

УДК 551.462.32: (551.243.8+551.33)

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В АНТАРКТИКЕ

© Т.Р. Греку, Р.Х. Греку, 2004

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

Розглянуті практичні приклади застосування супутникових радіолокаційних методів зондування: альтиметрія, інтерферометрія та скаттерометрія. Показана висока інформативність даних штучних супутників Землі (ШСЗ) ЕРС Європейської космічної агенції для вирішення наукових і практично важливих завдань віддалених та важкодоступних районів Антарктики, прилягаючих до української антарктичної станції Академік Вернадський.

Рассмотрены практические примеры использования спутниковых радиолокационных методов зондирования: альтиметрия, интерферометрия и скаттерометрия. Показана высокая информативность данных искусственных спутников Земли (ИСЗ) ЕРС Европейского космического агентства для решения научных и практически важных заданий отдаленных и труднодоступных районов Антарктики, прилегающих к украинской антарктической станции Академик Вернадский.

The practical examples of the satellite radar methods application are considered: altimetry, interferometry and scatterometry. It is shown an informativeness of the ERS data of the European Space Agency for scientific and applied problems of a distant and inaccessible Antarctic Region contiguous to the Vernadsky Ukrainian Antarctic station also.

Изучение природных ресурсов и окружающей среды характеризуются широким применением дистанционных методов, предусматривающих получение необходимой информации с помощью различных приемников, устанавливаемых на авиа- и космических носителях. При этом помимо фотографических и многоспектральных систем, работающих в видимом оптическом диапазоне волн, применяются датчики, фиксирующие информацию об объектах в инфракрасном и радиоволновом областях спектра.

Труднодоступность, удаленность, полярная ночь, сложные погодные условия, почти постоянная облачность в регионе Антарктики делает использование спутниковых наблюдений из космоса важным источником информации для мониторинга среды. Современные спутниковые системы обеспечивают всепогодность наблюдений с помощью методов радиолокационных съемок для получения в высоких широтах изображений с высоким разрешением [1].

Несмотря на определенные достоинства “пассивных” радиометрических методов, в настоящей работе рассматривается “активное” радиолокационное зондирование. В частности, приводится анализ возможностей использования методов альтиметрии, интерферометрии и скаттерометрии, которые обеспечивают новые данные для изучения топографии, физических свойств, динамики ледового покрова и земной поверхности.

1. Спутниковая радиолокационная интерферометрия

С начала 90-х годов Европейское космическое агентство первым приступило к реализации нового метода спутникового зондирования Земли, основанного на интерферометрической технологии обработки радиолокационных снимков бокового обзора искусственных спутников Земли (ИСЗ) ЕРС-1 и ЕРС-2. На рис. 1 отражена принципиальная схема работы ИСЗ. Спутники ЕРС движутся со скоростью 6,5 км/с по круговой близкополярной орбите (наклонение 98,5°) на высоте 785 км (номинальная). Радиолокатор бокового (правостороннего) обзора излучает сигнал под углом 23° к надиру, ширина луча 6°, рабочая полоса освещения шириной 100 км отстоит на 250 км от подспутникового следа траектории. Спутники оборудованы системой коррекции орбиты для их удержания на референц-траекториях с отклонением не более 1000 м. Отдельный снимок позволяет получить тоновое изображение местности с разрешением 20–30 м.

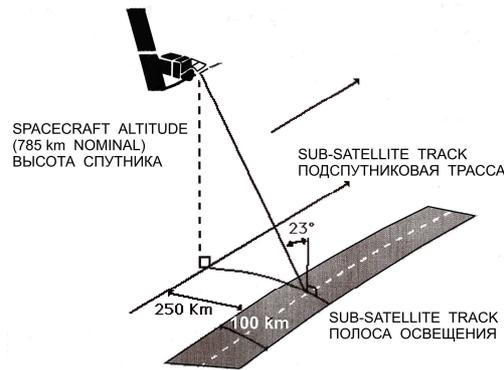


Рис. 1. Принципиальная схема радиолокационного зондирования ИСЗ ЕРС

Для определения высот местности необходимо иметь два снимка, выполненные последовательно из одной и той же области космического пространства с базовым расстоянием между спутниками около 200–300 м.

Спутниковая дифференциальная интерферометрия с использованием третьего снимка открывает новые возможности для создания цифровой модели топографии, для прямой регистрации очень малых (миллиметры-сантиметры) подвижек земной или ледовой поверхности (оползневые явления, предвестники землетрясений), а также крупноблочных техногенных сооружений (дамбы и плотины гидроэлектростанций, блоки АЭС), для определения просадки грунта в районах шахтных разработок, для мониторинга изменения влажности почвы (проблемы подтопления).

Технология спутниковой радиоинтерферометрии обеспечивает измерение вертикального и горизонтального движения земной поверхности с чувствительностью несколько миллиметров с расстояния сотни километров из космического пространства.

Широко распространенные методы зондирования в оптическом и радиолокационном диапазонах основаны на регистрации только амплитуды отраженного сигнала. Получаемые в результате тоновые изображения не всегда обеспечивают однозначность интерпретации таких снимков.

Важнейшим преимуществом рассматриваемой технологии является введение нового измеряемого параметра – фазы радиосигнала.

Основные отличия от традиционных радиолокационных съемок состоят в следующем:

- использование радиолокатора с синтезированной апертурой обеспечивает высокое пространственное разрешение изображений, т.к. единичное регистрируемое отражение осуществляется от площадки на местности размером примерно 25×25 м;

- радиолокатор излучает когерентный сигнал, что позволяет регистрировать не только амплитуду, но и цифровое значение фазы в пределах полудлины волны отраженного сигнала. Для используемых ИСЗ ЕРС-1 и ЕРС-2 длина волны составляет 5,6 см, что обеспечивает возможность регистрации смещения отражаемой поверхности с точностью не хуже 2,8 см;

- по результатам сравнения двух снимков одного и того же участка местности получают снимок-интерферограмму, представляющую собой сеть цветных или полутоновых полос, ширина которых по значениям разности фаз обеих экспозиций показывает интенсивность смещения земной поверхности по всему пространству снимка 100×100 км;

- все данные съемок представляются в цифровом виде, что исключает неоднозначность интерпретации результатов.

Европейским космическим агентством в период одновременного существования двух спутников ЕРС-1 и ЕРС-2 осуществлялась специальная программа “Тандем”, по которой оба

спутника проводили съемку одних и тех же участков местности на повторяющихся орбитах с временным интервалом 24 часа.

Строгость выполнения этих условий обеспечивала получение высокоточных результатов определения топографии местности и геодинамических подвижек земной поверхности. При этом практически неизменными остаются условия наблюдения и состояние самой поверхности при каждой экспозиции, что также исключает влияние дополнительных факторов на точность измерений.

В отличие от оптического диапазона, съемки выполняются в любое время суток и независимо от условий облачности.

Подобно паре стереоскопических аэрофотоснимков, два радиолокационных изображения, полученные из точек, разнесенных на небольшой базе, будут содержать разности фаз, которые обусловлены изменениями в высоте земной поверхности между двумя пикселями. По такому фазовому сдвигу может быть рассчитан чисто топографический эффект. Однако другие причины могут повлиять на значение фазы, если спутники при двух съемках будут разнесены на расстояние около одного километра. Необходимое точное значение базы зависит от геометрии экспозиции и особенностей спутниковых локаторов.

Метод интерферометрии был использован для расчета топографии, морфологического анализа и динамики ледового покрова Антарктики – одного из важнейших факторов геоэкологии региона. На район, примыкающий к украинской антарктической станции Академик Вернадский, было получено 12 снимков ЕРС-1 и ЕРС-2 в различные сезоны с 1996 г. по 2003 г. Площадь снимков на восходящих и нисходящих траекториях составляла 100×100 км с центральными координатами 65,33° ю.ш. и 64,25° з.д.

Радиолокационные снимки высокого разрешения в первичном формате имеют значительный объем цифровой информации – более 500 Мб, который в процессе специальной обработки увеличивается в несколько раз. Поэтому для детального анализа изображений выделяются отдельные участки.

Для иллюстрации спутниковых изображений и результатов их интерферометрической обработки в табл. 1 приводятся данные трех пар снимков в пределах кадров № 5835 по восходящей траектории № 104 для обоих спутников.

Таблица. 1. Основные характеристики радиолокационных снимков на район, включающий станцию Академик Вернадский

ЕРС-1, восходящая траектория 104, кадр 5835	
Орбита	Дата
22637	19951113
23639	19960122
24140	19960226
ЕРС-2 восходящая траектория 104, кадр 5835	
02964	19951114
03966	19960123
04467	19960227

Базовые линии (расстояние между спутниками в моменты экспозиций) для каждой пары были соответственно 141 м, 195 м и 87 м.

Исследование региона Берега Грейама. Для анализа были использованы фрагменты двух пар снимков, выполненных по программе Тандем за 13–14 ноября 1995 г. и 26–27 февраля 1996 г.

В ноябре ледовый поток от выводного ледника Коллинз закрывает пролив Пенола и Аргентинские острова, а снежный покров существенно сглаживает наземный рельеф. В феврале водная поверхность пролива очищена ото льда, а контуры островов видны отчетливо.

Снимки были обработаны по методу интерферометрии с помощью программных продуктов POLIMI INSAR, UNIX (Миланский политехнический институт, Италия) и ERDAS IFSAR, Windows (США). Предварительная обработка снимков включала геометрическое преобразование первичных данных в формате SLC, уменьшение случайного шума, регистрацию и исправление искажений изображений. Собственно интерферометрическая обработка является наиболее трудоемким и тонким с точки зрения статистических оценок изображений процессом. Важнейшим чувствительным параметром, характеризующим совместимость двух изображений и качество последующих результатов определения высот, является когерентность. Чем более схожи условия наблюдения для каждой съемки, тем выше можно ожидать значение когерентности.

В ноябре наибольшее значение когерентности составило 0,678. Светлым тонам соответствует большая когерентность. Такие участки относятся к островам, покрытым снегом, а также к неподвижной внутренней части выводного ледника Коллинз. Ближе к устью залива подвижки льда на границе с океаном, по-видимому, значительны даже в интервале одни сутки между экспозициями. Это привело к малым величинам когерентности. Подвижки на других глетчерах также были активными, что проявляется темными зонами на изображениях когерентности. В феврале максимальное значение когерентности составило 0,348.

Завершающим этапом интерферометрической обработки является расчет цифровой модели высот. Приводятся карты топографии для обоих сезонов и профили рельефа по двум широтным сечениям (рис. 2).

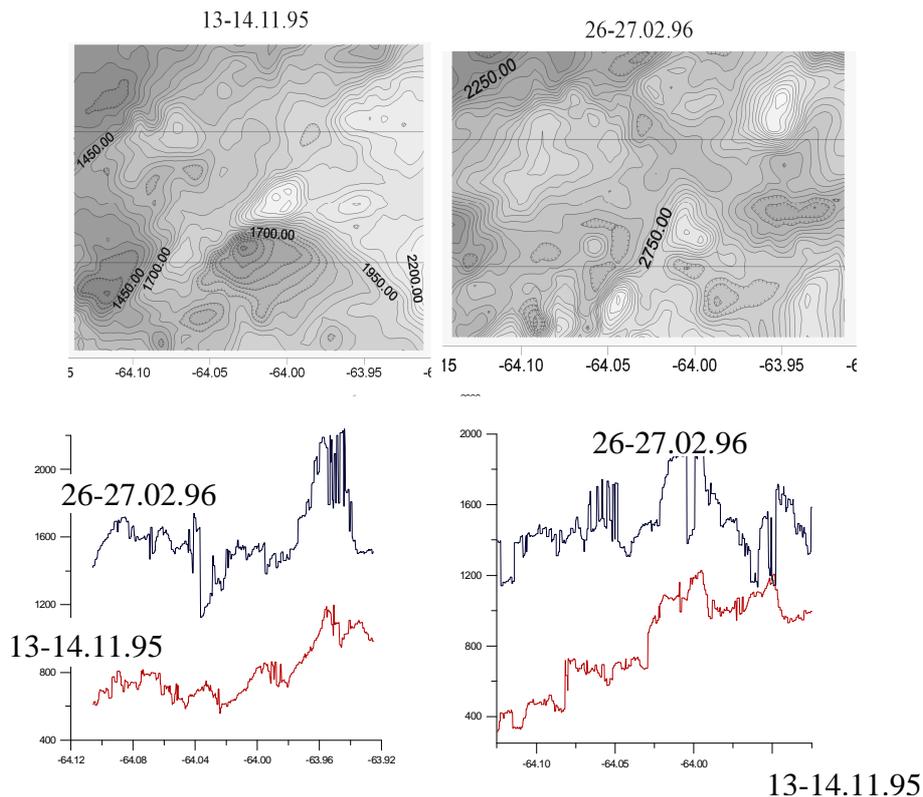


Рис. 2. Карты топографии поверхности и профили рельефа района Берега Грэйама по парным снимкам ERS-1 и ERS-2 и по результатам интерферометрической обработки

Различия по сезонам очевидны. Кроме того, имеется значительная систематическая разница в высотах, которая связана, по-видимому, с вычислительными процедурами. По профилям видно также, что в феврале шумовая компонента измерений превышает ноябрьскую.

2. Спутниковая скаттерометрия

Схема измерения рассеяния радиосигнала ото льда. Скаттерометр состоит из трех антенн бокового обзора, ориентированных по азимуту относительно направления полета спутника под углами 45° , 90° и 135° . Лучи этих антенн непрерывно освещают полосу шириной 500 км и обеспечивают прием сигналов, рассеянных морской поверхностью. В результате получается три независимых измерения величины рассеяния от каждого участка, наблюдаемого под разными углами зрения. Внутри полосы создается регулярная сеть узлов измерений, которые равномерно распределяются через 25 км поперек и вдоль трассы. В поперечном направлении укладывается 19 узлов (рис. 3, [2]).

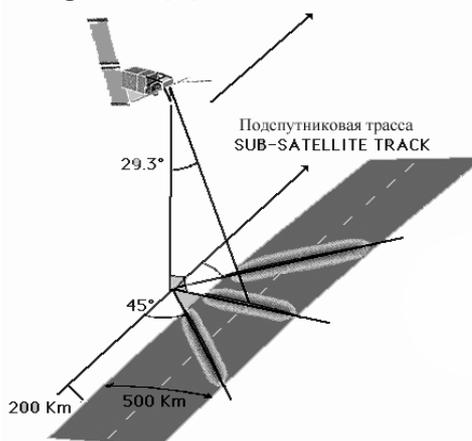


Рис. 3. Схема работы ветрового скаттерометра спутника ERS

Интенсивность обратного рассеяния зависит от характеристик шероховатости поверхности и физических (диэлектрических) свойств верхнего слоя морского льда, а также снежного покрова. Если диэлектрическая постоянная велика, как в случае с открытой морской поверхностью, радиолокационный сигнал не проникает в среду и рассеяние определяется только состоянием поверхности (уровнем волнения) [3].

У объектов с низкой диэлектрической константой, таких как сухой снег и лед, сигнал проникает в среду. Величина рассеяния в этом случае определяется неоднородностями среды (например, наличием пузырьков воздуха или кристаллической структурой морского льда).

Различия в типе и возрасте льда, в характеристиках поверхностной шероховатости льда и снежного покрова продуцируют различные изображения. Многолетний лед с низкой соленостью в верхнем слое создает значительное отражение благодаря комбинации объемного рассеяния от верхнего слоя льда и поверхностного рассеяния от собственно поверхности.

Однолетний лед имеет большую соленость в верхнем слое, что препятствует проникновению микроволн внутрь среды. Поэтому поверхностное рассеяние будет доминирующей составляющей. Для условий среднего уровня поверхностной шероховатости многолетний лед продуцирует более высокое обратное рассеяние, чем однолетний.

В зоне маргинального (краевого) льда, где на границе с водой он часто бывает разрушен из-за ветра и волнения, рассеяние от однолетнего льда может быть сходным и даже большим, чем от многолетнего льда.

Величина рассеяния зависит также от параметров радиолокационной системы: от наклона излучения к поверхности, частоты и поляризации сигнала. Зависимость рассеяния в дБ от угла наклона, отсчитываемого от вертикальной линии надира, для различных типов льда (маргинальная зона на границе с чистой водой и плавающими льдинами, однолетний лед со сглаженной поверхностью, уплотненный паковый или многолетний лед).

Для характеристики типов морского льда было определено три параметра: рассеяние на низких и больших углах, а также их производная по углу наклона (выраженные соответственно в дБ и дБ/град).

Производная по углу 28° (который является средней величиной для центральной и боковых антенн на 4-м узле) определяется по коэффициентам рассеяния, измеренным на узлах от 1-го до 7-го, и является эффективным параметром для отделения льда от открытой воды или многолетнего льда от маргинального.

Коэффициент рассеяния на 50° (соответствующий боковым лучам на 14-м узле) определяется по узлам в диапазоне 8–19, обладает высокой чувствительностью к характеристикам ледовой поверхности и используется поэтому для разделения маргинального и консолидированного (уплотненного) однолетнего льда над Южным океаном.

Коэффициент рассеяния на 40° (определяется по всем измерениям на 19-ти узлах) выбран в связи с его центральным положением в диапазоне углов скаттерометра и его соответствием для представления уплотненных паковых типов льда. Однако, в маргинальной зоне, где коэффициенты рассеяния открытой воды и морского льда очень близки и значительно подвержены воздействию ветра, интерпретация должна выполняться с большим вниманием.

Для наших исследований были использованы карты морских льдов Южного океана, построенные по коэффициентам рассеяния на 40° наклона излучения. Показано распределение морских льдов по типам на зимний (август) и летний (февраль) сезоны каждого наблюдённого года (рис. 4, рис. 5).

На рис. 4 и 5 цвета обозначены цифрами в соответствии с оригиналом на CD-ROM "Polar Sea-Ice Grids of ERS-1" (1 – синий; 2 – серый; 3 – зеленый; 4 – светло-коричневый; 5 – фиолетовый; 6 – голубой).

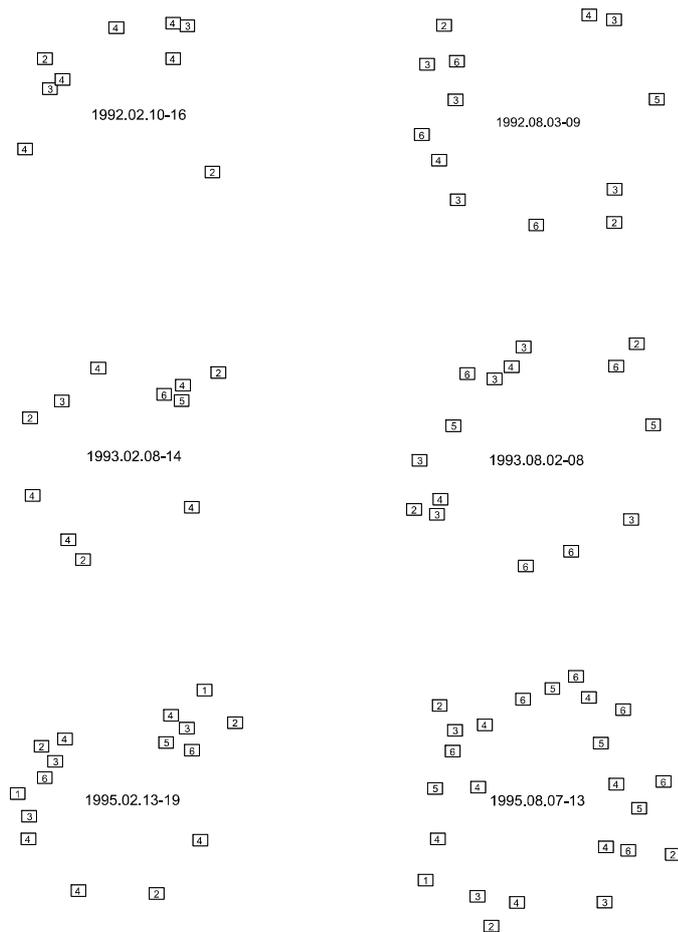


Рис. 4. Распределение морских льдов по типам в зимний (август) и летний (февраль) сезоны 1992, 1993 и 1995 годов в Антарктике. 1 – синий; 2 – серый; 3 – зеленый; 4 – светло-коричневый; 5 – фиолетовый; 6 – голубой.

Серый фон, с которого начинается граница измерений, характеризует область маргинального пограничного льда толщиной от 0 до 30 см с участками открытой воды между плавающими льдинами и айсбергами. Это подтверждают непосредственные наблюдения в районе украинской антарктической станции Академик Вернадский в летний период [4]. Здесь нет сплошных ледовых полей, а величина обратного рассеяния обусловлена в большей мере отражением от ветрового волнения и отдельных льдин.

Повышенными значениями рассеяния выделяются отдельные районы зеленого цвета на границе серой и голубой областей. Они связаны с хаотическими нагромождениями маргинального льда, взломанного под действием ветра и волнения на границе с чистой водой. Интенсивность рассеяния в этих районах может быть сравнима с рассеянием многолетними льдами. В летний период в ряде других случаев также наблюдаются области повышенного рассеяния. Они связаны с уплотнением верхнего слоя льда в период таяния.

Явление концентрации разломанного льда наблюдается также в прибрежной зоне в летний период, когда остатки ледовых полей, дрейфующих под действием ветра и течения, задерживаются в ловушках береговой черты или на мелководье. Такие районы светло-коричневого оттенка хорошо видны на рис. 5, демонстрирующем в крупном масштабе динамику и трансформацию морского льда от зимы к лету в регионе Антарктического полуострова. Например, хорошо заметной прибрежной ловушкой является залив Ронне и шельфовый ледник Уилкинса в море Белиннгаузена на западном основании Антарктического п-ова на стыке с материком.

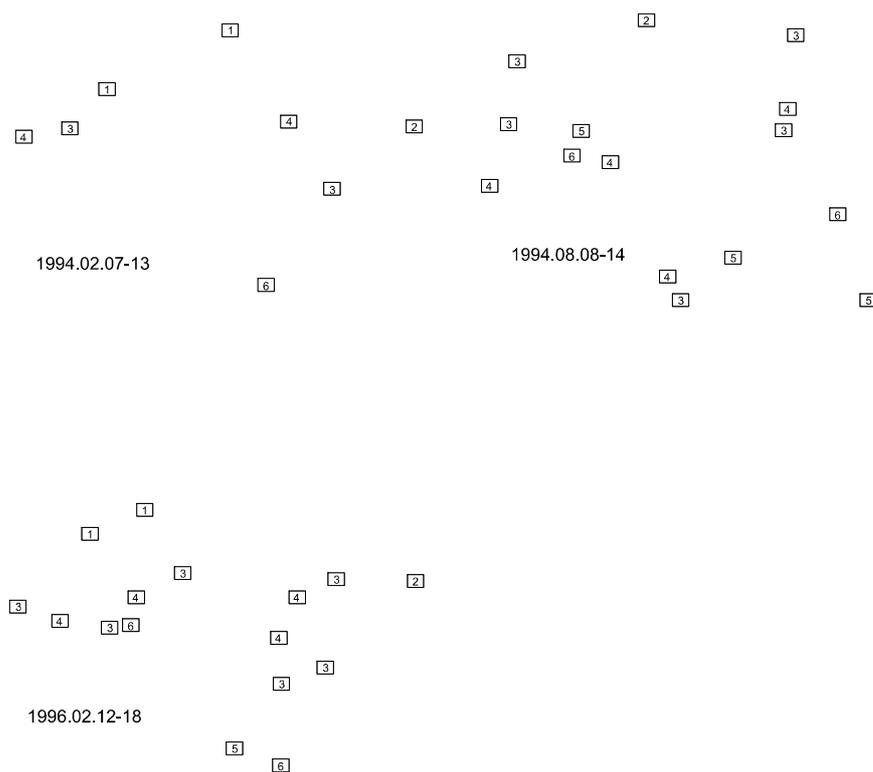


Рис. 5. Распределение морского льда по типам в августе и феврале 1994, 1996 годов в районе Антарктического полуострова

Новые типы льда, такие как ледяные плитки и “суповой” коагулянт уменьшают амплитуду коротковолновых сигналов и продуцируют соответственно низкие значения рассеяния [5]. Пока толщина льда постепенно увеличивается, образуя тонкую эластичную корку до 10–15 см толщиной с матовой поверхностью, рассеяние остается низким. Но как только устанавливаются достаточно сильные морозы и образуются блинчатые льдины диаметром

0.3–3.0 м с характерными приподнятыми краями из-за столкновений, величина рассеяния быстро увеличивается.

Интерпретация типов льда в цветовой гамме от фиолетового до светло-голубого оттенков на приведенных рисунках представляется очень неоднозначной. Это связано с тем, что, хотя цвета и соответствуют одинаковым величинам рассеяния, но имеют при этом различную природу для зимнего и летнего периодов. Например, зимой интенсивность рассеяния от сухого и мокрого снега различается. Сухой снег на многолетнем льду оказывает меньшее воздействие на рассеяние, в то время как сухой снег на однолетнем льду может иметь значительное влияние в некоторых случаях, в зависимости от параметров локатора и характеристик снега.

Влажность снега оказывает значительное влияние на рассеяние потому, что сухой и мокрый снег имеют очень разные электрические свойства. Наиболее яркое влияние температурного фактора проявляется при увлажнении снежного покрова, когда рассеяние от многолетнего льда уменьшается до уровня однолетнего, что создает трудности при разделении этих двух типов льда в сезон таяния. Области таяния на поверхности льда проявляются подобно районам открытой чистой воды между плавающими льдинами.

Поэтому для детальной достоверной интерпретации типов морского льда необходимо использовать дополнительную информацию о параметрах рассеяния, измеренных на других углах обзора 28° и 50° .

Скопления взломанного льда (светло-коричневый цвет) формируются эпизодически под воздействием локальной ветровой и гидродинамической циркуляции в море Уэдделла на границе чистая вода - шельфовый ледник Фильхнера-Ронне (1992.08–1994.02), а также в зоне контакта с шельфовым ледником Ларсена (1995.02, 1996.02).

В первом случае можно наблюдать отдельную область двухлетнего льда (1992.08, 1993.02), который “пережил” период летнего таяния в 1993 году. Двухлетний лед более мощный по толщине и менее плотный, чем однолетний. Под воздействием динамических факторов указанный массив двухлетнего льда был смещен к северо-западу в море Уэдделла (1994.02), а к зиме (1994.08) был полностью вынесен из района.

Многолетний лед (темно-коричневый цвет), продуцирующий большую величину микроволнового рассеяния формируется в Антарктике в относительно узкой береговой зоне. На рис. 4 он наблюдается в некоторые периоды (1993.02, 1993.08, 1995.08, 1996.02) на шельфовом леднике к западу от Антарктического полуострова и в большинстве случаев на шельфовом леднике Ларсена в море Уэдделла.

По зимним данным спутниковой скаттерометрии можно видеть, что в районе Антарктического полуострова зима (1993.08 и 1994.08) была теплее, чем в предшествующие и последующие годы. В эти периоды граница маргинального льда проходит чуть южнее северной оконечности полуострова. Однако зимой 1995 г. граница сместилась на несколько сотен км к северу почти до середины пролива Дрейка. Лето 1994.02, по видимому, также было теплее. Вместе с тем, можно отметить расширение границы ледника Ларсена.

Таким образом, анализ положения границ и распределения типов морских льдов позволяет использовать данные скаттерометрии для решения экологических и климатологических задач.

3. Спутниковые радиовысотомерные (альтиметрические) измерения для определения характеристик айсбергов и припая шельфовых ледников

Схема альтиметрических измерений (рис. 6) показывает различные поверхности, связанные с данной проблемой: поверхность земного эллипсоида, эквипотенциальная поверхность геоида, физическая морская поверхность и плоскость орбиты спутника.

Основным прибором в схеме измерений является радиолокационный высотомер. Достигнутая на сегодня точность измерения расстояния между ИСЗ и МП составляет 3–5 см при высоте орбиты порядка 1000 км.

Важним елементом в схемі вимірювання є високоточне визначення параметрів орбіти. Планові координати ІСЗ визначаються з погрешністю не гірше 1000 м, а висотна координата – до 12–15 см. Для цього використовуються станції наземних траєкторних спостережень, розташовані по всій Землі [6].

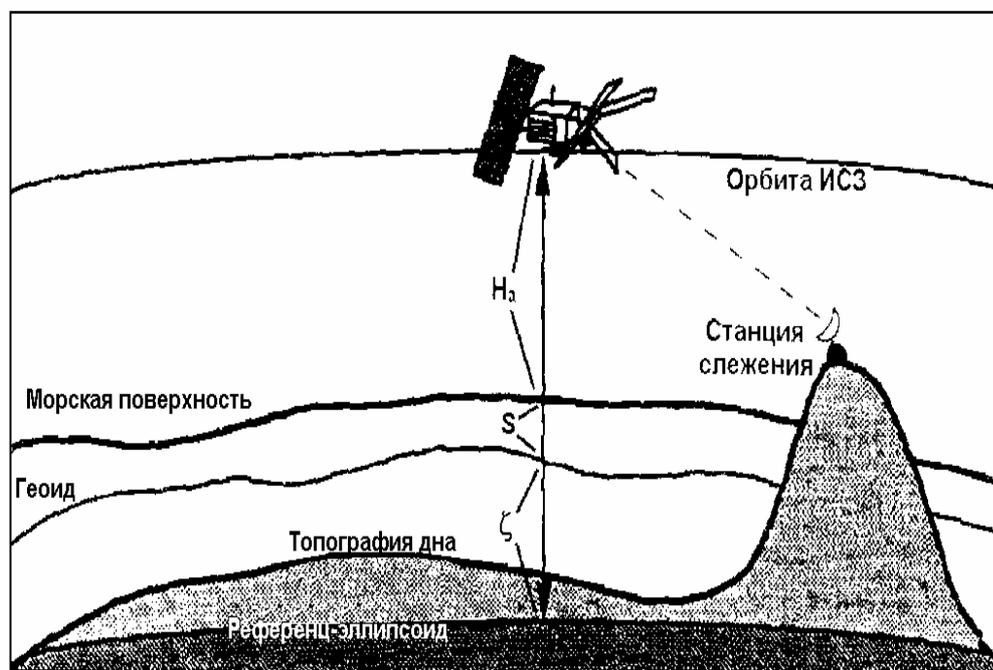


Рис. 6. Принципіальна схема супутникових альтиметричних вимірювань: H_a – виміряна альтиметром висота ІСЗ над морською поверхнею (МП), s – висота МП над геоїдом, ζ – висота геоїда над референц-елліпсоїдом

В процесі вимірювання змінюються як висоти підстилаючої поверхні землі чи океану, так і власне висота супутника під дією сил земного притягання, атмосфери, сонячного вітру і др. Тому в вимірювану альтиметром висоту входить також зміна висотної координати орбіти ІСЗ відносно відлікового еліпсоїда. Остання повинна бути виключена з альтиметричних вимірювань, щоб отримати шукану топографію земної поверхні.

Визначення характеристик льодового покриву за альтиметричними даними в районі Антарктичного півострова. Для визначення топографії льодового покриву в досліджуваному районі Антарктичного півострова були використані альтиметричні вимірювання ІСЗ ЕРС-1. З компакт-дисків CD-ROM за координатами заданого району були відібрані відповідні сегменти 107 траєкторій, спостереження по яким виконувалися в період з 24.12.1994 г. по 28.01.1995 г. Для аналізу представлено 6 траєкторій. Дані траєкторії мають південну спрямованість і називаються нисхідними. Супутник рухався з середньої космічної швидкістю 6,5 км/с. Вимірювання проводяться кожну секунду, тому відстань між вимірюваннями на землі становить 6,5 км.

Можливість використання альтиметричних вимірювань для аналізу топографії і динаміки льодового покриву Антарктиди показано на прикладах по висотним профілям декількох траєкторій, відібраних для району досліджень. Рис. 7 показує положення траєкторій.

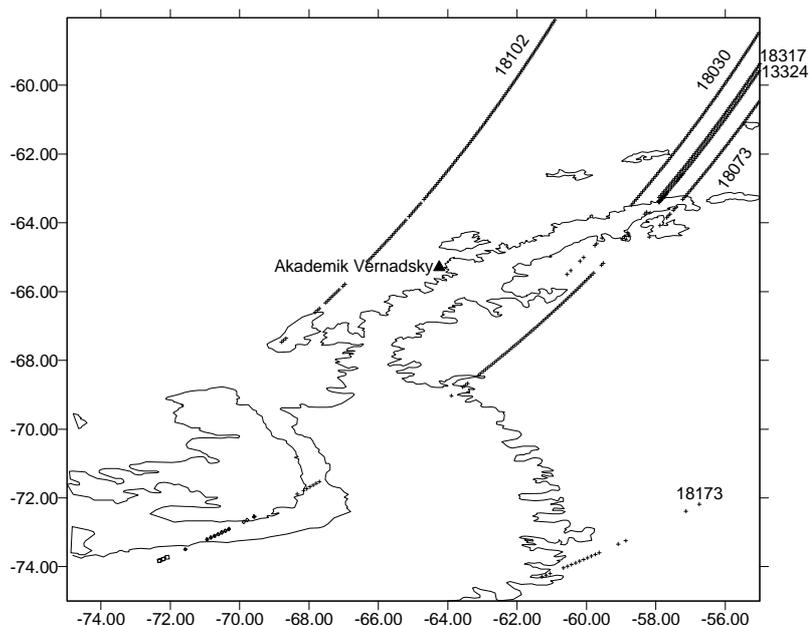


Рис. 7. Карта траекторий ИСЗ ЕРС-1 на район Антарктического полуострова

Рис. 8 показывает пример изменения высоты орбиты ИСЗ над референц-эллипсоидом и первичные измеренные данные высоты ИСЗ над морской и земной (ледовой) поверхностью вдоль одной из траекторий № 13324. По рисунку видно, что на рассматриваемом участке траектории при общем расстоянии до земли около 800 км, высота спутника увеличилась примерно на 2,7 км. Вертикальный масштаб практически не позволяет различить эти два графика, так как превышение морской поверхности над эллипсоидом в данном районе не превышает 20 м.

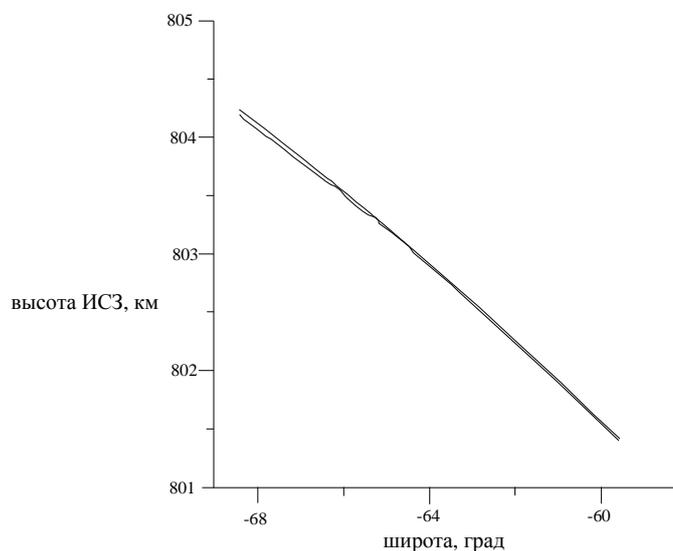


Рис. 8. Первичные данные измерения высоты спутника над морской поверхностью по данным альтиметра и высоты спутника над эллипсоидом по данным наземных станций слежения по траектории 13324 ИСЗ ЕРС-1

Высотные профили (рис. 9 – рис. 11) получены как разность между исправленными (по указанной выше аналитической схеме) альтиметрическими измерениями и средним уровнем морской поверхности в точках измерений. Значения среднего уровня определены по

многочисленным спутниковым измерениям за несколько лет работы ИСЗ и также приводятся в исходных данных на CD-ROM.

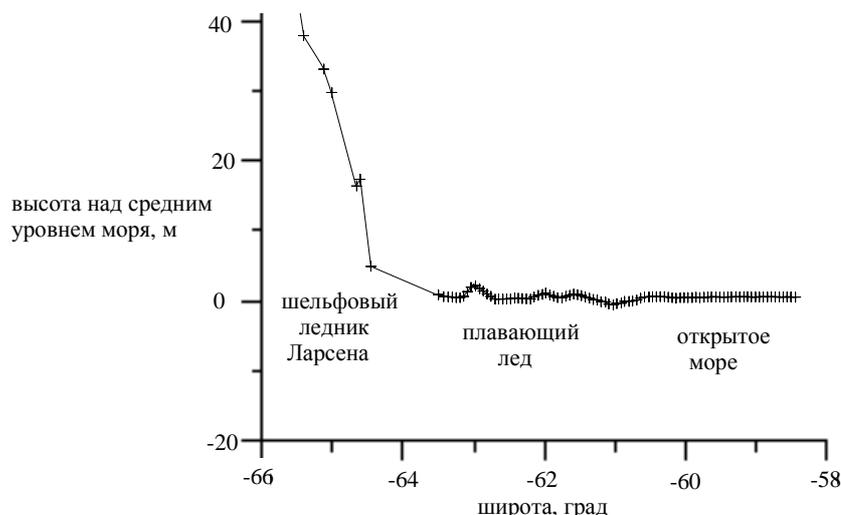


Рис. 9. Высотный профиль по траектории 18030. Крайние координаты $58^{\circ},5-65^{\circ},3$ ю.ш. и $55^{\circ}-60^{\circ},2$ з.д., протяженность 720 км

Траектория проходит по морю вблизи острова Кинг-Джордж. Далее следует отрезок на полуострове длиной около 100 км с постепенным увеличением высоты до 4–5 м относительно уровня моря. После полуострова траектория переходит на шельфовый ледник Ларсена с резким увеличением высоты до 18 м, где можно видеть разлом с поперечным простиранием в 6–6,5 км. Затем следует увеличение мощности ледника до 45 м.

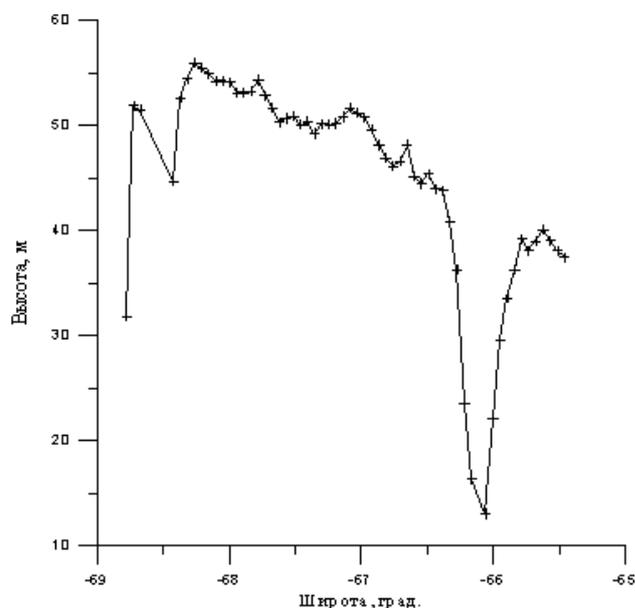


Рис. 10. Высотный профиль по траектории 13324

На участке $59^{\circ},5-63^{\circ},5$ ю.ш. траектория проходит над морской поверхностью свободной ото льда. На участке $59-61^{\circ}$ изменение уровня составляет 50 см. Эти изменения связаны с гидродинамическими возвышениями морских течений и фронтальных зон, обусловленных системой западных ветров и соответствующим переносом водных масс. С 61° по 63° возвышения достигают 1 и 2,5 м относительно среднего уровня морской поверхности, которые коррелируют с поднятием рельефа морского дна вдоль подводной оконечности острова

Кинг-Джордж. Резкое понижение высот связано с увеличением глубин в районе пролива Брансфилд. Южнее 63° ю.ш. траектория пересекает Антарктический полуостров. Надежных измерений на этом участке для достоверного анализа ледового покрова и горного массива недостаточно. Отмечаются отдельные высоты до 20 м.

Далее траектория на протяжении 450 км проходит через шельфовый ледник Ларсена в пределах координат $65,5^\circ$ – $68,6^\circ$ ю.ш. и $59,5^\circ$ – $63,5^\circ$ з.д. Высота ледника на широте 65° – $65,5^\circ$ составляет около 40 м. На широте $65,8^\circ$ – $66,4^\circ$ зафиксирован мощный разлом с глубиной около 35 м и простираением в поперечнике около 90 км. Затем высота ледника продолжает увеличиваться от 45 до 57 м с отдельными гребнями высотой около 5 м. Непосредственно перед Антарктическим полуостровом наблюдается резкий спад до 31 м, связанный, вероятно, с местом откола от материкового ледника на границе с шельфовым морским ледником.

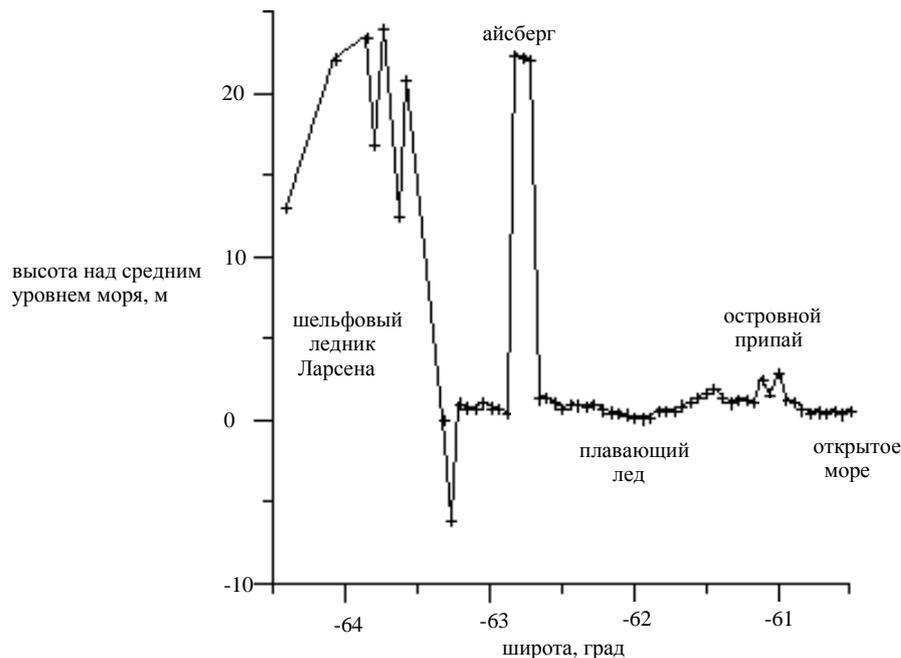


Рис. 11. Высотный профиль по траектории 18073

На протяжении 300 км траектория идет по морю, где встречается айсберг высотой 25 м и шириной около 12 км. На широте $63,3^\circ$ траектория подходит к полуострову с резким увеличением высоты до 27 м и с отдельными пиками 4–5 м. Минувя полуостров, траектория переходит на шельфовый ледник Ларсена с уменьшением высоты ледникового покрова до 12 м.

4. Заключение

Методы радиолокационного зондирования используются в Институте геологических наук (ИГН) НАН Украины также при исследовании Черного и Азовского морей, при наблюдениях за половодьем в районе Чернобыля и оползневыми процессами в Закарпатье. Основными данными для этого являются наблюдения ИСЗ ЕРС-1 и ЕРС-2, которые предоставляются Европейским космическим агентством (ЕКА) в рамках конкурсных грантов (АО2 и АО3.358), используются также измерения ГЕО-ИК (РФ) и ГЕОСАТ (США).

Отметим практическую значимость рассмотренных методов дистанционного зондирования, внедряемых в ИГН.

Данные спутниковой альтиметрии находят все большее применение в практике поисково-разведочных работ для выявления районов, перспективных на скопление углеводородов на шельфе и материковом склоне. Этот метод в 10–15 раз удешевляет морские исследо-

вания, позволяет оценить структуру плотностных неоднородностей по пространству и на различных горизонтах, повышает достоверность обнаружения промышленных запасов нефти и газа.

Спутниковая радиолокационная интерферометрия имеет большие перспективы для решения различных фундаментальных и прикладных проблем. Новое поколение спутников Европейского космического агентства ENVISAT, благодаря возможности радиолокационного зондирования на различных углах бокового обзора, будет обеспечивать более частую (до 3 суток) повторяемость съемки одной и той же подспутниковой полосы. Это особенно важно для оперативного мониторинга опасных явлений и быстро изменяющихся характеристик подстилающей поверхности (наводнения, оползни, проседания грунта, изменение влажности и структуры почвы, растительного покрова и т.д.).

В настоящее время территория Украины покрыта сетью более 100 радиолокационных кадров-снимков. С 1992 г. выполнена многократная повторяемость этих кадров, что обеспечивает возможность проследить изменение топографии в геодинамически активных регионах и предупредить нежелательные последствия.

Литература

1. Майер М. Дистанционное зондирование снега и льда. Технические статьи по гидрологии. Международная гидрологическая программа. ЮНЕСКО. – М.: 1982, № 42. – 23 с.
2. Gohin F., Maroni Ch. ERS Scatterometer Polar Sea Ice Grids. User Manual (Integrated use of new microwave satellite data for improved sea ice observation). IFREMER/CERSAT Technical report: C2-MUT-W-IF, v.2.0, March 1998, 42 p.
3. Johannessen O.M., Sandven S., Drottning A., Kloster K., Hamre T. ERS-1 SAR Sea Ice Catalogue. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway. European Space Agency, 1997, 89 p.
4. Грищенко В.Ф., Скрыпник В.В. Айсберги северо-западной Субантарктики осенью 1997 года. // Бюл. УАЦ. – 1997, вып 1. - С. 196-202.
5. Johannessen O.M., Sandven S., Drottning A., Kloster K., Hamre T. ERS-1 SAR Sea Ice Catalogue. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway. European Space Agency, 1997, 89 p.
6. Отчет по научно-исследовательской работе “Обработка и интерпретация спутниковых альтиметрических измерений для прогнозирования перспективных на углеводородное сырье структур шельфа и континентального склона Украинского сектора Черного моря”. – Институт геологических наук НАН Украины. Т.1, 1998.