекториям, представляющим собой плавные, лишь слегка изменяющиеся во времени кривые.

Теоретические и экспериментальные исследования показали, что характер движения жидкости или газа зависит от безразмерного числа, называемого числом (или параметром) Рейнольдса:

$$Re = \rho c l / \eta,$$

где  $\rho$ - плотность,  $c$ - скорость,  $l$  – характерный масштаб движения,  $\eta$ - динамический коэффициент молекулярной вязкости.

При малых числах Рейнольдса движение жидкости или газа носит ламинарный характер; при числе  $Re$ , равном критическому значению  $Re_{кр}$ , наблюдается переход из ламинарного движения в турбулентное, а при больших значениях  $Re$  движение становится полностью турбулентным. При постоянных  $\rho$  и  $\eta$  переходу ламинарного движения в турбулентное способствует увеличение скорости движения и его характерного масштаба. Увеличение же вязкости приводит к сохранению ламинарного движения до больших значений скорости.

Оценка числа Рейнольдса для атмосферных движений показывает, что подавляющая часть их носит турбулентный характер, за исключением движений в очень тонком слое воздуха (толщиной в несколько миллиметров), непосредственно прилегающем к земной поверхности (так называемый вязкий подслой).

В слоях атмосферы, где температура, плотность и скорость ветра изменяются с высотой (наблюдается расслоенность по вертикали), число Рей-

нольдса уже не может служить единственной характеристикой турбулентного состояния среды. Одной из величин, от которых зависит движение частиц по вертикали, является вертикальный градиент температуры. Более общая теория турбулентности позволяет установить, что о развитии турбулентности в атмосфере можно судить по другому безразмерному параметру- числу Ричардсона  $Ri$ .

Важной характеристикой температурной стратификации атмосферы является так называемое число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T_0} * \frac{\frac{dT_0}{dz} + \gamma_a}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2},$$

являющееся отношением мощности, расходуемой на преодоление архимедовых сил, к мощности рейнольдсовых напряжений, здесь  $g$  - ускорение силы тяжести,  $T_0$  - температура в градусах Кельвина,  $u$  - скорость ветра ( $м/с$ ),  $\gamma_a$  - сухоадиабатический градиент равный  $\gamma_a = -(dT_i/dz)_a \approx 0.01^\circ C/м$ ,  $z$  - высота [50].

В случае устойчивой температурной стратификации  $Ri > 0$ . При неустойчивой стратификации (конвективные условия)  $Ri < 0$ . С увеличением числа  $Ri$  увеличивается доля энергии, расходуемая на преодоление архимедовых сил, что приводит к ослаблению турбулентности. Таким образом, можно ожидать, что характеристики турбулентности будут зависеть от  $Ri$ .

Ослабление радиоволн на турбулентных неоднородностях по Буккеру и Гордону выражается формулой:

$$\alpha_p = \frac{\overline{\Delta \varepsilon}^2 \left(\frac{2\pi L}{\lambda}\right)^2 \sin^2(\gamma)}{\lambda \left[1 + \left(\frac{4\pi L}{\lambda} \sin\left(\frac{\theta}{2}\right)\right)\right]^2},$$

здесь  $\overline{\Delta\varepsilon}$  - среднее изменение показателя преломления,  $L$  - внешний масштаб турбулентности,  $\theta$  - угол рассеяния,  $\gamma$  - угол между вектором напряженности первичной волны и направлением, проведенным от элемента рассеивающего объема до точки наблюдения.

## ЛАБОРАТОРНЫЙ ПРАКТИКУМ

Задачи лабораторного практикума:

- Изучить принципы работы спутниковых навигационных систем.
- Изучить теорию распространения радиосигналов в атмосфере Земли.
- Произвести радиоизмерения двухчастотным приемником GPS – ГЛОНАСС.
- Выполнить задания лабораторной работы.
- Написать отчет по применению глобальных систем радионавигации в атмосферных исследованиях.

### Задание № 1

1. Объяснить принцип работы спутниковых навигационных систем.
2. Практическое задание:
  - Включить приемник.
  - Запустить ПО.
  - Инициировать ввод данных с последовательного порта.
  - Включить окно вывода полученных координат, подождать несколько минут, очистить данные. Оценить разброс координат, объяснить результаты.
  - Вывести измерения координат антенны в файл, получить координаты пункта измерения, усредненные за 30 мин.

### Задание № 2

1. Объяснить физический смысл радиоизмерений приемника ГЛОНАСС – GPS: псевдодальностей по кодовому измерению на частотах  $f_1$  и  $f_2$  ( $P_1$ ,



$P2$ ), фазовых измерений на частотах  $f1$  и  $f2$  ( $L1, L2$ ) и доплеровских измерений на частотах  $f1$  и  $f2$  ( $D1, D2$ ).

## 2. Практическое задание:

- Вывести сырые данные дальностей и фаз принятых сигналов в файл. Сделать запись в течение 60 мин.
- Преобразовать файл в текстовый формат (программой Novatel Convert4 - gps – файлы), структура файла описана в пункте 1.8.
- Можно воспользоваться программой Lab\_asc.xmcd для обработки данных.
- Вывести:
  - I Вывести псевдодальность по кодовому измерению на частоте  $f1$  ( $P1$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость. Вывести псевдодальность по кодовому измерению на частоте  $f2$  ( $P2$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость. Оценить тренд значений псевдодальности до каждого спутника, разброс значений псевдодальности, их распределения, спектры. Объяснить результаты.
  - II Вывести фазовые измерения на частоте  $f1$  ( $L1$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость. Вывести фазовые измерения на частоте  $f2$  ( $L2$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость. Оценить тренд значений фаз радиосигнала для каждого спутника, разброс значений, их распределения. Объяснить результаты.
  - III Вывести доплеровские измерения на частоте  $f1$  ( $D1$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость. Вывести доплеровские измерения на частоте  $f2$  ( $D2$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость.

IV Вывести измерения соотношения сигнал/шум на частоте  $f_1$  ( $S_1$ ) и  $f_2$  ( $S_2$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость.

### Задание № 3

1. Объяснить влияние ионосферы на распространение радиоволны.
2. Практическое задание:
  - Использовать файл с данными, полученный в предыдущем задании
  - Произвести расчет:
    - I. Рассчитать ионосферную задержку.
    - II. Рассчитать полное электронное содержание.
    - III. Оценить среднее значение и дисперсию, временную зависимость. Объяснить результаты.
    - IV. Оценить соотношение сигнал/шум, его среднее значение и дисперсию, временную зависимость. Сравнить с ионосферной задержкой радиосигнала. Объяснить результаты.

### Задание № 4

1. Описать систему координат и времени, используемые в ГНСС.
2. Практическое задание:
  - Найти в базе данных (на серверах <ftp://ftp.glonass-iac.ru/IGS/PRODUCTS/> или <ftp://igsceb.jpl.nasa.gov/pub/product/>) файл с точными эфемеридами спутников навигационной системы (формат sp3) для даты измерений.
  - Найти описание формата данных и использовать файлы для расчета траекторий спутников, измерения которых проведены в задании №1.

- Рассчитать по координатам пункта и траекториям спутника дальность радиотрасс, сравнить с измеренными значениями, объяснить результаты (можно воспользоваться программой Lab\_Eph.xmcd).
- Рассчитать по координатам пункта и траекториям спутника углы возвышения и азимут радиотрасс, объяснить результаты.
- Построить зависимость измерений дальности до спутника от угла возвышения радиотрассы.
- Построить зависимость разности дальности до спутника и измеренной псевдодальности от угла возвышения радиотрассы, объяснить результаты.

### Задание № 5

1. Объяснить принцип работы спутниковых навигационных систем.
2. Практическое задание:
  - По данным измерений псевдодальности  $P$  и траекториям спутников, полученным в задании №4 произвести решение навигационной задачи.

Минимизировать целевую функцию ошибки:

$$f(X, Y, Z, \Delta t) = \sqrt{\sum_i \sum_j (P_{ij} - c\Delta t - R_{ij}(X, Y, Z))^2},$$

где:

$P$  – измеренная псевдодальность;

$R$  – расстояние от спутника до антенны приемника, как функция от координат;

$X, Y, Z$  – координаты антенны в геоцентрической системе координат;

$\Delta t$  – ошибка часов приемника.

Суммирование производится по всем спутникам и эпохам измерений.

- Сравнить полученные значения с измерениями приемника

### **Задание № 6**

1. Объяснить, чем обусловлена задержка радиосигнала в тропосфере.
2. Практическое задание: Рассчитать тропосферную задержку как разность псевдодальности, истинной дальности без ионосферной задержки по измерениям нескольких ГНСС спутников.
  - Вывести зависимость тропосферной задержки от угла возвышения радиотрассы. Объяснить результаты.
2. Рассчитать тропосферную задержку с использованием программного обеспечения TropoGNSS.
  - Найти метеоданные для пункта измерений, оценить тропосферную погрешность измерений дальности по экспоненциальной модели тропосферы.
  - Подобрать в базе данных файлы наблюдений в различных пунктах за один период времени. Провести статистическую обработку и оценить различие значений дальностей и фаз сигналов от одного спутника для различных приемных пунктов.

### **Задание № 7**

Объяснить, как водяной пар в атмосфере влияет на задержку спутникового радиосигнала.

Практическое задание:

- Рассчитать тропосферную задержку с использованием программного обеспечения TropoGNSS (Результаты задания №6).
- Рассчитать и исключить гидростатическую составляющую фазового набега по данным метеостанции для пункта измерений.

- Оценить интегральное влагосодержание в столбе атмосферы. Построить его временную зависимость.
- Объяснить результаты.

### **Задание № 8**

Объяснить, как атмосфера влияет на ослабление спутникового радиосигнала.

Практическое задание:

- Используя файлы измерений вывести измерения соотношения сигнал/шум на частоте  $f1$  ( $S1$ ) и  $f2$  ( $S2$ ) в виде графика и объяснить получившуюся зависимость.
- По данным метеостанции для пункта измерений оценить плотность атмосферы, влагосодержание в столбе атмосферы, их вариации. Сравнить вариации метеопараметров и вариации амплитуды сигналов, принятых приемником.
- Используя ряды ПЭС (результаты задания 3) сравнить вариации ПЭС и вариации амплитуды сигналов, принятых приемником.
- Объяснить результаты.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bailey D. K., Bateman A new kind of radio propagation of very high frequencies observable over long distances // *Physical Rev.*, 1952, Vol. 86, №4. Apr.14, p. 141–145.
2. Bassiri S. Higher-order ionospheric effects on the global positioning system observables and means of modeling them / S. Bassiri, G. A. Hajj // *Manuscripta Geodaetica*. – 1993. – Vol. 18, № 5. – P. 280 – 289.
3. Berrisford P. The ERA-interim archive: ERA Report № 1 version 2/ P. Berrisford [et al.]. – Berkshire: ECMWF, 2011. – p. 23.
4. Bevis M. GPS meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water / M. Bevis [et al.] // *J. Appl. Meteor.* – 1994. – Vol. 33, № 3. – P. 379 – 386.
5. Bevis M. GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System / M. Bevis [et al.] // *JGR*. – 1992. – Vol. 97, № D14. – P. 15787 – 15801.
6. Boehm J. The Global Mapping Function (GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data / J. Boehm [et al.] // *GRL*. – 2006. – Vol. 33, № 7. DOI: 10.1029/2005GL025546.
7. Calais E., Minster J.B. GPS detection of ionospheric perturbations following the January 1994, Northridge earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 1045-1048.
8. Fitzgerald T.J. Observations of total electron content perturbation of GPS signals caused by a ground level explosion // *J. Atmos. S. Terr. Phys.* 1997. V. 59. P. 829-834.
9. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. *Global Positioning System: Theory and Practice*. N.Y.: Springer-Verlag Wien, 1992.
10. Interface Control Document ICD-GPS-200-C.

11. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). – URL: <http://www.iers.org>
12. International GNSS Service (IGS). – URL: <http://igsceb.jpl.nasa.gov/>
13. International Terrestrial Reference System (ITRF) 2008. – URL: [http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF\\_solutions/2008/](http://itrf.ensg.ign.fr/ITRF_solutions/2008/)
14. Klobuchar J.A. IEEE NTC'81. Galveston, 1981. V. XI, N 7 – 10. P. C. 1.4/1-C. 1.4/4.
15. Klobuchar J.A. IEEE Trans. 1987. V. AES-23, N 3. IEEE PLANS'86. Las Vegas, 1986. V. XI, N 4-7. P. 280-286.
16. Klobuchar J.A. IEEE Transactions on Aerospace and Electronics Systems. 1986. V. 23. N 3. P. 325.
17. Mendes V. B. Improved mapping functions for atmospheric refraction correction in SLR / V. B. Mendes [et al.] // GRL. – 2002. – Vol. 29, № 10. – P. 53-1 – 53-4.
18. Rocken C. Improved mapping of tropospheric delays / C. Rocken [et al.] // J. Atm. Ocean. Tech. – 2001. – Vol. 18, № 7. – P. 1205–1213.
19. Schueler T. On ground-based GPS tropospheric delay estimation: dissertation / T. Schueler. – Munchen, 2001. – 364 p.
20. Аким Э.Л., Тучин Д.А. – Апостериорная оценка точности определения вектора состояния земного наблюдателя по измерениям дальности и скорости системы космической навигации GPS, препринт Института прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Редакционно-издательская группа, 2001, № 36.
21. Акулиничев Ю. П., Голиков А. М. Зондирование тропосферы методом радиопросвечивания на пересекающихся трассах для оценки размеров эффективного рассеивающего объема // Радиометеорология. Труды VII Всесоюзного совещания, Суздаль, 21–24 октября 1986 г. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 63–65.

22. Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. М: «Наука», 1972.- 564 с.
23. Арманд Н. А., Кибардина И. Н., Ломакин А. Н. Распространение радиоволн в анизотропной турбулентной атмосфере // Электромагнитные волны в атмосфере и космическом пространстве. – М.: 1986, с. 5–15.
24. Афраймович Э.Л., Татаринев П.В. Метод восстановления полного электронного содержания по данным двухчастотного GPS-приемника, установленного на борту низкоорбитального искусственного спутника Земли. – Солнечно-земная физика. Вып. 7 (2005) с. 49-52.
25. Базлов Ю.А., Герасимов А.П., Ефимов Г.Н., Насретдинов К.К. Параметры связи систем координат // Геодезия и картография, 1996, № 8, с.7-8.
26. Баранов В.Н., Бойко Е.Г. и др. – "Космическая геодезия". М., Недра, 1989.
27. Бартнев В. А. и др. Спутниковая связь и вещание: Справочник / В. А. Бартнев, Г. И. Болотов, А. Л. Быков и др.; под ред. Л. Я. Кантора. – М.: Радио и связь, 1997. – 528 с.
28. Бойков В.В., Галазин В.Ф., Каплан Б.А., Максимов В.Г., Базлов Ю.А. Опыт создания геоцентрической системы ПЗ-90 // Геодезия и картография, 1993, № 11, с.17-21.
29. Введенский Б. А., Аренберг А. Г. Дальнее тропосферное распространение ультракоротких волн // Распространение ультракоротких радиоволн / Отв. ред. М. А. Колосов. – М.: Наука, 1973, с. 287–311.
30. Гайкович К. П. Возможности определения метеопараметров атмосферы по радио- и радиооптическим измерениям рефракции космических источников // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. – 1984, Т. 20, №8, с. 675–682.
31. Долуханов М. П. Распространение радиоволн. – М.: Советское радио, 1960. – 391 с.



32. Ерохин Г. А. и др. Антенно-фидерные устройства и распространение радиоволн: Учебник для вузов / Г. А. Ерохин, О. В. Чернышев, Н. Д. Козырев, В. Г. Кочержевский; Под ред. Г. А. Ерохина. – М.: Радио и связь, 1996. – 352 с.
33. Ерухимов Л. М., Максименко О. И. Исследование неоднородностей ионосферы при помощи ИСЗ // Дрейфы и неоднородности в ионосфере. – М.: Наука, 1973. – С. 41.
34. Казаков Л. Я., Ломакин А. Н. Неоднородности коэффициента преломления воздуха в тропосфере. – М.: Наука, 1976. – 165 с.
35. Казанцев М.Ю., Фатеев Ю.Л. Красноярский государственный технический университет – Определение ионосферной погрешности измерения псевдодальностей в одночастотной аппаратуре систем ГЛОНАСС и GPS / "ЖУРНАЛ РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ" N 12, 2002.
36. Калашников И. Э. и др. Анализ особенностей метода радиопросвечивания атмосферы Земли / И. Э. Калашников, С. С. Матюгов, А. Г. Павельев, О. И. Яковлев // Электромагнитные волны в атмосфере и космическом пространстве. – М.: Наука, 1986, с. 208–218.
37. Калинин В. В. Использование сигналов спутниковых навигационных систем для определения характеристик тропосферы / В. В. Калинин, О. Г. Хуторова, Г. М. Тептин // Физ. Атм. и Океана. – 2012. – Т. 48, №6. – С. 705 – 713.
38. Колосов М.А., Арманд Н.А., Яковлев О.И. Распространение радиоволн при космической связи М.: Радио и связь, -1969 – 224 с.
39. Координационный научно-информационный центр // Глобальная навигационная спутниковая система ГЛОНАСС – Интерфейсный контрольный документ (редакция пятая), 2002.
40. Кравцов Ю. А., Файзулин З. И., Виноградов А. Г. Прохождение радиоволн через атмосферу Земли. – М.: Радио и связь, 1983. – 224 с.

41. Обухов А. М. Атмосферная турбулентность // Турбулентность и динамика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1988, с. 173–183.
42. Павлов Н. Ф. Аэрология, радиометеорология и техника безопасности. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 432 с.
43. Пахомов Л. А., Пинус Н. З., Шметер С. М. Аэрологические исследования изменчивости коэффициента преломления атмосферы для ультракоротких волн. – М.: Гидрометеиздат, 1960. – 103 с.
44. ПЗ-90, справочный документ, КНИЦ, 1998
45. Пинус Н. З. О вертикальном профиле структурной характеристики коэффициента преломления света в тропосфере и стратосфере // Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1985, Т. 21, №1, с. 90–93.
46. Поваляев Е., Хуторной С. – Системы спутниковой навигации ГЛОНАСС и GPS.
47. Ришбет Г., Гарриот О. К. Введение в физику ионосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 304 с.
48. Серапинас Б.Б. Глобальные системы позиционирования: Учеб. изд. – М.: ИКФ “Каталог”, 202. – 106 с.
49. Соколовский С. В. О решении обратной задачи рефракции при просвечивании атмосферы Земли из космоса // Исследование Земли из космоса, 1986, №3, с. 13–16.
50. Татарский В. И. Распространение радиоволн в турбулентной атмосфере. – М.: Наука, 1967. – 548 с.
51. Троицкий В. Н. Рассеяние дециметровых волн в стратосфере // Электромагнитные волны в атмосфере и космическом пространстве. – М.: Наука, 1986, с. 32–41.
52. Тучин Д.А. – Кодовые измерения псевдодальности системы GPS. Модель ошибок и априорная оценка точности определения вектора положения, Москва, 2002.

53. Уиттен Р., Поппов И. Физика нижней ионосферы / Пер. с англ. И. В. Госачинского и Л. В. Камионко. – М.: Мир, 1968. – 292 с.
54. Хуторова О. Г. Вариации интегрального атмосферного влагосодержания, полученные по фазовым измерениям приемников спутниковых навигационных систем / О. Г. Хуторова, В. В. Калинин, Т. Р. Курбангалиев // Опт. Атм. и Океана. – 2012. – Т. 25, № 6. – С. 529 – 533.
55. Хуторова О.Г. Волновые процессы в приземной атмосфере по синхронным измерениям примесей и метеопараметров Казань: Инновационные технологии, 2005.- 275 с.
56. Хуторова, О.Г. Волновые возмущения локальных и синоптических масштабов по синхронным измерениям атмосферных примесей [Текст] / О.Г. Хуторова, // Доклады Академии наук. – 2005. - Т. 400. - № 1. С. 110-112.
57. Черный Ф. Б. Распространение радиоволн. – М.: Советское радио, 1972. – 463 с.
58. Яковлев, О.И. Космическая радиофизика [Текст] / О.И. Яковлев. - М.: Научная книга, 1998. - 432 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
СПИСОК ОБОЗНАЧЕНИЙ И СОКРАЩЕНИЙ .....	4
1. ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СИСТЕМ (СНС) И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ .....	5
1.1 Погрешности определения дальности, обусловленные неточностью определения времени .....	13
1.2 Погрешности определения дальности, обусловленные атмосферой.....	14
1.3 Радионавигационные сигналы.....	16
1.4 Структура навигационных радиосигналов системы ГЛОНАСС .....	18
1.5 Структура навигационных радиосигналов системы GPS.....	22
1.6 Фазовые измерения.....	23
Определения фазовых дальностей на комбинированных волнах.....	26
1.7 Доплеровские измерения .....	29
1.8 Данные сырых измерений приемников навигационных систем.....	31
Формат RINEX.....	32
2. ИОНОСФЕРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОСИГНАЛОВ .....	34
2.1 Ионосфера Земли .....	34
2.2 Распространение радиоволн в ионосфере Земли.....	41
2.3 Погрешности определения дальности, обусловленные ионосферой .....	43
2.4 Рефракция в ионосфере.....	43
2.5 Восстановление полного электронного содержания .....	44
2.6 Неоднородности в ионосфере.....	47
2.7 Ослабление радиоволн в ионосфере.....	49
2.8 Флуктуации амплитуды радиоволн при распространении в турбулентной атмосфере .....	52
3. ЭФЕМЕРИДЫ СПУТНИКОВ GPS И ГЛОНАСС .....	54

3.1 Системы координат .....	54
3.2 Навигационное сообщение, эфемериды .....	58
Получение эфемерид спутника через сервис IGS .....	60
4.    Нейтральная атмосфера ЗЕМЛИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОСИГНАЛОВ .....	62
4.1 Тропосфера Земли .....	62
4.2 Рефракция в тропосфере и стратосфере .....	63
4.3 Роль водяного пара в радиационном балансе атмосферы Земли.....	65
4.4 Алгоритм оценивания зенитной тропосферной задержки по фазовым радиоизмерениям ГНСС .....	67
4.5 Преобразование зенитной тропосферной задержки в интегральное влагосодержание.....	77
4.6 Неоднородности в тропосфере и стратосфере.....	83
4.7 Ослабление радиоволн в тропосфере .....	86
Поглощение радиоволн кислородом и водяным паром.....	88
Ослабление радиоволн гидрометеорами.....	90
Ослабление радиоволн турбулентными неоднородностями.....	100
Лабораторный практикум .....	104
Задание № 1 .....	104
Задание № 2 .....	104
Задание № 3 .....	106
Задание № 4 .....	106
Задание № 5 .....	107
Задание № 6 .....	108
Задание № 7 .....	108
Задание № 8 .....	109
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ .....	110

Хуторова О.Г.  
ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ  
РАДИОСИГНАЛАМИ СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СИСТЕМ

Выходит в авторской редакции

Подписано в печать 14.12.2011.  
Бумага офсетная. Печать ризографическая.  
Формат 60x84 1/16. Гарнитура «Times». Усл. печ. л. 7,4.  
Уч.-изд. л.7,6. Тираж 100 экз. Заказ 79/9

Отпечатано с готового оригинал-макета  
в типографии Издательства Казанского университета  
420008, г. Казань, Кр.Позиции,2а  
тел. (843) 272-22-54