

Distribución de radionúclidos naturales (^7Be y ^{210}Pb) y antropogénicos (^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$) en el Océano Ártico

Proyecto final de carrera
ciatura de Ciencias Ambientales 2006 -

Patricia Cámara Mor

Director:

Dr. Pere Masqué Barri

Dr. Jordi Garcia Orellana

Departamento de Física

Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals



La imagen de la portada es una fotografía del Océano Ártico del autor *Sindre Noringet*.

Este proyecto ha sido impreso en papel libre de cloro, evaluado por la etiqueta ecológica de Noruega, que garantiza que se generan las mínimas emisiones durante su producción



A mis papis y tato

Agradecimientos

Han pasado ya cuatro años desde que comencé la Licenciatura de Ciencias Ambientales, cuatro años que se han pasado volando y en los cuales han tenido lugar inolvidables e irrepetibles momentos. Estos cuatro años han culminado con la realización del presente proyecto. Proyecto que con tanta ilusión y entusiasmo comencé hace cuatro meses, no obstante, espero que no signifique un punto final y que pueda seguir trabajando en él a lo largo del doctorado. Proyecto con el que he podido experimentar el arte de investigar, de averiguar el verdadero fundamento de las cosas, de preguntarme el porqué de las cosas y de abrir el gusanillo de continuar aprendiendo. Me resulta complicado dar por finalizado aquello que tanto tiempo he dedicado, sin embargo, me llena de orgullo poder poner el remache final a este trabajo que ha llenado prácticamente todos mis pensamientos durante unos meses.

No quiero acabar este proyecto sin agradecerles a todas aquellas personas que han estado a mi lado, por sus diferentes maneras de apoyarme.

En primer lugar, quiero agradecer a Pere Masqué Barri, el haberme dado la oportunidad de poder realizar este proyecto. El poder adentrarme en el increíble y sorprendente mundo del Océano Ártico. Así como por sus facilidades, por su asesoramiento, por sus conocimientos aportados y por sus interesantes comentarios en todo momento. A Jordi Garcia Orellana por despertar mi interés por la radioactividad ambiental y por sus observaciones siempre interesantes.

A mi familia, por estar en todo cuando más los necesitaba y por su apoyo incondicional. A mi padres, por haberme dado la oportunidad de poder venir a estudiar a Barcelona pese a lo duro que es que una hija se marche de casa, por su infinidad de consejos, y por creer siempre en lo que hago. A mi tato, por su apoyo como hermano. A mis yayos, por su cariño. Y, no quiero dejar de nombrar a los que durante estos cuatro años han sido como mis segundos padres, mi Padrino y Lina, por hacerme sentir como en casa, por cuidarme y preocuparse de mí en todo momento.

A los becarios del Laboratorio de Radiactividad Ambiental de la UAB; Carolina, Cesar, Eli, Esther y Nuria, al técnico del laboratorio Joan Manuel, mil gracias por el buen rollo, por la cantidad de momentos compartidos durante estos últimos meses en ese espacio del cuarto piso de la torre de física, por las múltiples risas en los momentos de histeria, de agobio

Al grupo de las “conguitas”, por los momentos vividos durante estos cuatro últimos años, por ese maravilloso viaje a Túnez que nunca podré olvidar, por animarme y apoyarme en todo momento y por ayudarme a desconectar en los momentos de agobio. Gracias chicas!

A los amigos y a los no tan amigos. A los amigos por su continuo soporte tanto en los momentos de euforia como en los momentos de bajón, por intentar animarme, por preguntarme como iba el proyecto pese a no acabar de comprender realmente de que se trataba pero concediéndolo como algo fascinante. Y, a los enemigos, porque me han enseñado a mirar hacia delante, a superarme como persona y a no rendirme ante la adversidad pese a sus continuos obstáculos.

A todos aquellos que de una forma desinteresada han estado allí, prestándome su hombro para llorar, sus ratos libres para compartir un café o simplemente por escucharme.

Y, a Ricard, por su paciencia a la hora de aguantarme durante estos meses.

Patricia

Barcelona, Julio 2006.

ÍNDICE

Agradecimientos	I
Índice	III
Índice de tablas	VI
Índice de figuras	VIII

BLOQUE I –INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y ANTECEDENTES-

1. Introducción	1
2. Objetivos	4
2.1. Generales	4
2.2. Específicos	4
3. Antecedentes	6
3.1. Investigación científica relacionada con el Océano Ártico	6
3.2. Estudios relacionados con los radionúclidos y el hielo marino del Ártico	11
3.2.1. Evolución histórica de la radioactividad	11
3.2.2. Estudios relacionados con el estudio de los radionúclidos en el hielo marino del Ártico	13

BLOQUE II –DESCRIPCIÓN, LOCALIZACIÓN Y FUNDAMENTOS-

4. Localización geográfica	16
4.1. Océano Ártico	16
4.2. Estructura hidrográfica y circulación oceanográfica	19
5. Hielo marino del Ártico	24
5.1. Formación y circulación del hielo marino	24
5.2. Importancia del hielo marino	30
6. Fuentes de radionúclidos	34
6.1. Fuente naturales de radionúclidos en el Ártico	34
6.2. Fuente antropogénicas de radionúclidos en el Ártico	36
7. Transporte a través del hielo marino	42
7.1. Transporte de radionúclidos a través del hielo marino	46
8. Radionúclidos como trazadores	49
8.1. Naturales	51

8.1.1. Berilio -7	51
8.1.2. Plomo -210	52
8.2. Antropogénicos	53
8.2.1. Cesio-137	53
8.2.2. Plutonio	54

BLOQUE III -METODOLOGÍA-

9. Metodología	57
9.1. Metodología general	57
9.2. Distribución	59
9.2.1. Determinación de inventarios	59
9.2.2. Determinación de áreas	62

BLOQUE IV –INVENTARIO-

10. Caracterización de la zonas de estudio. Descripción e inventario	63
10.1. Mares marginales euroasiáticos	63
10.1.1. Mar de Barents	63
10.1.2. Mar de Kara y Laptev	66
10.2. Mares marginales norteamericanos	71
10.2.1. Mar de Chukchi	71
10.2.2. Mar de Beaufort	71
10.2.3. Inventario	72
10.3. Cuenca Canadiense	73
10.3.1. Inventario	73
10.4. Cuenca Euroasiática	75
10.4.1. Inventario	76
10.5. Estrecho de Fram	77
10.5.1. Inventario	78
10.6. Estrecho de Bering	79
10.6.1. Inventario	80
11. Sedimentos del hielo marino	81

BLOQUE V – DISCUSIÓN -

12. Distribución de los radionúclidos	85
12.1. Cesio-137	85
12.2. Plutonio-239,240	90
12.3. Plomo-210	94
12.4. Berilio-7	97
13. Sedimentos del hielo marino	99

BLOQUE VI –CONCLUSIONES-

14. Conclusiones	102
14.1 Consideraciones metodológicas	102
14.2 Distribución de los radionúclidos en el Océano Ártico	102

Acrónimos	105
Glosario	106
Bibliografía	109
Presupuesto, programación y recuento de horas	128
Anexo	131

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Flujos de masa de agua	22
Tabla 5.1. Tasa de exportación de hielo de las zonas de formación.	26
Tabla 6.1. Nombre de la serie con su primer y último termino	34
Tabla 6.2. Principales radionúclidos de la corteza terrestre y que no producen cadenas radiactivas	35
Tabla 6.3. Principales radionúclidos producidos por rayos cósmicos	35
Tabla 6.4. Ratio átomo de radionúclidos artificiales originado por el <i>fallout</i> global	37
Tabla 6.5. Estimación de la liberación por el accidente de Chernobyl	38
Tabla 8.1. Periodo de semidesintegración de los isótopos de Be y modo de desintegración	51
Tabla 8.2. Tiempo de vida media de los isótopos de Pb y modo de desintegración	52
Tabla 8.3. Periodo de semidesintegración de los isótopos de Cs y modo de desintegración	53
Tabla 8.4. Isótopos interesantes del Pu, su tiempo de vida media y la forma de desintegración.	55
Tabla 10.1. Importaciones y exportaciones de hielo en el Mar de Barents.	64
Tabla 10.2.: Valores medio de inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ (Bq/m^2) en el mar de Barents	65
Tabla 10.3. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ (Bq/m^2) en el mar de Kara y Laptev	70
Tabla 10.4.: Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en el mar de Chukchi y Beaufort	72
Tabla 10.5. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ (Bq/m^2) en la Cuenca Canadiense	75
Tabla 10.6. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en la Cuenca Euroasiática	77
Tabla 10.7. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en el Estrecho de Fram	78
Tabla 10.8. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ y ^7Be en el Estrecho de Bering	80
Tabla 10.9. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ y ^{210}Pb en sedimentos del hielo marino	83

INDICE DE FIGURAS

Figura 3.1. Topografía del Océano Ártico	7
Figura 3.2. Principales estaciones de I API en el ártico.	8
Figura 3.3. Localizaciones de CCGS Louis S. <i>Sf-Laurent</i> de la expedición AOS94 a través del Océano Ártico vía Polo Norte. La trayectoria de la campaña esta ilustrada por las posiciones de los sondeos de profundidad del fondo marino recogidos del mar polar de USCGC durante AOS94. En relación a la nomenclatura, observamos la Cuenca Canadiense dividida en la Cuenca de Canadá y de Makarov, la meseta de Chukchi, el llanura abisal de Chukchi, la Cuenca Eurasiática incluye la Cuenca de Nansen y de Amundsen.	10
Figura 4.1.: Localización geográfica del Ártico.	17
Figura 4.2.: Cuenca hidrográfica del Ártico con los ríos principales y sus descargas anuales en kilómetros cúbicos, las cuencas hidrológicas y las áreas de captura	18
Figura 4.3. Descarga de sedimentos en suspensión por los principales ríos	19
Figura 4.4. Diagrama de distribución de las diferentes corrientes (viento, ríos y corrientes oceánicas).	21
Figura 4.5: Representación esquemática de la estructura en tres capas del Océano Ártico, con la capa superficial y el agua atlántica y el agua ártica profunda. (Aagaard and Carmack 1989). El tiempo de residencia de las diferentes masas de agua mostrado por (Bönisch and Schlosser 1995).	23
Figura 5.1.: Flujos de hielo marino en el Océano Ártico.	25
Figura 5.2.: Esquema de los principales patrones de circulación del hielo marino en el Océano Ártico.	27
Figura 5.3. Diagrama de la deriva de hielo (a) años con índice AO ₋ bajo (condiciones anticiclónicas) e (b) índice AO ₊ alto (condiciones ciclónicas).	28
Figura 5.4. Tiempo en años que tarda en alcanzar el hielo marino el Estrecho de Fram durante(a) índice de condiciones AO ₋ bajo (b) índice de condiciones AO ₊ alto. La línea A-B representa el transepto usado para describir el cambio del hielo marino durante la deriva, mostrado en la figura 5.5.	29
Figura 5.5. Variación de la extensión de la cobertura de hielo en el Ártico 1979-2003	32

Figura 6.1. Trayectoria de los vertidos de las plantas de reprocesamientos europeos	39
Figura 6.2. Vertederos de desechos nucleares sólidos y líquidos en las zonas árticas de la Federación de Rusia. Ártico	41
Figura 7.1. Diagrama esquemático de la acumulación y transporte de sedimentos y contaminantes por el hielo siguiendo el transecto A-B de la figura 5.4. (modificado por Lange and Pfirman, 1998). Los sedimentos se incorporan al hielo formado sobre las plataformas. Una vez es exportado al interior del océano, el hielo sigue la circulación general mostrado en las figuras 5.3.a, b, y 5.4.a, b, alcanzando el mar de Groenlandia en una escala de tiempo que va desde los dos a los seis años. Durante su deriva, el hielo acumula contaminantes a través de la deposición atmosférica y los liberando sedimentos en verano y acumulando más hielo en invierno	44
Figura 9.1.: Esquema de la metodología general del proyecto.	58
Figura 10.1. Porcentaje de inventario de los radionúclidos de columna de agua y en sedimentos del mar de Barents.	66
Figura 10.2. Distribución del ^{137}Cs en sedimentos superficiales entre 1993 a 1998	68
Figura 10.3. Porcentaje de inventario de radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del Mar de Kara y Laptev	70
Figura 10.4. Porcentaje del inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del mar de Chukchi y Beaufort	73
Figura 10.5. Localización de la estación CESAR y AIWEX	74
Figura 10.6. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo de la Cuenca Canadiense	75
Figura 10.7. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo de la Cuenca Euroasiática	77
Figura 10.8. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo en el Estrecho de Fram	79
Figura 10.9. Inventario de los radionúclidos en SIS para las diferentes zonas. El columna blanca corresponde a ^{137}Cs , la gris a $^{239,240}\text{Pu}$ (mBq/m ²) y la negra a ^{210}Pb	83
Figura 10.10. Concentraciones de los radionúclidos en SIS para las diferentes zonas. El columna blanca corresponde a ^{137}Cs , la gris a $^{239,240}\text{Pu}$ (mBq/Kg.) y la negra a ^{210}Pb	84

Figura 12.1. Inventario de la columna de agua de ^{137}Cs en las diferentes regiones del Océano Ártico	87
Figura 12.2. Inventario (Bq/m^3) y Concentración ($\text{Bq}/\text{Kg.}$) de ^{137}Cs en SIS en las diferentes regiones del Océano Ártico.. El color negro representa el inventario de ^{137}Cs en SIS y el color gris representa la concentración de ^{137}Cs en SIS. El inventario de ^{137}Cs en SIS en el Estrecho de Fram se ha graficado el extremo superior del rango	89
Figura 12.3. Inventario de columna de agua y en sedimentos marinos del $^{239,240}\text{Pu}$ en las diversas regiones del Océano Ártico. El color blanco corresponde a sedimentos, y el gris a columna de agua	91
Figura 12.4. Inventario (mBq/m^3) y concentración ($\text{mBq}/\text{Kg.}$) de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en las diferentes regiones del Océano Ártico. El color negro representa el inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS y el color gris representa la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS. El valor del inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el Estrecho de Fram corresponde con el extremo superior del rango de inventario	93
Figura 12.5. Inventario de ^{210}Pb en sedimentos y columna de agua (Bq/m^3) en las diferentes regiones del Océano Ártico. Color blanco representa los sedimentos y el color gris el inventario en la columna de agua	95
Figura 12.6. Inventario (Bq/m^3) y concentración ($\text{Bq}/\text{Kg.}$) de ^{210}Pb en SIS en las diferentes zonas analizadas. El color negro representa el inventario de ^{210}Pb en SIS y el color gris representa la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS. El valor del inventario de ^{210}Pb en SIS en el Estrecho de Fram corresponde con el extremo superior del rango de inventario	97
Figura 13.1. Concentración de sedimentos en el hielo marino (g/m^3) en las diferentes zonas del Océano Ártico	100

Bloque I. Introducción, Objetivos y Antecedentes

1. Introducción

Los oscuros inviernos siguen a los largos días de verano, una de las más profundas características del Ártico, responsable de la nieve y del hielo. El sol de primavera y de verano brilla con suficiente energía para sostener la vida, pero no para fundir todo el agua y suelo congelado. Hielo y nieve han formado y, todavía forman el paisaje nórdico.

AMAP¹

La radioactividad es un fenómeno inherente al planeta Tierra. Pero además de las radiaciones de origen natural, el hombre también está expuesto a otras cuyo origen es antropogénico -derivado de la propia actividad humana-. El despegue nuclear de la radioactividad artificial ha venido asociado a la incorporación masiva de radionúclidos² artificiales al medio ambiente. Ésta incorporación se debe principalmente a los numerosos ensayos de armamento nuclear que se realizaron en la atmósfera durante los años cincuenta y sesenta. Estas explosiones han dado origen al “*fallout* estratosférico”.

La radioactividad emitida a la atmósfera termina por depositarse en la superficie de la Tierra, tanto en los océanos como en los continentes. Entre ellos, el Océano Ártico, localizado en el Hemisferio Norte, cubierto por hielo, ya sea perenne o estacional. Además del *fallout* estratosférico, en el Océano Ártico se pueden distinguir otras fuentes de radioactividad antropogénica como; i) los vertidos controlados de instalaciones nucleares (Sellafield en el Reino Unido y La Hague en Francia) (Aarkrog, 1994; Kershaw y Baxter, 1995; AMAP, 1998; ii) el depósito permanente de ciertos residuos líquidos o sólidos en los mares de Kara y Barents (Yablokov et al. 1993; Joint Norwegian-Russian Expert Group, 1996; AMAP, 1997); iii) las descargas de los ríos Ob y Yenisey (Trapeznikov et al., 1993; Baskaran et al., 1995; Sayles et al., 1997); iv) o bien el *fallout* troposférico (Aarkrog, 1994, 1999; Crane et al., 2000; AMAP, 1998).

¹ Arctic Monitoring Assessment Programme.

² Los isótopos son variedades de un elemento, que difieren en el número de neutrones que poseen. Un isótopo radiactivo de un elemento se caracteriza por tener un núcleo atómico inestable (por el balance entre neutrones y protones) y emite energía cuando cambia de esta forma a una más estable.

El agua, el aire y el hielo pueden transportar radionúclidos a lo largo de grandes distancias. El aire, por su rápido movimiento se convierte en un importante mecanismo de transporte de radionúclidos y éstos terminan por depositarse en la superficie terrestre por deposición seca o húmeda. De hecho, la intensidad del *fallout* atmosférico varía según la latitud. El agua, por ejemplo los ríos, pueden transportar radioisótopos disueltos en sus aguas procedentes de la industria nuclear. Como es el caso de tres de las mayores instalaciones nucleares de rusas se encuentran lejos del Océano Ártico, sin embargo vierten directamente sobre las **cuencas hidrogeológicas** de ríos que desembocan en el Ártico. De forma que el río transporta en sus aguas radionúclidos. Por un lado, las plantas de Mayak y Siberian Chemical Combine vierten en el río Ob y por otro lado, la planta Mining and Chemical Industrial Complex vierte en el río Yenisey (AMAP, 2002). O las corrientes oceánicas. Por ejemplo, los vertidos de radionúclidos procedentes de la planta de Sellafield son transportados hacia el norte –Océano Ártico- por la Norwegian Coastal Current (NCC). Esta corriente se subdivide en; una rama que se introduce en el Ártico a través del mar de Barents y una segunda rama, West Spitzbergen Current (WSC), que alcanza en el Ártico, concretamente la cuenca de Nansen, a través del Estrecho de Fram. (referencias en Kershaw y Baxter, 1995). Y el hielo, durante su formación en las plataformas continentales, puede incorporar sedimentos y radionúclidos, tanto naturales como antropogénicos y ser exportado hacia el Ártico central. Además de interceptar radionúclidos durante su deriva a través de la deposición atmosférica. Es el estudio de esta vía de transporte lo que motiva el presente proyecto, en el que se contextualiza el conocimiento actual que se tiene de la distribución de algunos radionúclidos en el Ártico.

El estudio sobre el hielo marino se remonta a las primeras observaciones de sedimentos realizadas por Nansen (1897, 1906) y Gran (1904). En los últimos años, concretamente desde la década de los noventa, el hielo marino ha sido objeto de estudio referente al transporte de sedimentos y especies químicas diversas, entre ellas los radioisótopos, en Océano Ártico (Pfirman et al., 1995, 1997; Cooper et al., 1998; Landa et al., 1998; Masqué et al., 2003). El interés por el estudio del hielo marino del Océano Ártico como mecanismo de transporte se basa en determinar su importancia en la redistribución y dispersión de radionúclidos específicos de orígenes distintos (^7Be y ^{210}Pb , naturales y ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$, antropogénicos) incorporados al **hielo marino**. Éstos se incorporan asociados a sedimentos durante la formación del hielo marino en las áreas de formación –plataformas continentales- o bien a través de deposición atmosférica. Así como, establecer la **relevancia** de los flujos de la descarga durante su tránsito en el Océano Ártico central y los

flujos de exportación al Océano Atlántico a través del Estrecho de Fram, de la misma forma que identificar su destino final del radionúclido. Otro apartado de interés del mecanismo de transporte de sedimentos es el impacto sobre el ecosistema que puede tener la liberación masiva de los radionúclidos asociados a la columna de agua en zonas de ablación y polynyas, ya que la fusión del hielo marino coincide **en el tiempo** con el incremento de la actividad biológica.

2. Objetivos

Se ha definido un objetivo general, el cual se alcanzará tras desarrollar una serie de hitos intermedios, los objetivos específicos.

Objetivo general

- Profundización en la **cuantificación de los inventarios de radionúclidos naturales** (^7Be y ^{210}Pb) **y artificiales o antropogénicos** (^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$) transportados por el hielo marino en el Océano Ártico, desde las plataformas continentales -donde se forma el hielo- hasta las zonas de ablación, principalmente el Estrecho de Fram.

Objetivos específicos

- Estimación de los **inventarios de los radionúclidos** específicos de orígenes distintos (^7Be , ^{137}Cs , isótopos de Pu y ^{210}Pb) en la deposición atmosférica, la columna de agua, sedimentos del fondo y hielo marino.
- Determinación de la **distribución de los radionúclidos en los diferentes compartimentos del Océano Ártico** (columna de agua, sedimentos del fondo y hielo marino) y las áreas donde no se disponen de registros para posteriormente realizar un balance de masa global.
- Identificación de las regiones potencialmente activas en la incorporación de radionúclidos en sedimentos en el hielo marino (SIS).
- Identificación de las áreas donde es susceptible de producirse una **exportación** de radionúclidos o bien la **importación** de éstos.
- **Determinación de la importancia del “fallout” y del “scavenging”** para los diversos radionúclidos de orígenes distintos. Por ejemplo; establecer la importancia que tiene el “fallout” en la incorporación de $^{239,240}\text{Pu}$ (radionúclidos antropogénico) vs. la *suspension freezing* en SIS en relación a la contribución de la carga del hielo marino, así mismo para el radionúclidos naturales (^7Be o ^{210}Pb).

- Evaluación la relevancia de los **flujos de la descarga de sedimentos** a los que están asociados los radionúclidos durante su tránsito en el Océano Ártico central y en el Estrecho de Fram e identificación de su **destino final**.
- Elaboración de una **base de datos** de inventarios de radionúclidos naturales (^7Be y ^{210}Pb) y antropogénicos (^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$) de las diferentes regiones del Océano Ártico con el objetivo de identificar cuales son los compartimentos y regiones que no se disponen de datos con la finalidad de poder realizar un balance de masa global del Océano Ártico.

3. Antecedentes

*Ya hemos agotado billones de estíos
Quedan billones por delante y billones después
¿Quién justificará estas incansables expediciones?
¿Quién contará el secreto de la imposible Tierra?*

WALT WHITMAN

En este apartado se realiza una presentación del contexto del desarrollo de la investigación en el Océano Ártico y concretamente sobre el estudio de radionúclidos en los procesos que tienen lugar en el Océano Ártico.

3.1. Investigación científica relacionada con el Océano Ártico

La idea de la existencia de la región ártica data del siglo IV a.C.; en la antigua Grecia se postulaba que desde un punto de vista de simetría debía existir una región ártica en el Hemisferio Norte, para balancear las masas del sur (Moreno, 2002). El nombre de la región ártica proviene de la constelación de la Osa mayor, y en griego *Arctos* significo oso (AMAP, 1997). En aquella época, esta tierra ya había sido colonizada por los inuit y los pueblos indígenas americanos. En el 982 el explorador noruego Eric el Rojo avistó Groenlandia y le dio su nombre. A esta primera expedición le han sucedido multitud de ellas a lo largo de los siglos, iniciando con ello el estudio de esta zona del planeta todavía hoy con muchos enigmas por descubrir (Arctic Studies Center³).

El Océano Ártico se encuentra localizado en una región de un alto interés científico, caracterizado por su papel dentro de las dinámicas a nivel mundial. Influye en los sistemas de climáticos regionales y global (Barry et al., 1993; Rigor et al., 2002), ya que la cubierta helada del Océano Ártico modera en gran medida en el balance de energía cambiando el albedo superficial del océano y controla los flujos verticales de calor (Aagaard et al., 1985; Clark, 1990; Nürnberg et al., 1994). Igualmente, también influencia la circulación oceánica global (Zakharov, 1997). Desde los tiempos pasados, la importancia del Océano Ártico en las dinámicas globales ha sido objeto de estudio por parte de colectivos científicos de diversas ramas de la ciencia.

³ http://www.mnh.si.edu/arctic/html/resources_glossary.html#e , 5/03/2006

Las primeras expediciones respondieron a la necesidad europea de rutas marítimas hacia Oriente. La búsqueda del paso del noroeste comenzó a partir de 1490 con los viajes del inglés Giovanni Caboto. En 1576, el explorador inglés sir Martin Frobisher alcanzó el Ártico canadiense. En 1587 John Davis navegó a través de lo que se conoce en la actualidad como el estrecho de Davis, entre Groenlandia y la isla Baffin. En 1610 Henry Hudson avistó la bahía que más tarde sería bautizada con su nombre. En 1728, Vitus Jonassen Bering dirigiendo una expedición rusa descubrió el estrecho que lleva su nombre, y que separa Siberia de Alaska (*véase figura 3.1.*)

Figura 3.1. Topografía del Océano Ártico



Fuente: Harms et al. 2000

En 1874, durante la expedición polar de bandera austriaca dirigida por Weyprech, se recogieron interesantes datos sobre la deriva de las masas de hielo y sobre las condiciones predominantes en el Ártico. Además se descubrió la tierra de Francisco José. A pesar de la información tan valiosa sobre el Ártico que se obtenía en las diferentes expediciones científicas, Weyprech consideró que ésta únicamente permitiría adquirir un grado limitado en el avance del conocimiento de la región. Ya que estos datos no podrían ser evaluados

debidamente por carecer de observaciones continuas que permitieran un estudio comparado de los resultados obtenidos.

El propio Weyprech observó: “*Pero, a pesar de todo interés que estas observaciones puedan tener no poseen un valor científico, incluso las cifras a lo largo de la columna pueden haber sido causadas bajo otras circunstancias. Únicamente, nos dan una visión de los efectos extremos de las fuerzas de la naturaleza en las regiones árticas, pero nos deja completamente en la oscuridad respecto a sus causas.*”⁴

Por ello, sugirió el establecimiento de puestos de observación con la finalidad de recoger datos de forma continua y, así, poder realizar nuevos progresos en materia de investigación polar. Esta idea quedó recogida en su conferencia “*Principios básicos de la investigación ártica*” que tuvo lugar en 1875 en Austria. Y, a partir de ésta y de las sucesivas conferencias que tuvieron lugar en los años posteriores se fue esbozando la necesidad de organizar un Año Polar Internacional (IPY, en sus siglas inglesas). El Primer IPY tuvo lugar entre el 1 de agosto de 1882 al 1 de septiembre de 1883. Fue entonces cuando se instalaron las primeras estaciones-observatorios (*figura 3.2.*), con un total de 48 y se realizaron importantes avances en el conocimiento del Ártico ((Baker, 1982; Dawson 1886; Buedeler, 1957; Chapman, 1959; <http://www.arctic.noaa.gov/aro/ipy-1/>; US Committee to the Internacional Polar Year 2007-2008⁵).

Figura 3.2. Principales estaciones del I IPY en el Ártico



Fuente: <http://www.ipy.org/development/history.htm>

⁴ <http://www.arctic.noaa.gov/aro/ipy-1/History.htm>. 12/3/2006.

⁵ <http://dels.nas.edu/us-ipy/history.shtml>

En septiembre de 1893, Nansen intentó cruzar el polo norte a bordo del barco llamado “*Fram*”. El “*Fram*” alcanzó los 86°14’ latitud Norte, a poca distancia del Polo Norte, en agosto de 1896. Al quedar bloqueado por los hielos demostró la deriva de los bancos de hielo bajo la influencia del viento (espiral de Ekman), y se realizaron las primeras observaciones de sedimentos del hielo marino en la parte oriental de la Cuenca Euroasiática (Nansen, 1897, 1906; Gran, 1904) y por sucesivas expediciones árticas (Tarr, 1897; Kindle, 1909; Poser, 1933; Sverdrup, 1931, 1938; Usachev, 1938). Ya, desde las primeras observaciones, se sugirió el transporte eólico como un factor de incorporación dominante al hielo marino.

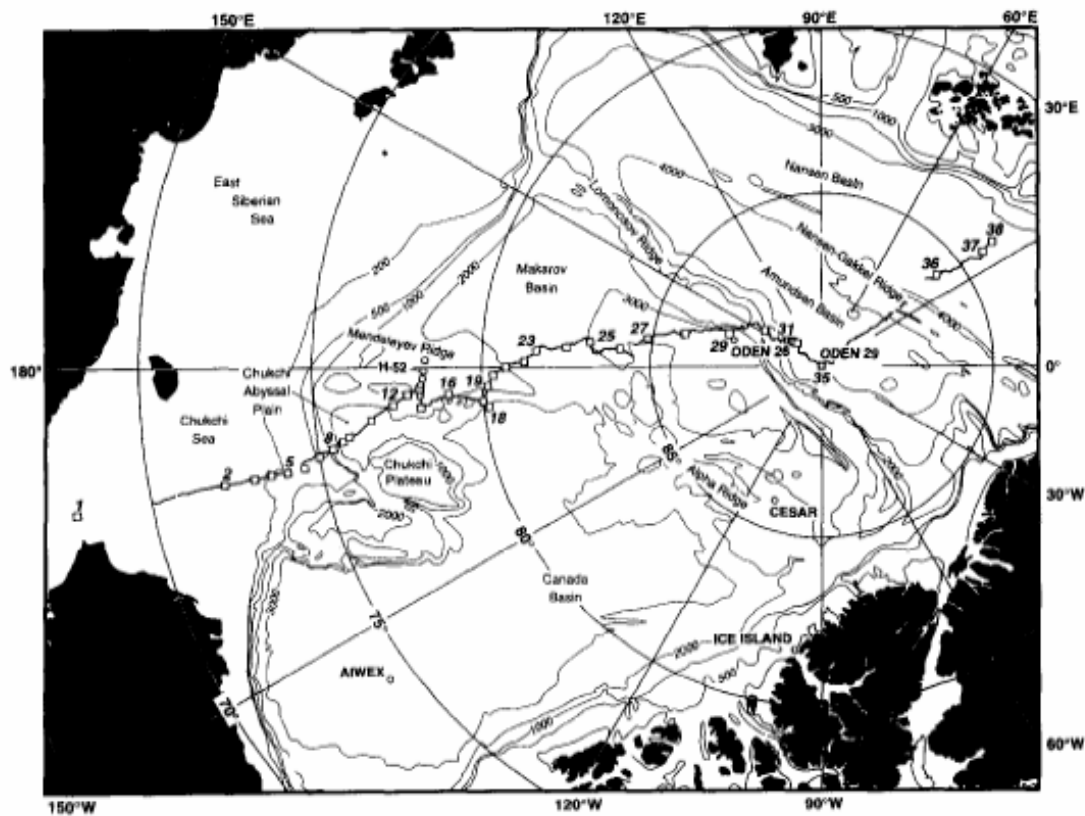
Cincuenta años más tarde, de 1932 a 1933, se celebró el II IPY. Se organizó a partir de una iniciativa de la Organización Meteorológica Internacional (OMI) que consistía en estudiar las implicaciones planetarias de las *jet stream* (*corrientes en chorro*). Este segundo IPY permitió obtener progresos en los campos de la meteorología, del geomagnetismo y de la ciencia de la atmósfera, al igual que en la cartografía de los fenómenos ionosféricos. Así mismo, dio lugar a la creación de 114 estaciones de observación en el Ártico. Durante el periodo que separa ambos acontecimientos, el hombre había llegado a la Antártica, se tenía constancia de los rayos cósmicos, así como nuevos datos sobre la composición y condiciones atmosféricas (Buedeler, 1957; US Committee to the Internacional Polar Year 2007-2008).

El Año Geofísico Internacional (AGI), celebrado en 1957 - 1958, fue organizado por el geofísico norteamericano L.V. Berkner. Como consecuencia de los grandes avances que habían tenido lugar tras el II IPY, Berkner consideró oportuno realizar el mismo tipo de evento cada 25 años y no cada 50 años como había sucedido con los IPY. El AGI aportó extensa información sobre el conocimiento del Ártico, estableciéndose más de 1000 puestos de observación, puestos que registraran toda clase de fenómenos. Acabó con la culminación de la creación del Tratado Antártico en 1959, reservando la Antártida para la investigación científica con fines pacíficos. El acuerdo entró en vigor en 1961, y actualmente ha sido firmado por un total de 27 países (Buedeler, 1957; US Committee to the Internacional Polar Year 2007-2008).

A principios de la década de los ochenta, un equipo internacional de científicos inició un estudio a largo plazo del casquete polar de Groenlandia, mediante el análisis de los núcleos de hielo obtenidos de la perforación de la superficie alcanzando profundidades de

2036 metros. En 1986, en la isla Axel Heiberg perteneciente al Ártico canadiense, se encontró el bosque fosilizado más grande hallado en el Ártico hasta la fecha, con una antigüedad de 45 millones de años, que provocó interesantes preguntas acerca de las cambiantes condiciones medioambientales en el pasado geológico del continente⁶.

Figura 3.3. Localizaciones de CCGS Louis S. *Sf-Laurent* de la expedición AOS94 a través del Océano Ártico vía Polo Norte. La trayectoria de la campaña esta ilustrada por las posiciones de los sondeos de profundidad del fondo marino recogidos del mar polar de USCGC durante AOS94. En relación a la nomenclatura, observamos la Cuenca Canadiense dividida en la Cuenca de Canadá y de Makarov, la meseta de Chukchi, la llanura abisal de Chukchi, la Cuenca Eurasiática incluye la Cuenca de Nansen y de Amundsen.



Fuente: Swift et al., 1997

En 1977, un barco rompehielos ruso alcanzó el Polo Norte. En 1989, se desarrolló la primera sección oceanográfica a través de la Cuenca de Nansen (Anderson et al., 1989). La expedición ODEN-91 realizó una sección en la cuenca de Amundsen y de Nansen, extendiéndose en la Cuenca de Makarov en 1991. En 1994 se realizó la primera campaña

⁶ Regiones árticas, Enciclopedia Microsoft® Encarta® Online 2006

oceanográfica cuya trayectoria discurría desde el Estrecho de Bering hasta el Estrecho de Fram (*véase figura 3.3.*), es decir, atravesando el Océano Ártico de un extremo a otro, vía el Polo Norte (estación número AOS-35) (Swift et al., 1997). De dicha expedición se obtuvo interesantes descubrimiento. Algunos de ellos son; la biomasa del mesozooplankton aumenta con la latitud, la capa Atlántica del Océano Ártico resultó tener una temperatura de 0,5-1°C más calida que antes de 1993, la observación de sedimentos en el hielo marino del mar de Chukchi en el Polo Norte, la macrofauna bentónica se encontró que es abundante, con poblaciones superiores en la Cuenca Canadiense que en la Cuenca Euroasiática⁷.

A pesar de la gran cantidad de estudios sobre el Océano Ártico realizados hasta la fecha, todavía hoy quedan muchos enigmas por descubrir en este área donde se mezclan aguas procedentes del Atlántico, Pacífico y agua dulce continental.

Actualmente se está preparando un nuevo Año Polar Internacional (www.ipy.org; <http://www.international-polar-year.de/>; <http://www.ipy-api.ca/>) que tendrá lugar del 2007 al 2008, impulsando de nuevo el estudio en estas regiones, todavía bastante desconocidas.

3.2. Estudios relacionados con la radionúclidos y el hielo marino del Ártico.

En este apartado se realiza un análisis de las publicaciones existentes relacionadas con el estudio de radionúclidos en el hielo marino del Océano Ártico. Primeramente, se describe la evolución histórica de la radioactividad. En el segundo lugar, se consideran una serie de estudios relacionados con la cuantificación de la presencia de radionúclidos, así como con la utilización de los radioisótopos en el hielo marino del Océano Ártico como trazadores de procesos ambientales.

3.2.1. Evolución histórica de la radioactividad

La radioactividad es un fenómeno universal que ha existido desde el principio de los tiempos, pero, no fue hasta 1896 cuando se describió por primera vez por Henri Becquerel confirmando la radiación. Un año antes, en 1895, Honrad Wilhelm Rontgen descubrió los

⁷ The 1994 Arctic Ocean Section. The First Major Scientific Crossing of the Arctic Ocean. Edited by Walter Tucker and David Cate Compiled by Vicki Keating 1996.

rayos X. La radioactividad fue descubierta accidentalmente por los efectos de la exposición de una placa fotográfica de plata con un mineral que contenía uranio. Posteriormente, Pierre Curie junto con su mujer Maria Curie-Sklodowska detectaron dos nuevas fuentes de radioactividad, el radio y el polonio. En 1899, Ernest Rutherford describió las partículas alfa y beta, y Paul Villard descubrió y describió los rayos gamma emitidos por el radio al año siguiente. En 1913, Soddy desarrolló el concepto de isotopía. Y en 1927, Geiger y Müller llevaron a cabo la puesta a punto de un detector de radiaciones, dando lugar al detector que lleva su nombre.

La primera transmutación artificial de un elemento a otro tuvo lugar en 1919 por E. Rutherford. El experimento consistió en bombardear nitrógeno ^{14}N estable con partículas alfa, produciendo oxígeno estable ^{17}O y ^1H .

El neutrón no fue descubierto hasta 1932 por James Chadwick (1891-1974), ese mismo año Carl David Anderson descubrió el positrón, y Harold C. Urey descubrió el deuterio (2H) en 1933.

La radioactividad natural era la única fuente de radioactividad conocida hasta que tuvo lugar en el descubrimiento de los radionúclidos artificiales por Frédéric Joliot e Irène Curie en 1934. Bombardearon con partículas alfa una lámina de aluminio y, para determinar la interacción, midieron la variación de la intensidad de la radiación en el otro lado de la hoja de aluminio. Después de interrumpir el bombardeo, la placa de aluminio seguía emitiendo radiación. Pero, además, la intensidad de la radiación emitida disminuía siguiendo la ley del decaimiento radiactivo encontrada por Rutherford y Soddy, y observaron que la vida media era muy corta. Partiendo del aluminio, que tiene 13 protones y 14 neutrones, terminaron obteniendo fósforo-30 (15 protones y 15 neutrones), un radionúclido artificial, ya que el fósforo presente de forma natural contiene 16 protones y 15 neutrones.

La producción artificial de la radiactividad provocó una serie de nuevos descubrimientos. Además de las partículas utilizadas por los esposos Joliot-Curie, existían otro tipo de proyectiles para producir radiactividad artificial. Uno de los descubrimientos más importantes fue el de Enrico Fermi, quien descubrió la fusión nuclear. Fermi consideró la posibilidad de bombardear los núcleos con neutrones, partículas descubiertas en 1932 por Chadwick, originando con ello radioactividad artificial. Al bombardear un núcleo de uranio-235 con neutrones se produce una inestabilidad en el núcleo. Esta inestabilidad provoca que se divida el núcleo en dos fragmentos aproximadamente iguales.

Pero además de dividirse también se emiten neutrones. En caso particular del uranio-235 los neutrones emitidos pueden causar una nueva fisión, dando lugar con ello a una reacción en cadena. Este fenómeno se conoce como fisión nuclear.

3.2.2. Estudios relacionados con el estudio de radionúclidos en el hielo marino del Océano Ártico.

Se han realizado estudios basados en la utilización de radionúclidos para la descripción de procesos ambientales que tienen lugar en la región ártica. A comienzos de la década de los años cincuenta, W. Dansgaard (Universidad de Copenhague) muestra que las variaciones estacionales de nieve depositada podían interpretarse mediante la composición isotópica⁸. Técnica importante de datación.

Los isótopos se han empleados para datar, como los procesos de sedimentación (Appleby y Oldfield, 1992) mediante la utilización de ^{210}Pb , ^{137}Cs e isótopos de Pu o como geocronómetros (i.e. $^{240/239}\text{Pu}$ Koide et al., 1985). También se han utilizado para el estudio de diferentes procesos ambientales, como los procesos de *scavenging* (Carpenter et al., 1987; Buesseler et al., 1987, Livingston et al. 1984) o de procesos de circulación (Kupferman et al., 1979; Bowen et al., 1980; Livingston et al., 1982a, 1982b, 1984, 1985), para el estudio de ciclos biogeoquímicos tales como el del carbono orgánico (i.e. ^{234}Th y ^{210}Po ; Cochran y Masqué 2003). Asimismo, para estimar los tiempos de transito desde las fuentes hasta las zonas de ablación (i.e. ^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{240}Pu , ^7Be , ^{239}Pu ; Masqué et al. submitted). Igualmente, pueden ser empleados como proxies de paleocirculación y paleoproducción oceánica (i.e. $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$; Scholten et al., 1995, Edmonds et al., 2004; McManus et al., 2004).

Un ejemplo concreto, el ^{210}Pb . El primer trabajo que utiliza el ^{210}Pb para establecer la geocronología de los campos de nieve fue realizado en 1963 por Golderg, y en 1972, Koide et al., lo empleo en los sistemas marinos. El ^{210}Pb posee un tiempo de vida media de 22,3 años, siendo especialmente útil para los estudios cronológicos para un periodo de 100 años. Algunos ejemplos en el campo de la glaciología son Crozaz y Langway (1966); Sanak y Lambert (1977); Nijampurkar et al. (1982) y Gäggeler et al. (1983). En el campo de la limnología se encuentra el trabajo de Krishnaswamy y Lal (1978) o en oceanografía por Craig et al. (1973), así como en estudios relacionados con la atmósfera (Jacobi y André,

⁸ RTD Info. Magazine on European Research. Special Issue. May 2005.

http://ec.europa.eu/research/rtdinfo/special_pol/index_es.html

1963; Bhandari, 1965; Joshi et al., 1969). También durante la década de los 60 se emplean diferentes métodos para datar los testigos de sedimentos del Océano Ártico, incluyendo ^{14}C (Ku y Broecker, 1967; Hunkins y Kutschale, 1967) o bien ^{230}Th (Ku y Broecker, 1967).

A lo largo de la década de los noventa continúan publicándose una gran cantidad de estudios relacionados con radionúclidos, tanto de origen natural como antropogénico. Pero no fue hasta el informe de Yablokov (Yablokov et al. 1993) con el que se informa de la contaminación radiactiva del Océano Ártico ruso. A partir de ese momento, se realizó el interés por el estudio del comportamiento de los radionúclidos artificiales en el Océano Ártico y las implicaciones que podrían ocasionar. A éste informe le siguieron numerosas investigaciones sobre la contaminación radioactiva, como el estudio de nuevas fuentes de contaminación o la distribución de los diferentes isótopos radioactivos en el Océano Ártico. Por ejemplo, Aarkrog (1994) informa de las principales fuentes de radioactividad antropogénica en las regiones polares, considerando el *fallout* global como la fuente más común, aunque anteriormente ya había sido estudiado el ratio de los isótopos de Pu, pudiendo distinguir entre el *fallout* estratosférico o global y el *fallout* troposférico (Krey et al., 1976; Linsalata et al., 1980; Beasley et al., 1981; Koide et al., 1985). Kershaw y Baxter (1995) manifiestan la transferencia de las descargas de radioisótopos por parte de las plantas de reprocesamiento europeas hacia el Océano Ártico, considerándose como otra fuente de radionúclidos en el Ártico.

Los estudios de modelización de focos y de las trayectorias de los radionúclidos antropogénicos con el hielo marino y las masas de aguas oceánicas han asentando la importancia del estudio de la distribución de los radionúclidos en los distintos compartimentos del Océano Ártico (agua, sedimento del fondo y hielo). El primer estudio que puso de manifiesto la importancia del hielo marino como mecanismo de transporte de contaminantes fue Pfirman et al. (1995). En dicho estudio se informa de los escasos datos disponibles de radionúclidos en SIS. Posteriormente, en 1997, Meese et al. evidencian el transporte de los radionúclidos por el hielo al determinar valores de ^{137}Cs en los sedimentos del hielo marino (SIS) e identifican el posible origen del hielo. A este estudio le siguen el realizado por Landa et al. (1998), Dethleff et al. (2000b), Masqué et al. (2003) donde se indica el especial interés de la determinación del transporte de radionúclidos mediante el hielo marino para poder ser utilizados como trazadores en el Océano Ártico. Los radionúclidos pueden ser útiles para determinar la escala de tiempo de los movimientos del hielo marino (i.e. el ratio $^{210}\text{Pb}/^7\text{Be}$, Masque et al. submitted), o estimar la importancia de

procesos como el *scavenging* (Cochran et al., 1995; Huh et al., 1997), así como la distribución de radionúclidos debido al hielo (Cooper et al., 1998).

Bloque II. Descripción, Localización y Fundamentos

4. Localización geográfica

El Ártico no es un ecosistema uniforme. Historias geológicas diferentes, corrientes oceánicas calientes y frías, y variaciones en los patrones del clima conllevan la diversidad de escenarios.

AMAP

A continuación se realiza la descripción de la localización geográfica del Océano Ártico.

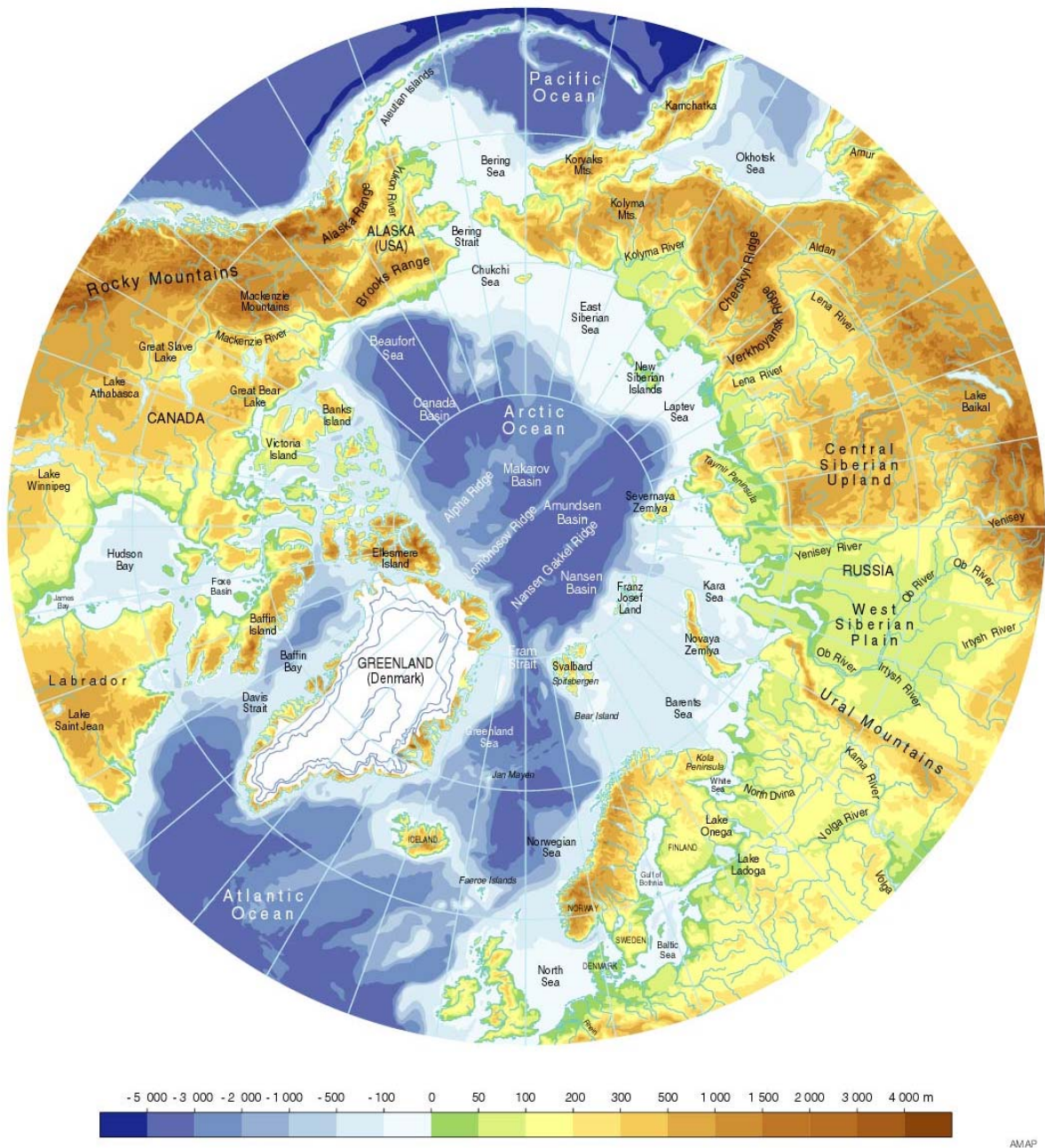
4.1. Océano Ártico

El **Océano Ártico** es el océano circumpolar localizado en el hemisferio Norte, entre América y el continente eurasiático, cubriendo una superficie de 14 millones de kilómetros cuadrados y almacenando un volumen de $17 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ de agua. Se encuentra entre tierras, de ello que algunos autores le den el nombre de “mediterranean” (*Figura 4.1.*). Una gran parte de su extensión está cubierta por hielo, ya sea de forma perenne o estacional. En verano el hielo marino cubre 7 millones de Km^2 , mientras que en invierno ocupa 14 millones de Km^2 (Maykut, 1985; AMAP ⁹, 1997).

El Ártico Central se encuentra dividido por tres dorsales submarinas paralelas que influyen de forma significativa en el intercambio de agua, así como en la dirección y en la magnitud de los flujos. Su parte central, la Cuenca Polar, es la más extensa y ocupa aproximadamente un 70% de su superficie total del Océano Ártico. Esta cuenca se divide a su vez en dos sectores, el eurasiático y el canadiense, separados entre sí por la dorsal de Lomonosov -siendo ésta una importante característica topográfica en términos oceanográficos-. La dorsal de Lomonosov es una barrera rocosa submarina que se extiende desde el mar de Laptev, en Siberia, hasta el noroeste de Groenlandia. La principal conexión entre el Ártico y el Atlántico se establece a través del estrecho de Fram, entre Groenlandia y el archipiélago de Svalbard, con 2600 metros de profundidad máxima y una anchura de 600 km. Su conexión con el Pacífico se establece a través del estrecho de Bering, de 85 Km. de ancho y con una profundidad de 50 metros. Por dicha razón, el intercambio de agua entre la cuenca euroasiática y el Océano Atlántico es más importante que entre la cuenca canadiense y el Océano Pacífico.

⁹Arctic Monitoring Assessment Programme

Figura 4.1.: Localización geográfica del Ártico



Fuente: Topography and bathymetry of the Arctic (based on the ETOPO5 data set, NOAA 1988). En: AMAP, Arctic Monitoring Assessment Programme. 1997, Oslo. Arctic Pollution Issues: A state of the Arctic environment report.

En el sector euroasiático destaca la dorsal Gakkel, que discurre paralela a la dorsal Lomonosov, con 2800 metros de profundidad aproximadamente. Dicha dorsal divide al sector euroasiático en dos cuencas aproximadamente de las mismas dimensiones; la Cuenca de Amundsen hacia el Océano Ártico central y la Cuenca de Nansen hacia el norte de

Europa/Siberia. Dentro del sector canadiense, la dorsal Alpha-Mendeleyev separa el sistema en la estrecha cuenca de Makarov a lo largo de la dorsal de Lomonosov y la gran cuenca de Canadá extendiéndose hacia Alaska (véase figura 4.1.).

La plataforma continental del Océano Ártico ocupa un 30% de su área total, presentando una anchura de 500- 900 km. en la cuenca euroasiática y de 200 km. en la canadiense. Las extensas plataformas continentales que se extienden hacia el norte de Euroasia se dividen en cinco mares separados entre ellos por varias islas y penínsulas; Mares de Barents, Kara, Laptev, Siberiano del Este y Chukchi. Se puede destacar la superficie entre Novaya Zemlya y Svalbard, con 900 Km. de anchura, por ser la plataforma continental más grande del mundo (Schlosser et al., 1995a). En cambio, los plataformas que bordean el continente de América del Norte son mucho más estrechas (50 a 100 km.) (AMAP, 1997).

Figura 4.2.: Cuenca hidrográfica del Ártico con los ríos principales y sus descargas anuales, las cuencas hidrológicas y las áreas de las líneas divisorias y de captación del Océano.



Fuente: AMAP, 1997.

Una gran parte de las existencias de agua dulce del planeta Tierra se encuentran almacenadas en casquetes polares y de glaciales (85% del total de agua dulce del planeta¹⁰). Los dos principales campos de hielo permanente son el banco de hielo del Océano Ártico y el banco de hielo que cubre Groenlandia, con 8 millones de Km² y 1,7 millones de Km², respectivamente. Juntos representan el 10% del agua dulce del planeta (UNEP¹¹, 2003). El manto de hielo de Groenlandia produce cerca de

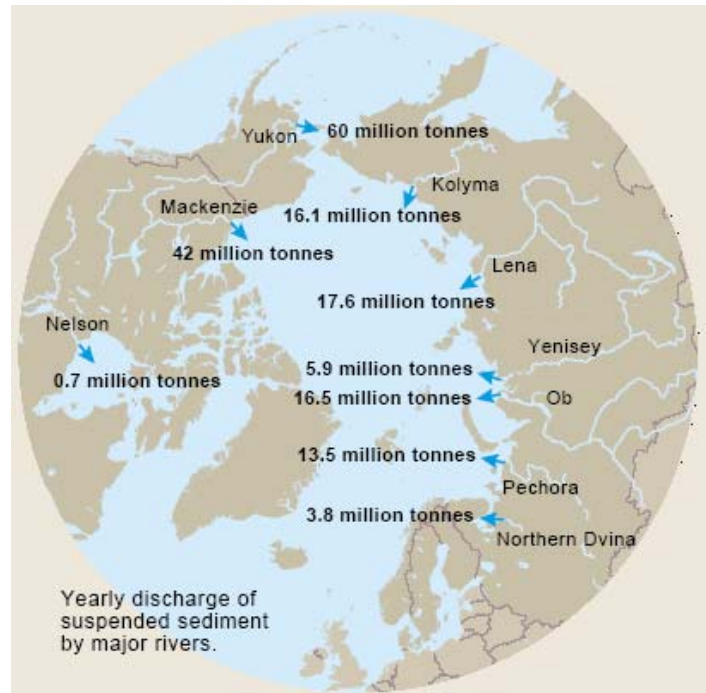
¹⁰ U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220 (1987).

¹¹ UNEP, United Nations Environment Programme

300 Km³ de icebergs por año. Aagaard y Carmack (1989) estiman que la mayoría de agua dulce del Océano Ártico se encuentra almacenada en la Cuenca Canadiense, con 45800 Km³, respecto a los 12200 Km³ almacenados en la Cuenca Euroasiática. En cambio, la mayor parte de la descarga de agua fluvial desembocan en las plataformas continentales eurosiberianas (1910 Km³ anuales) (*figura 4.2.*).

En el Ártico se encuentran varios de los ríos más grandes del mundo (*Figura 4.2.*) que vierten aproximadamente 4200 Km³ de agua dulce en el Océano Ártico por año, junto con alrededor de 221 millones de toneladas de sedimento (AMAP, 1997; Crane y Galazo 1999). Más de 73 millones de toneladas entran por los seis grandes ríos de Rusia, 60 millones de toneladas desde el Yukon en los Estados Unidos, y 42 millones de toneladas de sedimentos desde el Mackenzie y el río Nelson en Canadá con 0,7 millones de toneladas

Figura 4.3. Descarga de sedimentos en suspensión por los principales ríos



Fuente: AMAP, 1997

y el río Nelson en Canadá con 0,7 millones de toneladas (*figura 4.3.*).

4.2. Estructura Hidrográfica y circulación oceanográfica

Nansen (1906) clasificó las aguas del Océano Ártico en tres masas de agua diferente: i) la superficial; ii) la atlántica; iii) la profunda. Sus principales características son discutidas por Aagaard et al. (1985a) y Anderson et al. (1989, 1994). La circulación oceanográfica es diferente para cada tipo de masa de agua. La hidrología del Océano Ártico está fuertemente influenciada por las extensas plataformas continentales -30% de la superficie total-, primero por el tiempo de residencia de los inputs de agua en las plataformas antes de entrar en el océano interno, y segundo por la formación de hielo, responsable de la formación de agua salada (Weeks y Ackley, 1986), tiene lugar principalmente en las plataformas continentales (Aagaard et al., 1981).

La corriente superficial (0-200 metros) se origina en los distintos mares marginales costeros, procedente de las mezclas de aguas locales que se encuentran por debajo de la cubierta de hielo. Es una masa de agua variable, cuyas propiedades están influidas por la estacionalidad de la formación de hielo y el aporte de agua de los ríos. Se puede dividir a su vez en Polar Mixed Layer (PML) (entre 30 y 50 metros de profundidad) y la haloclina (30 a 50m sobre los 200m de profundidad). Se localiza a una profundidad de 30-50m, con una temperatura de $-1,4^{\circ}\text{C}$ a $-1,7^{\circ}\text{C}$, pudiendo alcanzar los 200 m de profundidad, donde su temperatura es de 0°C . La haloclina se puede dividirse en dos tipos, la del Pacífico formado en el mar de Beaufort y Chukchi con salinidad de 33,1, y la haloclina del Atlántico con una salinidad de 34,2, producida en las plataformas euroasiáticas (Jones and Anderson 1986, Aagaard and Carmack, 1989). La circulación de la capa de agua superficial está íntimamente relacionada con el movimiento de la capa de hielo suprayacente, esta característica ha permitido que el estudio de la circulación de la capa superficial de agua se haya estudiado a través del hielo marino. A largo plazo el hielo Ártico se incorpora en el Giro de Beaufort ocupando la mayor parte de la cuenca canadiense y girando en el sentido de las agujas del reloj, o bien introducirse en la *Transpolar Drift Stream* (TDS) fluyendo desde el polo hacia el Estrecho de Fram, alcanzando el Atlántico Norte. Las aguas superficiales de la Cuenca Euroasiática tienden a moverse de este a oeste, siguiendo el TDS.

La masa de agua atlántica se caracteriza porque tiene un rango de temperaturas máximas a media profundidad entre $0,5$ a 4°C . Se encuentra situada por debajo de la capa de agua superficial. Ésta penetra en el Océano Ártico con una temperatura superior a los 3°C y una salinidad de 35%, dividida en dos partes: i) una se incorpora a través del Estrecho de Fram siguiendo la costa oeste de Svalbard, enfriándose progresivamente al avanzar hacia latitudes más septentrionales donde se hunde alcanzando una profundidad hasta los 800-900 metros, por debajo del agua superficial -menos salina-. Esta corriente templada ($0,5^{\circ}\text{C}$ - 4°C) es la responsable de la ausencia de hielo en la bahía occidental de Svalbard durante todo el año. La dorsal Lomonosov es alcanzada aproximadamente 3 años y tarda otros tres años más o menos llega al norte de Alaska en la Cuenca Canadiense (Timofeyev, 1961); ii) el otro ramal de agua atlántica, *West Spitsbergen Current* (WSC), se introduce pegado a la plataforma del mar de Barents afectando las condiciones medioambientales de la parte oriental de Svalbard, el norte de la península de Novaya Zemlya y el sector este del mar de Kara. (Figura 4.4.) La masa de agua atlántica se encuentra entre los 200 a 800 metros de profundidad. Se caracteriza por tener el calor suficiente como para provocar la fusión del hielo marino que cubre el *Polar Mixed Layer* (PML), pero la

haloclina ejerce una protección eficiente contra la ascensión del flujo de calor (Schlosser et al., 1995a). Su circulación sigue una trayectoria ciclónica, en contra de las agujas del reloj, y contraria a la dirección del agua superficial (*véase figura 4.4.*), Rudels et al. (1994) sugiere que la circulación de la masa de agua atlántica se encuentra influenciada por las características topográficas del Océano Ártico, como son las dorsales oceánicas paralelas unas a otras.

Figura 4.4. Diagrama de distribución de las diferentes corrientes (viento, ríos y corrientes oceánicas).



Fuente: Macdonald et al. 2005

El agua profunda se distingue entre el agua profunda de la Cuenca Canadiense y el agua profunda de la Cuenca Euroasiática, con una salinidad uniforme de 34,96‰ a 34,95‰, respectivamente. El agua profunda se extiende por debajo del agua templada atlántica, con temperaturas de -0,3°C a -0,4°C en la canadiense y, de -0,7°C a 0,8°C en la cuenca euroasiática. A su vez, el agua profunda de la Cuenca Euroasiática se subdivide en agua profunda (*deep water*) y agua del fondo (*bottom water*) (Aagaard et al. 1981, Smethie et al. 1988). Representa el 60% del volumen total (Schlosser et al. 1995a). El agua profunda de la Cuenca Canadiense únicamente puede intercambiarse con el agua profunda de la Cuenca Euroasiática a través de la Dorsal de Lomonosov (con profundidad aproximadamente de 1500 metros).

El Ártico recibe agua templada del Pacífico a través del estrecho de Bering, situándose por debajo del agua superficial en la cuenca canadiense (*Figura 4.4.*). Este flujo de agua representa, sin embargo, una décima parte de la cantidad incorporada en el Océano Ártico proveniente del océano atlántico. Se estima que la circulación sigue una trayectoria ciclónica a lo largo de la Cuenca Euroasiática siguiendo su perímetro (Smith et al. 1988; Aagaard, 1989). El intercambio de agua profunda únicamente puede tener lugar a través del Estrecho de Fram, la entrada procede del agua profunda del mar de Noruega -*Norwegian Sea Deep Water* (NSDW) con una salinidad media de 34,91- y del mar de Groenlandia -*Greenland Sea Deep Water* (GSDW) con una salinidad media de 34,89- Swift et al. 1983, Aagaard et al. 1985). El flujo de masa de agua neto a través del Estrecho de Fram es de -1Sv (*tabla 4.1.*).

Tabla 4.1. Flujos de masa de agua

De	Hacia	Sverdrup (10 ⁶ m ³ /s)
Atlántico Norte	Océano Ártico	4
Océano Ártico	Atlántico Norte (Estrecho de Fram)	5

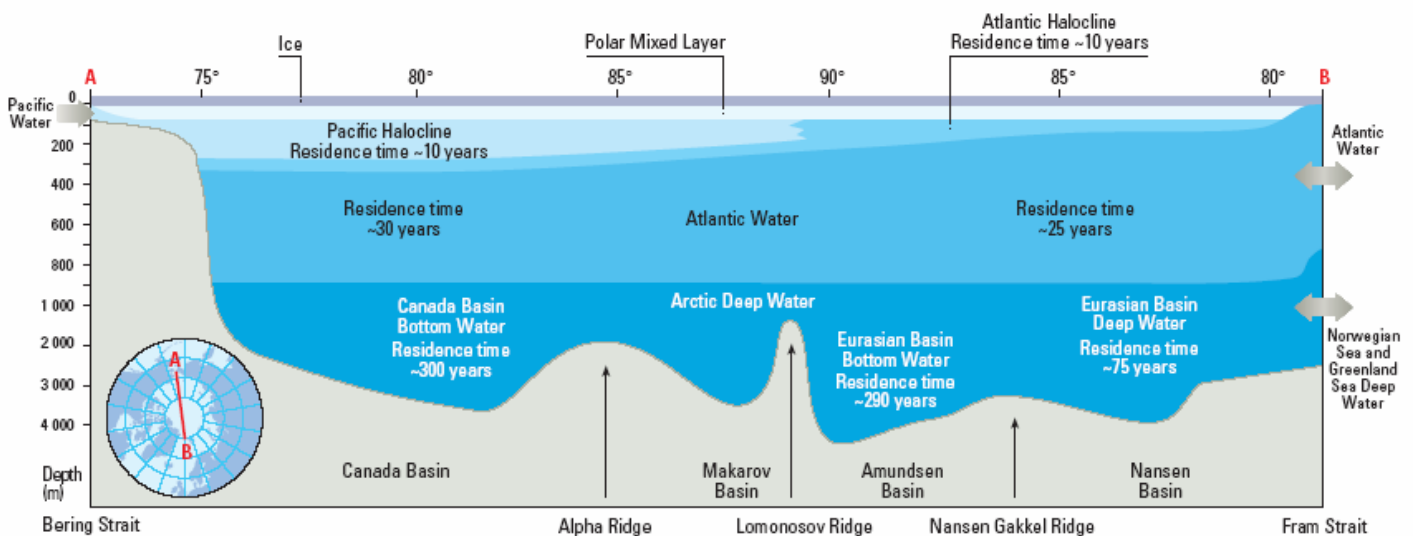
Fuente: Elaboración propia a partir de IAEA, 1999

El tiempo de residencia de las aguas del Océano Ártico varía desde unos pocos años a varios centenares, dependiendo de la localización y de la profundidad de éstas. Naturalmente, las aguas cercanas a la superficie se renuevan más rápidamente que las aguas profundas (Schlosser, et al. 1995a). El tiempo de residencia medio del agua dulce en las capas superiores de las cuencas profundas en el Océano Ártico es aproximadamente de unos 10 años según Aagaard y Coachman (1975) y Östlund y Hut (1984). Pero estudios realizados por Wallace et al. (1987, 1992) y Schlosser et al. (1990, 1994a, 1995b) sugieren

que las aguas superficiales se renuevan más rápidamente (aproximadamente entre 2 y 6 años) que las aguas haloclinas (por encima de los 15 años).

El agua de las plataformas de Kara y Barents permanece de 2-4 años en el Ártico (Colony y Thorndike, 1985; Rigor, 1992; Pfirman et al., 1997a; Eicken et al., 1997), y el agua profunda más cercana al fondo marino de la cuenca Polar presenta un tiempo de residencia de 250-300 años (Rey 1984; Scholten et al., 1995; AMAP, 1997), mientras que las aguas superficiales de TPD tienen un tiempo de residencia de unos 5 años desde las Plataformas Siberianas al Estrecho de Fram (Schlosser et al. 1995a). Las aguas atlánticas presentan tiempos de residencia diferentes dependiendo de la cuenca. Por ejemplo, para la Cuenca Euroasiática es aproximadamente 25 años, en cambio, para la Cuenca Canadiense es de unos 30 años (Aagaard y Greisman 1975, Wallace y Moore 1985). Las aguas inferiores del Océano Ártico presentan los máximos tiempos de residencia, siendo y el agua del fondo (*bottom water*) de la Cuenca Euroasiática la que menor tiempo de residencia presenta de ellas, 75 años (Bönisch and Schlosser 1995). Para el agua del fondo, los tiempos de residencia medios estimados a partir de datos de ^{14}C y ^{39}Ar son de 250-300 años para la Cuenca Euroasiática, y de 300 años para la Cuenca Canadiense (Schlosser et al. 1994b; Bönisch y Schlosser 1995) (véase figura 4.5).

Figura 4.5: Representación esquemática de la estructura en tres capas del Océano Ártico, con la capa superficial y el agua atlántica y el agua ártica profunda. (Aagaard and Carmack 1989). El tiempo de residencia de las diferentes masas de agua (Bönisch and Schlosser 1995).



Fuente: AMAP, 1997

5. Hielo marino en el Ártico

En el Océano Ártico se pueden distinguir diferentes tipos de hielo marino. Los espesores del hielo marino pueden variar desde regiones cubiertas por finas láminas de hielo recién formado hasta otras zonas donde se observa un gran espesor, con un grosor medio entre 2,5-4 metros (AMAP, 1997).

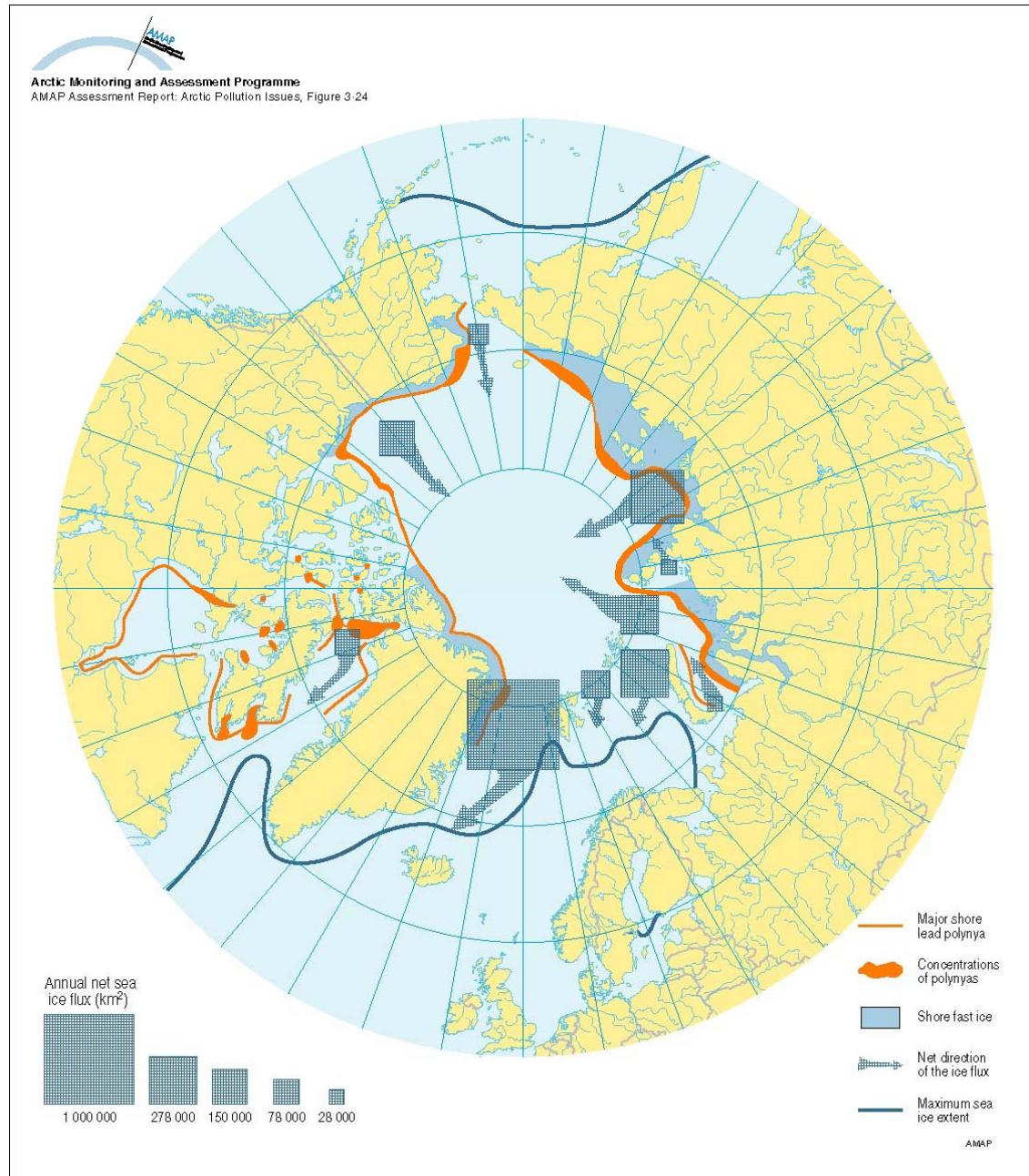
5.1. Formación y circulación del hielo marino

El agua marina tiene una salinidad aproximada de 34 (Coachman y Aagaard, 1974). Comienza a congelarse cuando las temperaturas están en torno a los $-1,89^{\circ}\text{C}$. La temperatura de la atmósfera es fría, por lo que el agua comienza a cristalizarse en la superficie, formando múltiples lentejuelas delgadas, llamadas *frazil ice*. Durante la formación del hielo se excluye la sal, dando lugar a un hielo con una salinidad inferior al agua de la cual se forma y/o proviene. De la misma forma que las sales solubles disueltas en la columna de agua son excluidas del hielo (Weeks y Ackley, 1986), dicho fenómeno también lo experimentan algunas especies químicas o sustancias disueltas en ella (Weeks, 1994). Pero, en cambio, el hielo formado en los mares someros siberianos incluye a menudo sedimentos y materia orgánica. Algunas sustancias o especies químicas tienden a absorberse a los sedimentos asociados al hielo, entre ellos, los radionúclidos (Stumm y Morgan, 1981). A continuación, estas partículas de *frazil ice* se aglutinan, uniéndose en haces embebidos de agua, provocando que el mar se vuelva opaco: es el estadio del *hielo grueso*. Cuando la capa acuática tiene poco espesor y está en calma, los cristales se organizan en una placa transparente; *nila*. Pero, en las zonas en que, por el contrario, el mar está agitado, las partículas sólidas terminan por aglomerarse en gruesos paquetes que las olas hacen entrechocar, y se transforman en una acumulación de placas circulares de bordes levantados: es el *pancake* o *galleta*. Finalmente, una vez que la temperatura de la atmósfera ha disminuido suficientemente, la capa helada se consolida y se hace compacta con un espesor de más de dos metros. En ciertas partes del Océano Ártico, las corrientes rompen la banquisa, y los vientos lo aprovechan para arrancar del *pack* grandes bloques, abriendo así canales conocidos con el nombre ruso de *polynyas*.

El hielo ártico se forma principalmente en los márgenes someros continentales, especialmente en el vasto margen siberiano de los mares de Laptev, Kara y Barents (Zakharov, 1966, 1976; Aagaard et al., 1981; Colony y Thorndike, 1985; Martin y Cavalieri,

1989; Reimnitz et al., 1992; Pavlov et al., 1994 y Dethleff et al., 1998). Durante la formación del hielo marino se incorporan sedimentos (Kempema et al., 1989; Reimnitz et al., 1992; 1993; Dethleff et al., 1993; Nürnberg et al., 1994; Meese et al. 1997).

Figura 5.1.: Flujos de hielo marino en el Océano Ártico



Fuente: AMAP, 1997

Los inputs de agua fluvial no son igual para cada uno de los diferentes mares donde se forma el hielo marino (*véase figura 4.2. y 4.3.*). De la misma manera, la exportación de hielo es diferentes para cada uno de ellos (*tabla 5.1. y figura 5.1.*). El mar de Laptev es el que exporta una mayor cantidad de hielo anualmente hacia el Océano Ártico central (350000

Km² anuales según Zacharov (1976), mientras que Rigor y Colony (1997) estima la exportación de hielo marino en 256000 Km²/a). El segundo mar con una mayor exportación de hielo anual es el mar de Kara, Zacharov (1976) lo estima en 180000 Km²/a, y Pavlov et al., (1994) valoran una tasa de exportación neta aproximadamente de 170 Km³/a (resultado de una exportación de 95000 Km² anuales y suponiendo un grosor del hielo de 1,8 metros), el siguiente mar que tiene una mayor exportación de hielo es el mar de Barents, entre 175000 a 100000 Km² anuales según Zacharov (1976) y Vinje (1985) (*Figura 5.1*). A través del Estrecho de Fram, principal zona de ablación del hielo marino, el East Greenland Current (EGC) conduce el hielo marino hacia el Atlántico Norte. Según Vinje (2001), durante la segunda mitad del siglo XX el flujo anual de exportación del hielo es aproximadamente 2900±20% km³ y según la IAEA¹² (1999) es de 2600 Km³. Existe una variación estacional en el intercambio de hielo. Por ejemplo, los mares de Barents y Kara exportan hielo hacia la Cuenca Ártica en invierno, y en cambio importan hielo de la estación estival (Zakharov, 1976). El flujo anual neto de intercambio de hielo en los mares de Kara y Barents a través del estrecho entre la isla de Franz Joseph y Novaya Zemlya se estima de 557 Km³ (278500 km², asumiendo que el grosor del hielo es de 2 metros) (Vinje, 1987). En cambio, Pavlov et al. (1994) indican que el flujo neto anual desde el mar de Kara y Barents a través de dicho estrecho podría ser inferior a los 198 Km³.

Tabla 5.1. Tasa de exportación de hielo de las zonas de formación

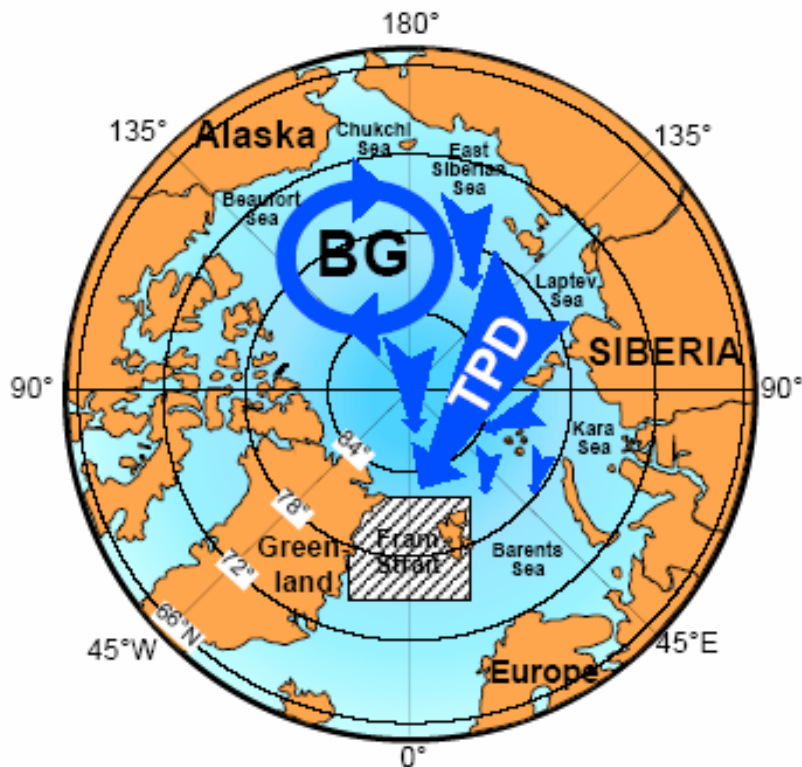
Desde	Hacia	Km ³ /a
Barents	Ártico	32-33
Kara	Barents (puerta de Kara)	4,6
Kara	Barents (Este de Novaya Zemlya)	140-198
Barents	Kara	20
Kara	Laptev	50
Kara	Arctic	170
Arctic o	Barents	43,5-58
Barents	Mar Blanco	50
Mar Blanco	Barents	13,6
Ártico	Mar de Groenlandia por la corriente este de Groenlandia vía Estrecho de Fram	2600

Fuente: IAEA, 1999. Radioactivity in the Arctic Seas, report for the International arctic seas assessment Project, IASAP) IAEA-TECDOC-1075.

¹² IAEA, International Atomic Energy Agency

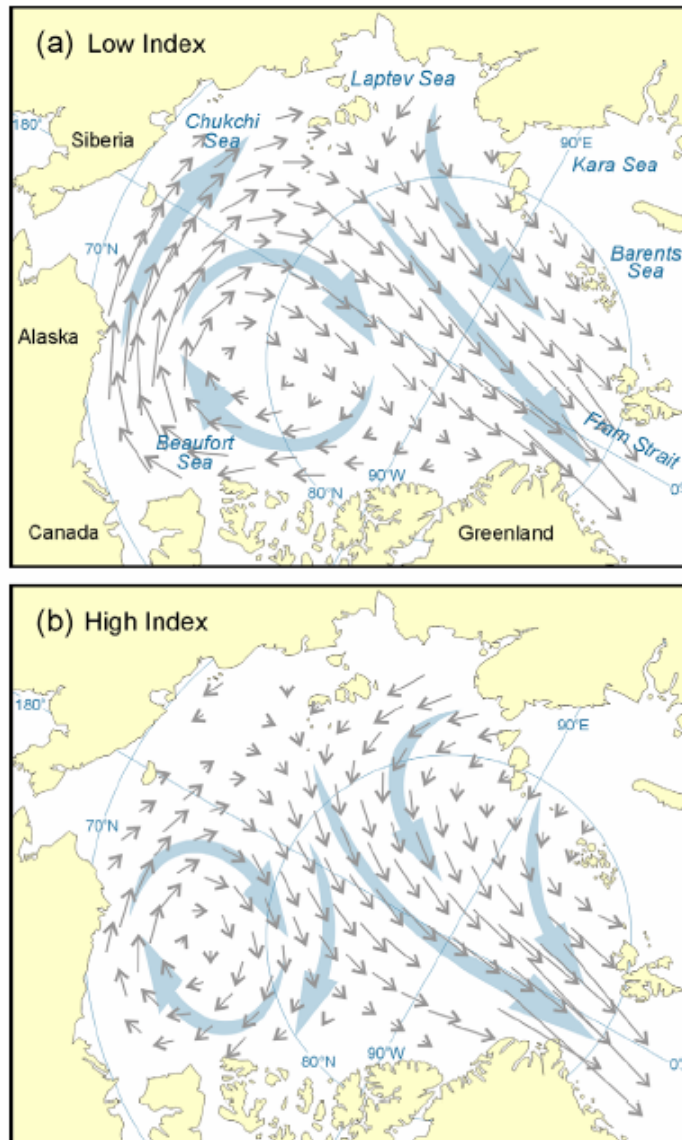
El movimiento general del hielo en el océano Ártico se organiza a través la deriva de TPD en el lado eurasiático del océano y el Giro de Beaufort en la Cuenca de Canadá (Barrie et al., 1998) (véase *figura 5.2*). El Giro de Beaufort ocupa toda la extensión de la Cuenca Canadiense y sigue una trayectoria circular siguiendo el sentido de las aguas del reloj. Este sería el modelo general de deriva del hielo, aunque a gran escala se ha observado como los patrones del movimiento del hielo experimentan cambios (Gudkovich, 1961). No es hasta el Internacional Arctic Buoy Programme (IABP) cuando se disponen de suficientes datos para trazar detalladamente la deriva del hielo marino, y para evaluar directamente el papel de las oscilaciones árticas (AO) desempeñan en relación a la variación de la trayectoria de la deriva del hielo. Los datos de IABP a partir de 1979 a 1998 sugieren dos tipos de movimiento característicos del hielo, uno durante el índice bajo de oscilaciones árticas (AO-) es decir, cuando se experimentan condiciones anticiclónicas -de baja presión- y el otro durante el índice alto de oscilaciones árticas (AO+), bajo condiciones ciclónicas -de alta presión- (véase *figura 5.3.a, b*, Proshutinsky y Johnson, 1997; Rigor et al., 2002).

Figura 5.2.: Esquema de los principales patrones de circulación del hielo marino en el Océano Ártico.



Fuente: Masque et al., 2003.

Figura 5.3. Diagrama de la deriva de hielo (a) años con índice AO₋ bajo (condiciones anticiclónicas) e (b) índice AO₊ alto (condiciones ciclónicas).



Fuente: Maslowski et al., 2000; Polyakov and Johnson, 2000; Rigor et al., 2002.

La circulación del hielo presenta dos diferencias según si está bajo el índice bajo o bien índice alto:

i) por un lado, durante las condiciones anticiclónicas (AO₋) (véase figura 5.3.a), el hielo desde el mar de Laptev es incorporado en el TPD presentando una tendencia a moverse directamente a través de la Cuenca Euroasiática y atravesar el mar de Groenlandia hasta alcanzar el Estrecho de Fram donde se produce su fusión. En cambio, durante las condiciones ciclónicas (véase figura 5.3.b), el hielo que ha sido incorporado en el TPD se caracteriza por describir un movimiento ciclónico a través de la Dorsal de Lomonosov y en la Cuenca de Canadá (Mysak, 2001).

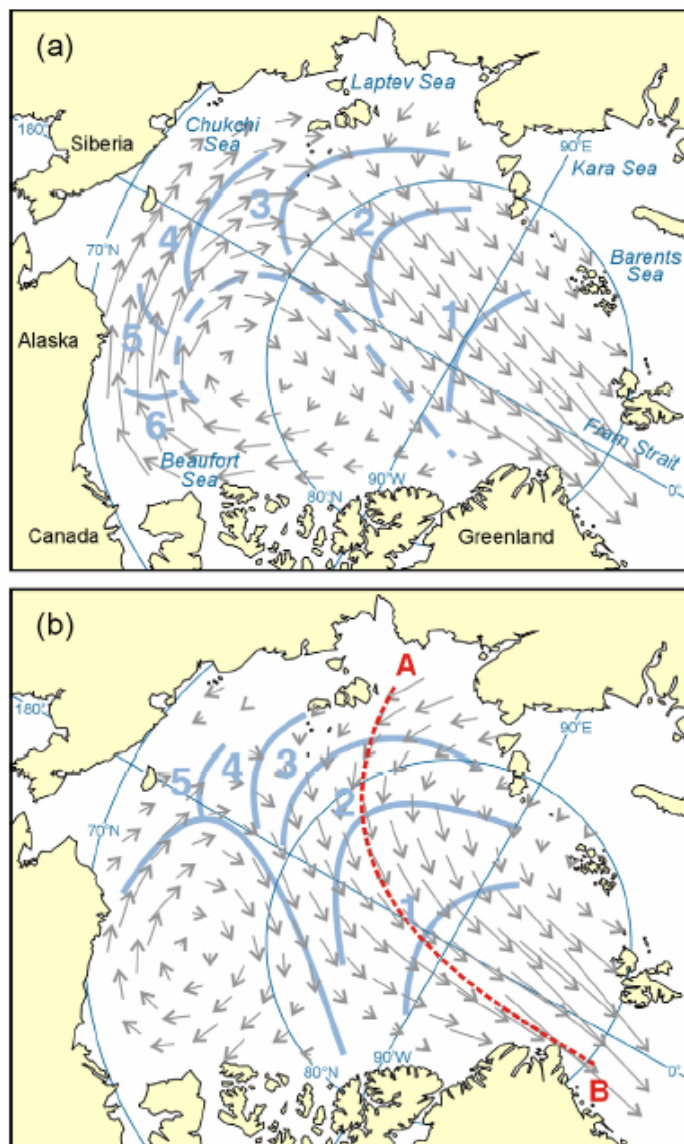
ii) por otro lado, durante las condiciones ciclónicas (AO₊) (figura 5.3.b), el Giro de Beaufort se caracteriza por experimentar una contracción hacia el mar de Beaufort. Como resultado se produce una mayor desconexión respecto al resto del Océano Ártico, originando una menor exportación de hielo hacia el Mar Siberiano del Este hacia el Ártico central e importando una mayor cantidad de hielo procedente de la región al norte del Archipiélago canadiense -región conocida por contener el hielo multi-anual más grueso del Océano Ártico- (Bourke y Garrett, 1987). En cambio, durante las condiciones de AO₋, Giro de Beaufort se expande,

ocupando gran parte de la Cuenca Canadiense. En la presente situación no se produce una incorporación de hielo desde el Archipiélago sino que provoca la exportación de hielo hacia el Mar Siberiano del Este.

Rigor y Colony (en Landa et al., 1998) manifiestan que aproximadamente un 20% del flujo total de hielo marino que atraviesa el Estrecho de Fram procede del Mar de Kara y Laptev. El hielo originado en los mares de Kara y Laptev puede alcanzar el Estrecho de Fram aproximadamente entre 2 y 4 años (Colony and Thorndike, 1985; Rigor, 1992; Pfirman et al., 1997a y Eicken et al., 1997), mientras que el hielo que entra en el Giro de Beaufort puede circular aproximadamente durante 5 - 15 años. (Thorndike, 1986). El rango de tiempo de tránsito del hielo marino hasta alcanzar el Estrecho de Fram varía según el área de formación. Esta variación oscila entre un año para el hielo procedente del Norte de Spitsbergen a seis años para el del Mar de Beaufort septentrional (Vinje et al., 1998). Aunque no únicamente

varia según la localización del área fuente, sino que también varía según las condiciones AO- o bien AO+, (figura 5.4. a, b, se muestran los tiempos de tránsito). Por ejemplo en

Figura 5.4. Tiempo en años que tarda en alcanzar el hielo marino el Estrecho de Fram durante (a) índice de condiciones AO- bajo (b) índice de condiciones AO+ alto. La línea A-B representa el transepto usado para describir el cambio del hielo marino durante la deriva, mostrado en la figura 5.5.



Fuente: Rigor et al., 2002.

condiciones anticiclónicas AO-, el hielo originado en el Mar de Chukchi alcanza el Estrecho de Fram en cuatro años, en cambio cuando se dan condiciones ciclónicas o AO+ el tiempo de tránsito asciende a cinco años (*figura 5.4. a,b*).

5.2. Importancia del hielo marino

El hielo marino y su variabilidad juegan un papel crucial en los sistemas climáticos regionales, del Hemisferio Norte y globales (Clark, 1990; Untersteiner, 1990; ARCUS¹³ report, 1993), así como en la circulación oceánica global (Zakharov, 1997). Esto influye en la circulación termohalina¹⁴, al proporcionar agua densa durante los periodos de formación del hielo y agua dulce superficial durante la estación de deshielo, primordialmente formado en los mares marginales del Ártico. Como resultado de las variaciones en la fusión del hielo marino la circulación termohalina se ve modificada (Carmack et al., 1998; Cubasch et al., 2001 y Quadfasel, 2005). Las variaciones en dicha corriente tienen consecuencias en el clima global ya que esta modela el transporte de energía desde el Ecuador a los Polos (Carmack et al., 1998). Clark et al. (1996), Peltier (2002) y Schmittner y Clement (2002) manifiestan que la mayoría de las fases de glaciación están influenciadas por las fluctuaciones en el sistema de circulación termohalina en los mares del Norte y Atlántico Norte como resultado de la liberación de agua dulce por el deshielo. Dicha afirmación también la recoge Holland et al. (2001), sugiriendo en base a simulaciones que las fluctuaciones en la exportación de hielo marino del Ártico pueden influir en la variabilidad de la circulación termohalina a través del flujo de agua dulce. La formación del agua profunda en el Atlántico Norte es absolutamente sensible al balance local de agua dulce (Aagaard y Carmack, 1989). La entrada masiva de agua dulce puede reducir la densidad del agua superficial e impedir así la formación de agua profunda. Por tanto, si la formación de agua profunda en el Atlántico Norte queda mermada, se debilita y/o se para como consecuencia de la fusión del hielo marino, no existe ningún otro mecanismo para garantizar la formación de agua profunda en cualquier otro lugar, y el principal resultado es el debilitamiento de la circulación termohalina (Stocker et al. 1992; Paillard y Labeyrie 1994; Rahmstorf, 1994, Cubasch et al. 2001 y Quadfasel 2005). Un posible resultado del

¹³ ARCUS, Arctic Research Consortium of the United States

¹⁴ Inversión de las aguas a escala mundial que se produce en los océanos como consecuencia de diferencias de densidad derivadas de la temperatura y la salinidad, considerándose el Océano Ártico como principal fuente de agua profunda (Aagaard et al. 1985).

debilitamiento de transporte de calor por los océanos supondría la suspensión de la corriente cálida hacia el Atlántico Norte, traduciéndose en un enfriamiento global. Los océanos polares se congelarían aumentando la formación y la extensión de la cobertura de hielo marino, incrementándose el albedo global, con el consiguiente enfriamiento del planeta. Basándose en esta idea, Vidal et al. (1997) y Zahn et al. (1997) proponen la inestabilidad de la circulación termohalina como la responsable principal de la variación de los ciclos cálidos y fríos.

Además, el hielo también proporciona una superficie para la deposición de partículas y nieve, así como un hábitat biológico sobre, dentro y debajo él (MacDonald et al., 2005).

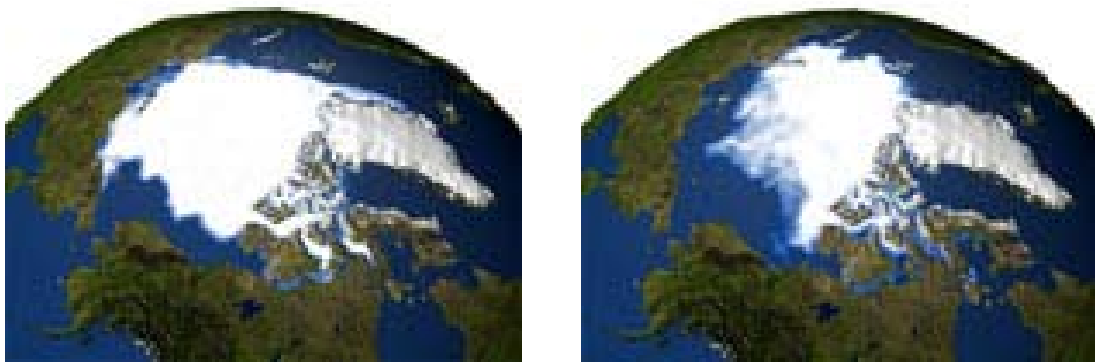
Actualmente, como consecuencia del cambio global que experimenta el planeta el Océano Ártico también resulta afectado (MacDonald et al., 2005). Éste, inevitablemente, conllevará grandes cambios en el ambiente físico, los cuales afectarán a los procesos que tienen lugar en el Ártico. Por ejemplo, estudios sobre modelos climáticos sugieren que el ambiente ártico reacciona particularmente sensible al cambio global del planeta (Manabe y Stouffer, 1994). Es evidente que se producirá una disminución de la extensión y el espesor del hielo Ártico. Kwok, investigador principal de JPL del proyecto “Sea Ice Thickness Derived From High Resolution Radar Imagery” expresa *'Sabemos que la extensión del hielo marino ha decrecido en los últimos 20 años, pero sabemos muy poco acerca del grosor del hielo'*¹⁵ (figura 5.5). Los análisis de satélites desde 1978 a 1987 revelan la disminución del área de hielo marino del Ártico en torno a 2,4% por década (Gloersen y Campbell, 1991). Análisis sucesivos muestran que en el periodo de 1987-1994 se produce una pérdida del 3% de la cobertura de hielo marino, es decir, $0,3 \cdot 10^6$ Km² por década (Cavalieri et al., 1997; Parkinson et al., 1999). En cambio, un estudio de mediciones desde satélites durante el período 1978-1998 realizado por Johannessen (1999) indica una disminución sustancial de la extensión del hielo, de hasta un 14 % del área cubierta por el hielo multi-anual. Maslanik et al. (1996), Johannessen et al. (1999), Parkison et al. (1999); Vinnilov et al. (1999) y Levi (2000) manifiestan también la idea de la reducción de la extensión de la cobertura de hielo marino.

Además, las variaciones debidas al cambio climático influirán en el tiempo de tránsito requerido por el hielo (Rigor et al., 2002) o bien en la destinación del hielo exportado desde

¹⁵ Inform. Inspire Involve Science Nasa, August 22, 2000. Arctic Ice Revealed

las plataformas continentales. Igualmente, el hielo marino puede considerarse como un sensible indicador del cambio climático (Barry et al., 1993; Nürnberg et al., 1994; Smith et al., 2003), existiendo fuertes interacciones entre la cubierta agua-hielo, la atmósfera y el océano. Modera, por ejemplo, el balance de energía cambiando el albedo¹⁶ superficial del océano y controla los flujos verticales de calor (Aagaard et al., 1985; Clark, 1990; Nürnberg et al., 1994). Tucker et al. (1999) muestran que la presencia de sedimentos en el hielo marino puede afectar al balance de radiación del Océano Ártico, observando como el albedo del hielo marino con sedimentos es de 0,48 comparado con 0,83 de albedo de nieve reciente. Junto con la cubierta de nieve, las partículas en suspensión y la materia orgánica disuelta determinan la penetración de luz en el mar. Igualmente, Rigor y Colony (1997) informan que los sedimentos incorporados en el hielo marino provocan una disminución del albedo, produciendo con ello un aumento de la tasa de fusión del hielo marino al aumentar la radiación solar incidente. Así mismo, la reducción de la cobertura de nieve a finales de invierno también origina una disminución del albedo. Además, Hansen et al. (1984) indican como a las épocas frías les corresponde un mayor albedo global.

Figura 5.5.: Variación de la extensión de la cobertura de hielo en el Ártico 1979-2003



Fuente: [Recent Warming of the Arctic May Affect Worldwide Weather](#). NASA, 10/23/2003.

McDonald et al. (2005) estiman que también resultará afectada la circulación del hielo marino y la estacionalidad de la cubierta como consecuencia del cambio climático. Se producirá un mayor aporte de agua dulce a través de la descarga de ríos debido a la fusión de los glaciares afectando con ello a la circulación termohalina. Todo ello se complementará con una mayor entrada de materia en suspensión a través de la descarga fluvial, un incremento de la erosión costera como consecuencia de la combinación del

¹⁶ Albedo: porcentaje de luz solar reflejada por la Tierra hacia el Exterior sin ser absorbida

deshielo del permafrost, la retirada del hielo marino y el aumento del nivel del mar (IPCC¹⁷, 2001). Igualmente, la intensificación del deshielo a su vez ocasionará un aumento de la liberación de contaminantes hasta entonces ligados a la nieve, el hielo y sedimentos del hielo (SIS), por ejemplo el gas metano –gas de efecto invernadero- con sus implicaciones correspondientes en el calentamiento global. Smith (1998) y Rigor et al. (2002) señalan un incremento en la duración del periodo de deshielo. Concretamente, McPhee et al. (1998) y MacDonald et al. (1999) apuntan a un incremento del deshielo en el mar de Beaufort. Eicken et al. (2005) demuestran que los recientes cambios en los regímenes de hielo en los mares de Chukchi y de Beaufort (reducción en la extensión mínima estival del hielo, reducción del espesor, reducción en la extensión del hielo multi-anual, vías de deriva de hielos modificadas y episodios de ruptura de hielo en invierno) han provocado, probablemente, un incremento de la carga de sedimento del hielo en la zona. Además de contribuir significativamente al flujo de material particulado a lo largo y a través de la plataforma, un aumento en la cantidad de “hielo sucio” tiene un impacto sustancial, por ejemplo en la producción de algas bajo el hielo y también en la puede intensificar la dispersión de contaminantes.

Igualmente, los ecosistemas marinos polares del Océano Ártico están fuertemente influenciados por las variaciones del cambio de cobertura de hielo marino (Maykurt, 1985 y Werner, 2006). Y una variación de la cobertura de hielo lleva asociado implicaciones ecológicas. Werner (2006) describe como las condiciones ambientales de los hábitat por del estrato por debajo del hielo (0-1 m) está fuertemente influenciado por los ciclos deshielo y congelación, variando estacionalmente y con ellos la fauna asociada. Según, Eicken et al. (2005), los reciente cambios en el régimen del hielo de los mares de Chukchi y Beaufort producen un incremento la carga de sedimentos en el hielo. Este incremento de la cantidad de “hielo sucio” tiene impactos negativos sobre la producción primaria, afectando con ello a toda la cadena trófica.

¹⁷ IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change

6. Fuentes de radionúclidos

En el siguiente apartado se tratará de describir cuales son las principales fuentes de radioactividad en el Océano Ártico, distinguiendo entre las fuentes de origen antropogénico (^{137}Cs y isótopos de Pu) y naturales (^7Be y ^{210}Pb).

6.1. Fuentes naturales de radionúclidos en el Ártico

La superficie de la Tierra, desde su origen, ha estado afectada por la radiación proveniente del espacio exterior y de los materiales radiactivos constituyentes de la corteza terrestre. Estas fuentes de radiación se les conoce como fuentes naturales ya que no han sido causadas por la actividad humana.

La radioactividad natural puede ser clasificada en tres categorías, i) los radionúclidos que integran las tres cadenas naturales de desintegración, la serie del uranio- actinio -compuesta por 17 radioisótopos-, la serie del uranio-radio -compuestas por 19 radioisótopos- y la serie del torio-232 -compuesta por 12 radioisótopos- (*tabla 6.1.*), ii) una segunda categoría son los radionúclidos de larga vida media que se crearon cuando la tierra se formó, por ejemplo ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th , se les llama radionúclidos primordiales (*tabla 6.2.*); iii) los radionúclidos cosmogénicos producidos por la interacción de la radiación cósmica -procedente del sol, de las estrellas y del espacio interestelar- con los núcleos de las capas altas de la atmósfera terrestre (por encima de los 15 Km aproximadamente) produciendo núcleos reactivos como, por ejemplo ^3H , ^7Be , ^{14}C (*tabla 6.3.*).

Tabla 6.1. Nombre de la serie con su primer y último término

Número másico	Nombre de la serie	Primer termino de la cadena con su periodo	Último término
4 n	Torio	^{232}Th (1,41 ·1010 años)	^{208}Pb
4n +2	Uranio-radio	^{238}U (4,47 ·109 años)	^{206}Pb
4n +3	Urano-actinio	^{235}U (7,04 ·108 años)	^{207}Pb
4n +1	Neptunio	^{237}Np (2,14 ·106 años)	^{209}Bi

Fuente: Elaboración propia a partir de Radiaciones Ionizantes -utilización y riesgo I- UPC

Tabla 6.2. Principales radionúclidos de la corteza terrestre y que no producen cadenas radiactivas

Isótopo	Periodo (Años)	Radiación producida
⁴⁰ K	1,28 ·10 ⁹	β - C.E.
⁸⁷ Rb	4,80 ·10 ¹⁵	β -
¹¹⁵ In	4,41 ·10 ¹⁴	β -
¹³⁸ La	1,06 ·10 ¹¹	β - C.E.
¹⁴⁴ Nd	2,1 ·10 ¹⁵	α
¹⁴⁷ Sm	1,06 ·10 ¹¹	α
¹⁷⁶ Lu	3,59 ·10 ¹⁰	β -
¹⁸⁷ Re	4,6 ·10 ¹⁰	β -

Fuente: Elaboración propia a partir de Radiaciones Ionizantes -utilización y riesgo I- UPC

Tabla 6.3. Principales radionúclidos producidos por rayos cósmicos

Isótopo	Periodo	Modo de desintegración
¹⁰ Be	1,6 ·10 ⁶ años	β -
¹⁴ C	5,73 ·10 ³ años	β -
³ H	12,33 años	β - C.E.
²² Na	2,60 años	β -
³⁵ S	87,5 días	β -
⁷ Be	53,3 días	C.E.
³³ P	25,3 días	β -
³² P	14,28 días	β -
³⁹ Cl	55,6 min	β -

Fuente: Elaboración propia a partir de Radiaciones Ionizantes -utilización y riesgo I- UPC

De los radionúclidos estudiados, el Berilio-7 y el Plomo-210, son de origen natural. El primero de ellos corresponde a la tercera categoría, radionúclido cosmogénico y el segundo a la segunda categoría, radionúclido procedente de una cadena de desintegración, concretamente la del uranio. Las fuentes naturales del Plomo-210 corresponden al; i) input atmosférico, varia dependiendo del área donde ha sido analizado. Weis y Naidu (1986) registran un flujo de 13,3 Bq/m² a en el mar de Chukchi y Beaufort, Dibb (1990) en Groenlandia determinar el flujo en 13,1-15,7 Bq/m² a y Window et al. (1993) registran un

input atmosférico que varía entre 10-18,3 Bq/m² a en el mar de Barents. Diversos estudios indican que el flujo de ²¹⁰Pb en el Hemisferio Norte es superior al de las latitudes medias y decrece hacia las altas latitudes (Hardy et al., 1973) y ii) a la producción de ²¹⁰Pb en la columna de agua procedente de la desintegración de ²²⁶Ra (disuelto en la columna de agua).

El ⁷Be es un isótopo radioactivo cosmogénico cuya fuente es exclusivamente natural por la producción de la espaliación de rayos cósmicos en la atmósfera con oxígeno y nitrógeno (Arnold y Al-Salih, 1995). En este proceso también se puede formar otros isótopos tales como el ⁸Be y ¹⁰Be. El radionúclido es depositado en la superficie de la tierra en forma de aerosol y también arrastrado por precipitación (Lal et al. 1958; Arnold y Al-Salih, 1995). El input atmosférico para el ⁷Be es de 113-131 Bq/m² a en Groenlandia (Dibb, 1990). Los radionúclidos naturales (⁷Be y ²¹⁰Pb) se caracterizan por presentar un input atmosférico constante en el tiempo a escala anual.

6.2. Fuentes antropogénicas de radionúclidos en el Ártico

El medio marino recibe importantes inputs de radioactividad antropogénica. Éstos pueden dividirse básicamente en dos tipos; los procedentes de fuentes atmosféricas y procedentes del movimientos de las masas de agua.

El “*fallout*” es un ejemplo de fuente de radioactividad antropogénica de tipo atmosférica. Ha sido y es la principal fuente de radioactividad antropogénica en el medio marino y terrestre. Puede distinguirse *fallout* global o local.

- El “*fallout*” global o estratosférico (Ellis et al., 1995; Holm et al. 1996; Strand et al., 1997; Mitchell et al., 1998) corresponde al poso procedente de los ensayos de armas nucleares que tuvieron lugar desde 1945 a 1980. UNSCEAR¹⁸ (2000) informa que se produjeron un total de 518 detonaciones. Según Hamilton et al. (1996), entre 1945-1980 tuvieron lugar 423 pruebas de armamento nuclear, con una producción de 217 MT. El 90% de la producción procede de las pruebas realizadas por USA, UK y la antigua Unión Soviética. La distribución del *fallout* global no se da de forma uniforme en el planeta, aproximadamente un 76% del *fallout* se distribuye en el Hemisferio Norte y el resto, un 24%, en el Hemisferio Sur. El *fallout* presenta

¹⁸ UNSCEAR, United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation

los valores máximos en la latitudes medias (30°-60°) y los mínimos corresponden al ecuador y a los polos (Livingston et al., 2000). El *fallout* global origina un gran número de firmas isotópicas muy útiles en la investigación de los procesos que tienen lugar en los océanos (*tabla 6.4.*).

- El “*fallout*” local o troposférico es una consecuencia de las pruebas de armamento nuclear que se efectuaron en Semipalatinsk, en el archipiélago de Novaya Zemlya a mediados del siglo XX (Aarkrog, 1994, 1999; Crane et al., 2000 y Smith et al. 2000), en la isla de Amchitka (Alaska) (AMAP, 1998) entre otros lugares. De las 130 pruebas que se realizaron en Novaya Zemlya entre 1955-1990, 85 de ellas fueron atmosféricas, tres sumergidas, dos en agua superficial, una en superficie y 39 subterráneas (Mikhailov et al., 1996).

Tabla 6.4. Ratio átomo de radionúclidos artificiales originado por el *fallout* global

Ratio	“Fallout” global en 2000
$^3\text{H}/^{90}\text{Sr}$	299*
$^{14}\text{C}/^{90}\text{Sr}$	0,3424*
$^{137}\text{Sr}/^{90}\text{Sr}$	1,52*
$^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$	0,030 ^ ■
$^{239}\text{Pu}/^{90}\text{Sr}$	0,00105*
$^{240}\text{Pu}/^{90}\text{Sr}$	0,007*
$^{241}\text{Pu}/^{90}\text{Sr}$	0,2283*
$^{241}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$	13-14"
$^{241}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$	0,6672 (ratio de actividad)
$^{239+240}\text{Pu}/^{137}\text{Cs}$	0,182 (ratio átomo) y 0,012 (radio actividad)

Fuente: Hong et al. 2004.* Aarkrog (2003); ^ Baskaran *et al.* (1995); " Hirose *et al.* (2001); ■ Baskaran *et al.* (2000).

Otra fuente corresponde a los accidentes nucleares. Tal como el accidente en 1957 de la planta de producción de armamento nuclear de Mayak (Kyshtym) localizada en las proximidades de la ciudad de Ozyorsk, al este de las montañas Urales. Como consecuencia del accidente se produjo la liberación accidental radiocesio y radioestroncio. Las cantidades de la ^{137}Cs que se vertieron a causa este accidente fueron 100 veces superiores a las del accidente de Chernobyl (Beasley et al. 1998). Otro accidente corresponde al del avión B-52 en las proximidades de Thule (Groenlandia) en 1968

(Aarkrog, 1971), con cuatro bombas nucleares en su interior. Como resultado del accidente se produjo una contaminación local de plutonio, alcanzando niveles tan elevados como 10000 Bq/Kg en los sedimentos marinos (Holm et al., 1988; Smith et al., 1994). En 1978, se produjo la desintegración del satélite Cosmo-98 cuando se reintrodujo en la atmósfera terrestre sobre el noroeste de Canadá (AMAP, 1997). En 1986, tuvo lugar el accidente de Chernobyl (Ucrania). Se produjo la liberación de radiocesio ($85 \cdot 10^{15}$ Bq de ^{137}Cs y $46 \cdot 10^{15}$ Bq de ^{134}Cs), radioestroncio (^{90}Sr), yodo (^{131}I), entre otros radionúclidos (Strand et al. 1997) (tabla. 6.5.). Otro accidente es el que tuvo lugar en agosto del 2000, con el hundimiento del submarino ruso Krush en las proximidades de la península de Kola, en el mar de Barents (AMAP, 2002 revised).

Tabla 6.5. Estimación de la liberación por el accidente de Chernobyl

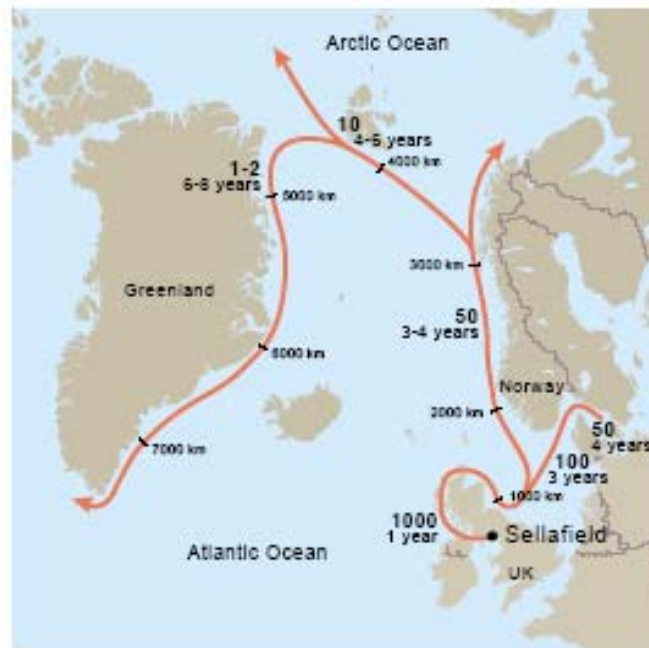
Yodo-131	$1500 \cdot 10^{15}$ Bq
Cesio-137	$85 \cdot 10^{15}$ Bq
Cesio-134	$46 \cdot 10^{15}$ Bq
Estroncio-90	$8 \cdot 10^{15}$ Bq
Emisiones alpha de núcleos de Plutonio	$0,1 \cdot 10^{15}$ Bq

Fuente: AMAP 1997.

Así mismo, el Océano Ártico recibe localmente vertidos controlados de instalaciones nucleares (fábricas de reprocesamiento de combustible irradiado, centrales, etc.) como es el caso de la planta de reprocesamiento de Sellafield (Reino Unido), que vierte desde 1952 directamente al mar de Irlanda, con las mayores descargas entre los años 1974-1982. Estas descargas han estado dominadas por ^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{99}Tc y Pu (Kershaw y Baxter, 1995), concretamente, de 1952 a 1992 las descargas han estado dominadas por ^{137}Cs (AMAP, 1998). Al cabo de 5 y 6 años llegan los vertidos procedentes de dicha planta al Océano Ártico a través del Estrecho de Fram (Kershaw y Baxter, 1995) (figura 6.1.). Así como de la planta de La Hague (Francia), que vierte al English Channel los residuos radioactivos procedentes del proceso de reprocesamiento de combustible nuclear desde 1966 (Aarkrog, 1994). Según Kershaw y Baxter (1995), ha contribuido con grandes proporciones de ^{129}I y ^{125}Sb . Sus mayores descargas tuvieron lugar en los años sesenta y principios de los setenta (AMAP, 1998). Los residuos vertidos alcanzan el Océano Ártico aproximadamente en 2 años. Estas dos últimas fuentes han contribuido de forma especial a incrementar los inventarios de radionúclidos artificiales en el Atlántico Norte (Kershaw y Baxter, 1995), ocasionando una parte de la actual contaminación de isótopos radioactivos

del Ártico (AMAP 1997; Guegueniat et al., 1997 y Herrmann et al., 1998). Además, según AMAP (1998) las plantas de reprocesamiento europeas han sido las principales fuentes de radioactividad en el ecosistema marino del Océano Ártico. Por ejemplo, se estima que 700 TBq de isótopos de Pu han sido vertidos desde 1952 (AMAP, 2002).

Figura 6.1. Trayectoria de los vertidos de las plantas de reprocesamiento europeas.



Fuente: AMAP- review 2002.

Juntamente con el propio vertido de la plantas de reprocesamiento, una fuente que cada vez tiene una mayor relevancia hace referencia a la desorción de los radionúclidos absorbidos previamente por los sedimentos durante el *scavenging* (Kershaw et al., 1992; Poole et al., (1996 en Smith et al., 1998). La mayor parte del Pu vertido por la planta de reprocesamiento de Sellafield se ha depositado en los sedimentos del mar de Irlanda y en áreas adyacentes (AMAP, 2002). Cuando en los años ochenta se redujeron las descargas de la planta de Sellafield, se observó que la concentración de las especies de Pu en la columna de agua no reflejan los cambios en la reducción de la descargas de radioisótopos (Hunt and Kershaw, 1990). Los sedimentos del Mar de Irlanda -mar donde la planta de reprocesamiento de Sellafield vierte directamente sus residuos- se han convertido en una fuente de contaminación radioactiva como consecuencia de la desorción de los radionúclidos de los sedimentos representando entre el 74 y el 84% del total del vertido de Sellafield (Hunt y Kershaw, 1990 y Poole et al., 1996). Según Poole et al. (1996) aproximadamente un 4% del inventario de ^{137}Cs en sedimentos del mar de Irlanda es

devuelto a la columna de agua anualmente. Por tanto, el tiempo de residencia del Cs-137 es de 25 años en los sedimentos.

Otra fuente de radionúclidos corresponde a las descargas fluviales por parte de los ríos que desembocan en el Océano Ártico (Trapeznikov et al., 1993; Baskaran et al., 1995; Sayles et al., 1997). Los ríos que desembocan en el norte son las principales vías de transporte de contaminantes procedentes de fuentes lejanas localizadas en el interior del continente, especialmente en la Federación de Rusia. Los ríos que más importante son el Ob y el Yenisey (Baskaran et al., 1996; ANSWAP¹⁹, 1997;). El río Ob transporta los vertidos que las plantas de reprocesamiento de Mayak, Tomsk y Siberian Chemical Combin, que vierten en su cuenca hidrológica. Mientras que la planta de Krasnoyarsk y Mining and Chemical Industrial Complex vierten directamente en el río Yenisey (AMAP, 1997, 2002; Sayles et al., 1997). En primavera, los contaminantes se depositan en los sistemas de agua dulce y, finalmente, acaban en el medio ambiente marino. Éstos pueden ser transportados miles de kilómetros gracias a su incorporación al hielo marino.

Junto con las anteriores fuentes mencionadas, el depósito permanente de ciertos residuos enterrados en el Océano Ártico es otra fuente de radiactividad. Se hayan localizados diferentes depósitos de residuos radioactivos, en los mares de Kara y el mar de Barents (Yablokov et al. 1993; Joint Norwegian-Russian Expert Group, 1996). En la Convención de Londres que tuvo lugar en 1972 se prohibió el depósito de residuos radioactivos en los mares. A pesar de dicha prohibición, algunos países como la antigua Unión Soviética continuaron con la práctica de depositar residuos radioactivos -tanto líquidos como sólidos- de nivel elevado, medio y bajo en los mares de Kara y Barents entre 1959 y 1991 (Yablokov et al., 1993; Aarkrog, 1994 y Baxter et al., 1996) (*véase figura 6.2*). Corresponden a seis reactores nucleares de submarino y un ensamblaje de protección procedente del reactor de un rompehielos que contenía combustible nuclear agotado (AMAP 1997; Dethleff et al. 2000). Por lo tanto, algunas zonas del Mar de Kara tienen que ser consideradas como potenciales fuentes regionales de contaminación radiactiva. Estas áreas se localizan en las cercanías de los depósitos someros (mayoritariamente 10-50 metros de profundidad) a lo largo de las coste oriental de Novaya Zemlya, donde se forma hielo nuevo bajo condiciones turbulentas (Dethleff et al. 2000). Los inputs por estas fuentes se pueden difundir o dispersar pudiendo afectar a las aguas superficiales a gran escala espacial.

¹⁹ Arctic Nuclear Waste Assessment Program

Figura 6.2.: Vertederos de desechos nucleares sólidos y líquidos en las zonas árticas de la Federación de Rusia. Ártico



Fuente: AMAP 1997.

7. Transporte a través del hielo marino del Ártico

El estudio de la dinámica del hielo y de los mecanismos de incorporación de sedimentos en el hielo han sido dos temas relevantes a lo largo de las décadas para poder entender el funcionamiento del Océano Ártico. Las primeras observaciones de sedimentos del hielo marino se realizaron durante la expedición de Nansen, y tuvieron lugar en la parte oriental de la Cuenca Euroasiática (Nansen, 1897, 1906; Gran, 1904). A esta expedición le siguieron otras (Tarr, 1897; Kindle, 1909; Poser, 1933; Sverdrup, 1931, 1938; Usachev, 1938).

Diversos estudios sucesivos muestran la importancia de las zonas marginales como principales fuentes de formación de hielo, especialmente en las plataformas continentales siberianas (Meese et al. 1997; Reimnitz et al., 1992; Pavlov et al., 1994; Dethleff et al., 1998). Éstas han sido objeto de atención después de las primeras observaciones realizadas por Nansen (1897, 1906). Zakharov (1966) es quien estima la formación del hielo marino dentro de la zona de costa y el *flaw lead* del Mar de Laptev. Posteriormente, en 1976, Fedotov estudia la composición estructural de la cobertura de hielo. El régimen del hielo del Ártico ruso es discutido por Barnett (1991) basándose en imágenes satélites y en las trayectorias del hielo; tres años más tarde, Timokhov revisa el estudio. Ese mismo año, Dethleff et al. (1994) presentan un extenso análisis de la formación del hielo dentro de las polynyas costeras y *flaw lead*.

Durante la formación de nuevo hielo se produce la mayor incorporación de partículas, principalmente en zonas poco profundas 25-50 metros y especialmente en las plataformas continentales (Reimnitz et al., 1992; Wollenburg, 1993 y Rigor y Colony, 1997). En el hielo marino se pueden observar cantidades de material particulado, básicamente de la fracción de limo y arcilla (diámetro < 63 μm), pese a que existen grandes variaciones en el tamaño de las partículas. Según Nürnberg et al. (1994) el material particulado, esencialmente, consiste en sedimentos de origen terrestre. El estudio de la composición mineralógica, así como de la concentración de las diferentes tipologías de los sedimentos del hielo marino permite determinar las áreas fuente (Meese et al., 1997; Reimnitz et al., 1992) aunque Nürnberg et al. (1994) apuntan que es muy difícil determinar el área de procedencia de SIS del Océano Ártico central únicamente con datos de la composición mineralógica y biogénica. A pesar de ello Pfirman et al. (1997a), basándose en estudios de composición mineralógica, determinan que los hielos con una mayor concentración de sedimentos son

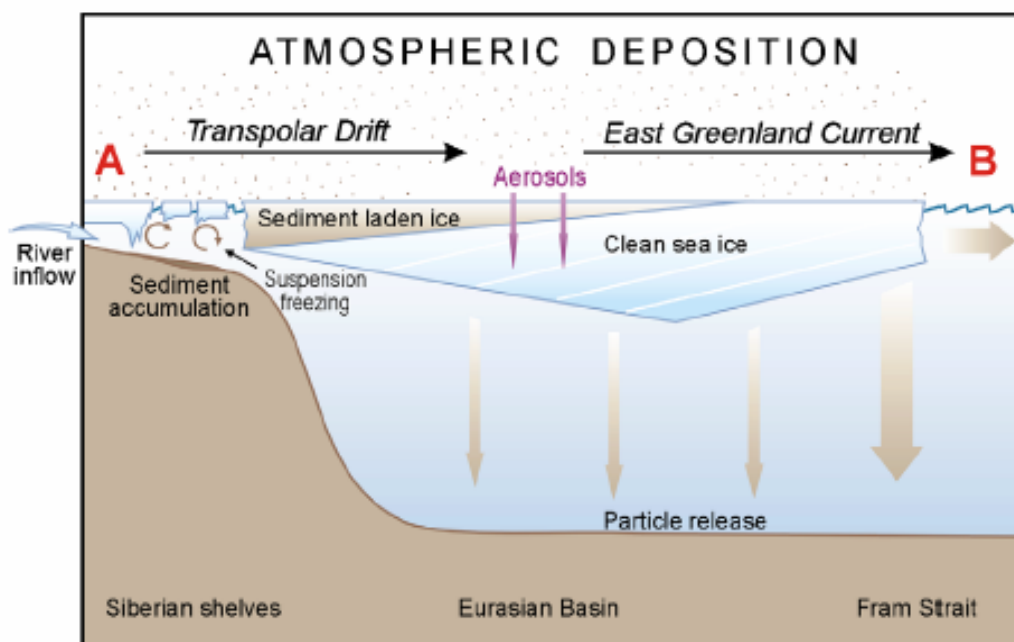
originados en las regiones del norte y este de las islas de nueva Siberia y en la meseta del mar de Kara. Igualmente, Dethleff (2005) realiza un estudio centrado en la comparación de la composición de los SIS del hielo de mar de Laptev y de los sedimentos del fondo de dicho mar. Concluye que los minerales de arcilla pueden ser una herramienta interesante para identificar el origen de las muestras de SIS del Ártico central lejos de sus zonas de origen. Por ejemplo, el mar de Laptev es considerado como un área fuente potencial de esméctica del Ártico central, ya que la concentración de esméctica en el hielo marino del Océano Ártico central presenta valores entre 40-60 %, valores comparables con los del Mar de Laptev. Además, las áreas fuente de este tipo de arcilla en el resto de las regiones árticas de encuentra limitado (Nürnberg et al., 1994).

La incorporación de partículas se produce fundamentalmente a través de diversos mecanismos como: (*figura 7.1.*):

- i) *suspension freezing*, por ejemplo el proceso de *scavenging* de los sedimentos de la columna de agua durante el *frazil* formación de hielo (Campbell and Collin, 1958; Reimnitz et al., 1993b; Dethleff et al., 1993).
- ii) Formación de *frazil ice*. Los procesos asociados con la formación de *frazil ice* tiende a causar elevados niveles de materia partículas en suspensión en la columna de agua (Kempema et al., 1989; Reimnitz et al., 1993b). Según Kempema et al. (1989) mediante este proceso se incorpora predominantemente material de fracción limo y arcilla, llegando a alcanzar concentraciones de 1500 mg/l.
- iii) inundaciones de hielo rápido por las aguas fluviales cargadas de sedimentos (Nürnberg et al., 1994).
- iv) formación de *anchor ice* (por ejemplo *freezing* de superenfriamiento del agua en la lecho del mar), éste puede levantar sedimento directamente del fondo marino (Reimnitz et al., 1992, 1993; Dethleff et al., 1993; Meese et al. 1997) incorpora arena y material grueso (Kempema et al. 1989).
- v) *adfreezing* de los sedimentos del fondo marino por el crecimiento o hielo rápido de la costa (Barnes and Reimnitz, 1974; Clark y Hanson, 1983; Nürnberg et al., 1994)

vi) transporte eólico por los vientos costeros de Siberia ('Bruma ártica') (Kindle, 1924; Windom, 1969; Melnikov, 1991; Pfirman et al., 1995). La componente eólica en la incorporación no es significativa (Kempema et al. 1989; Reimnitz et al., 1987, 1992, 1993a).

Figura 7.1. Diagrama esquemático de la acumulación y transporte de sedimentos y contaminantes por el hielo siguiendo el transecto A-B de la figura 5.4. (modificado por Lange and Pfirman, 1998). Los sedimentos se incorporan al hielo formado sobre las plataformas.



Fuente: R.W. Macdonald et al. (2005). Science of the Total Environment 342, 5–86.

Moore y Smith (1986) y Bacon et al. (1989) basándose en datos de ^{230}Th , ^{210}Pb y ^{210}Po recogidos de la columna de agua informan que la eficiencia del *scavenging* es menor en la cuenca canadiense en comparación con el Océano Atlántico y, Cochran et al. (1995) estiman que tiene una mayor importancia el *scavenging* en la cuenca de Nansen que en la Cuenca Canadiense, además la primera presenta una renovación más rápida de las partículas reactivas en comparación con la segunda. Asimismo expresan que el *scavenging* es menor en la cuenca central y en las aguas profundas de la cuenca Euroasiática que en los mares marginales, como el mar de Barents. Se pueden identificar dos regiones principales de incremento del efecto de *scavenging* de sustancias afines a las partículas desde la columna de agua: i) aquel que se produce a lo largo de los márgenes continentales debido a la poca

profundidad de las zonas, caracterizado por una elevada descarga de agua fluvial y productividad; ii) en zonas de ablación, tales como el Estrecho de Fram.

La cantidad de sedimentos incorporados en el hielo marino presenta una variación anual y en función del área de formación de éste. Kempema et al. (1988) estiman que las cantidades de sedimentos incorporados dentro de la cobertura de hielo estacional varían enormemente de año en año. Colony et al. (1991), Reimnitz et al. (1992), Wollenburg (1993) indican que en las plataformas siberianas someras (con una profundidad inferior a 50 m), el proceso de *suspensión freezing*²⁰ es considerado como el mecanismo más favorable de incorporación de sedimentos en el hielo, también identifican a estas zonas como las principales fuentes más probables de carga de sedimento en el hielo Ártico, particularmente la del mar de Laptev (Pfirman et al., 1995), con concentraciones que van de 5 a 56000 g/m³ (Osterkamp and Gosink, 1984; Larssen et al., 1987; Kempema et al., 1989; Reimnitz et al., 1993a; Nürnberg et al., 1994; Eicken et al., 1995, 1997 y Pfirman et al. 1995). Así mismo, la también mencionada plataforma del Mar de Kara (Reimnitz et al. 1993a). Por ejemplo, la exportación anual de sedimentos desde el Mar de Laptev se ha estimado en un rango de 2 a 30 · 10⁶ toneladas (Eicken et al., 1997; Dethleff, 2005). De acuerdo a Larssen et al. (1987), Wollenburg (1993) y Dethleff (2005) entre 7 a 150 · 10⁶ toneladas de sedimentos en el hielo marino se exportarían al Atlántico Norte a través del Estrecho de Fram. Según Harms y Karcher (2003) el rango de concentraciones de SIS es amplio, oscilando entre los 800 y los 3000 t/Km², mientras que las concentraciones máximas alcanzan las 90000 t/Km² (Gilbert, 1983; McCann and Dale, 1986, citados en Dethleff, 2005). Más concretamente para el Mar de Laptev se han observado valores de SIS de 156 g/m³ (Eicher et al., 1997), en cambio Dethleff et al. (1993) presentan un valor de 125 g/m³ de SIS para la misma zona. Mientras que para la costa de Alaska se registran unos valores de 212 g/m³ (Kempema et al., 1989), según Larssen et al. (1987) citado en Eicken et al. (1997) en el Estrecho de Fram se observan valores de 2-50 g/m³ y para el Mar de Beaufort de 192 g/m³ (Osterkamp and Gosink, 1984) y Eicken et al. (2005) de 342 g/m³ en el mar de Chukchi y Beaufort. Otros estudios manifiestan que las concentraciones de sedimentos en el “hielo sucio” varia entre 8 y >250 g/m² (Nürnberg et al., 1994; Eicken et al., 1997, Tucker et al., 1999). Baskaran (2005) toma una concentración típica de SIS corresponde a 100g/m².

²⁰ Nürnberg et al. (1994) determinan que es el mecanismo más efectivo de incorporación de sedimentos dentro del hielo marino.

Además de la variación en la carga de SIS en el hielo, también se observa una variación de la composición. Por ejemplo, Hebbeln (2000) informa de las variaciones estacionales de la composición de SIS en el hielo marino a través del Estrecho de Fram. La mayor parte del SIS corresponde siempre a material litogénico, variando su proporción estacionalmente. Igualmente, el porcentaje de materia orgánica presenta una variación estacional, siendo máxima la proporción en los periodos de máxima producción biológica.

La carga de sedimento transportada por el hielo marino es liberada durante su fusión a lo largo de las zonas marginales, como el Estrecho de Fram, la plataforma de Groenlandia Oriental y el Mar de Barents y, en menor extensión sobre la cuenca Ártica en general (Pfirman et al., 1989; Berner and Wefer, 1990; Hebbeln and Wefer, 1991). Esta liberación del sedimento por el hielo marino puede intensificar la acumulación de sedimentos y de contaminantes asociados a ellos en las áreas de ablación (Pfirman et al., 1990; Wollenburg, 1993; Nürnberg et al., 1994).

7.1. Transporte de radionúclidos a través del hielo marino

El hielo marino desempeña un papel relevante en la dispersión y redistribución de contaminantes a lo largo de grandes distancias del Océano Ártico. Este proceso ha sido estudiado por Pfirman et al. (1995); Pavlov and Pfirman (1995); Meese et al., (1997); Pfirman et al., (1997b); Rigor and Colony, (1997); Cooper et al. (1998); Landa et al (1998); Reimnitz et al. (1998); Dethleff et al. (2000); Harms et al., (2000) y Masqué et al. (2003).

En general, la concentración de radionúclidos en el hielo marino es baja comparado con la concentración de la columna de agua o de los sedimentos del fondo. Por ejemplo, en el mar de Kara el rango de concentración de ^{137}Cs en sedimentos superficiales es de 1 a $> 100\text{Bq/kg}$ y en agua superficial se registran valores entre 4 a 16 Bq/m^3 (AMAP, 1998, 2002), y el rango de concentración de ^{137}Cs en SIS presenta unos valores son entre 19,5 a $54,8\text{ Bq/kg}$ (Landa et al., 1998). Al igual que ocurre con las sales, los radionúclidos disueltos son excluidos del hielo como consecuencia de la exclusión de las sales disueltas en la columna de agua (Weeks y Ackley, 1986), mediante el proceso de filtración que tiene lugar cuando durante la formación del hielo (Weeks, 1994). Por lo tanto, si el hielo marino no contiene ni sedimentos ni material orgánico normalmente está “limpio”, o menos contaminado que las aguas a partir de las cuales se forma, ya que durante su formación se han excluido las sales y los contaminantes disueltos en la columna de agua (Pfirman et al.,

1995). En cambio, si contiene cantidades de sedimentos y materia orgánica tienden a presentar elevadas cargas de contaminantes (Pfirman et al., 1995). Existen relevantes implicaciones que indican una elevada afinidad de determinadas sustancias con las partículas y la materia orgánica incorporada durante la formación del hielo marino, distinguiéndose los radionúclidos. Según Crane et al. (2000) el parámetro químico más importante en el control de la absorción es el tamaño del grano ya que el área superficial es proporcionalmente mayor para partículas de grano fino que de grano grueso. Es por esa razón que se espera que los sedimentos de grano fino contengan una mayor concentración de radionúclidos en comparación con los de grano grueso. Así mismo, también queda influido por el contenido de carbono orgánico debido a que facilita la floculación y la complexación. Por ejemplo, Matishov et al. (1999) estiman una relación entre la composición mineralógica del material particulado y la concentración de radiocesio, encontrando una relación positiva entre mayor actividad del radiocesio y un mayor porcentaje de fracción de limo y arcilla en los SIS. Dicha relación también ha sido observada por Foyn et al. (1997). Cooper et al. (1998) atribuyen las variaciones de las concentraciones de radiocesio en los SIS al origen geográfico de los sedimentos más que a la composición mineralógica de ellos o a procesos físicos que incrementan el contenido de sedimentos de grano fino.

La concentración de radionúclidos presente en el hielo marino depende de varios factores; i) de la concentración de isótopos en la columna de agua; ii) del comportamiento de éstos en la columna de agua y en relación a la resuspensión y iii) de la cantidad de sedimento que es incorporado en el hielo marino durante su formación (Nies et al., 1999). Cooper et al. (1998) establecen dos hipótesis en relación a la carga de radionúclidos en los SIS; la primera indica que está en función de la concentración de los radionúclidos en los sedimentos de la plataforma continentales desde las cuales se incorporan durante la formación de hielo. Y la segunda, consiste en que el proceso físico de incorporación de sedimentos dentro del hielo marino selecciona preferentemente partículas de grano fino, y sedimentos en los que los radionúclidos podrían esperarse en grandes concentraciones como consecuencia de la afinidad hacia éstos.

Pfirman et al. (1995; 1997a) señalan al hielo marino como un rápido mecanismo de transporte de partículas de contaminantes desde el mar de Kara vía TPD hacia el Estrecho de Fram y al Norte del Atlántico Norte. Así, la deriva del hielo ejerce un importante papel en la redistribución de la radionúclidos en el Océano Ártico. El estudio realizado por

Meese et al. (1997) determina probabilísticamente cual puede ser el posible origen de las diferentes muestras de hielo marino que analiza. El método que utiliza para identificar las fuentes de los SIS es el Discriminant Function Analysis (DFA). Por ejemplo, para la muestra 215-E1 (78°07' N, 176°44' W) con una concentración de ^{137}Cs de 105,57 Bq/Kg, indican con una probabilidad de un 1,0 que proviene del oeste del mar de Laptev o la muestra 207 (69°83' N, 168°75'W) con una concentración de 4,89 Bq/kg se identifica que procede del mar de Pechora con una DFA probabilidad de 1,0. Los resultados manifiestan que el hielo marino del Ártico puede transportar sedimentos contaminados a lo largo de grandes distancias desde las zonas fuentes, ocasionando con ello una extensa redistribución de éstos en el Océano Ártico. Pfirman et al. (1997a) estudian las posibles trayectorias del hielo desde las zonas de formación. Indican que el hielo formado en el mar Siberiano del Este puede cruzar el TPD, e introducirse en el Giro de Beaufort y alcanzar el Archipiélago Canadiense. Aunque dicha trayectoria resulta casi imposible para el hielo originado en el mar de Kara o Laptev cuya principal trayectoria es la incorporación en el TPD hacia el Estrecho de Fram. Sin embargo, otro estudio realizado por Pfirman et al. (1997b) muestra que existen variaciones en las trayectorias del hielo, por lo que el hielo de Kara podría alcanzar el norte del mar Siberiano del Este y desde allí cruzar el TPD cayendo al Giro de Beaufort.

El hielo marino con una mayor edad, es decir, el hielo multi-anual, se caracteriza porque los sedimentos migran hacia la superficie como consecuencia que en la estación estival se produce la ablación superficial y durante la estación invernal el nuevo hielo basal crece. Este proceso de redistribución durante varios ciclos de congelación/fusión es importante puesto que concentra la carga de partículas en el hielo superficial (Pfirman, 1990, 1995). Por consiguiente, el hielo multi-anual que originalmente contenía partículas contaminantes dispersas, tiende a concentrarlas en la superficie. Aunque algunos contaminantes pueden haberse perdido debido al deshielo, también se han podido incorporar otros por la deposición atmosférica, ya sea en forma de lluvia, nieve o deposición seca (*véase figura 7.1.*).

También se debe considerar la influencia de los regímenes en las plataformas y en los mares marginales en relación al transporte de contaminantes, y al *scavenging*, ya que pueden ejercer un importante control sobre la concentración de contaminantes en la columna de agua y en la exportación de éstos al Océano Atlántico (Smith et al., 2003).

8. Isótopos radioactivos como trazadores

Los isótopos radioactivos pueden tener un origen natural o artificial. Las concentraciones, la actividad y los ratios de diferentes radioisótopos varían dependiendo de su química -la solubilidad y la afinidad hacia las partículas-, de su incorporación en los procesos biológicos y de la sedimentación que ocurren en el océano. Los radionúclidos pueden ser estudiados como útiles trazadores. Trazadores de diferentes procesos ambientales (i.e. *scavenging*, circulación de masas de agua, etc. Kumpferman et al., 1979; Bowen et al., 1980; Livingston et al., 1982, 1984, 1985; Cochran et al., 1995) a escalas de tiempo variables dependiendo de sus semiperíodos de desintegración, y cronómetros en el medio marino dependiendo del conocimiento de sus términos fuente.

El estudio de la distribución de radionúclidos en el hielo marino y en los SIS puede ser un útil indicador para determinar la importancia del hielo marino en la redistribución de la materia particulada y especies asociadas en el Océano Ártico y un útil trazador de los mecanismos de transporte (Pfirman et al., 1995; Cooper et al., 1998; Masqué et al., 2003).

La actividad y los ratios de los radionúclidos artificiales en los compartimentos del medio marino (columna de agua, sedimentos del fondo y hielo) han sido estudiados. Por ejemplo, McManus et al. (2004) han estudiado procesos de paleocirculación en base a $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, el ratio de actividades del $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ es estudiado como geocronómetros por Koide, et al. (1985). Otro ejemplo corresponde al Be-7, radionúclido natural (semiperíodo de desintegración es de 53 días) que es producido por interacción de los rayos cósmicos en la atmósfera y depositado en la superficie terrestre como aerosol o bien con la precipitación (Arnold and Al-Salih, 1955; Lal et al., 1958). Por tanto, se puede prever que el ^7Be está presente en la cubierta de hielo como consecuencia de la deposición de éste. De hecho, Grebmeier and Cooper (1995) y Cooper et al. (2002) han estudiado el ^7Be como marcador de sedimentación en una polynya. Igualmente, Masqué et al. (submitted) han detectado concentraciones significativas de ^7Be en sedimentos del hielo marino obtenidos en el Estrecho de Fram. El ^7Be es posible estudiarlo como trazador de la sedimentación en áreas en las que se produce la fusión de hielo y por tanto la descarga y/o liberación de los SIS, permitiendo con ello el estudio de los ciclos estacionales de sedimentación. Otros radionúclidos que pueden ser empleados como trazadores de procesos que tengan lugar en el Océano Ártico son el ^{210}Pb , ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{230}Th y ^{23}Pa .

El ^{210}Pb , ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ son trazadores de procesos que ocurren a escalas de unos pocos años a unas décadas, ya que su periodo de semidesintegración es de 22,3 a, 30 a, $2,4 \cdot 10^4$ a, 6537 a, respectivamente. El comportamiento diferencial de éstos en los sistemas acuáticos, les confiere un gran valor para la investigación de los movimientos de las masas de agua, así como de la intensidad del *scavenging* (Livingston et al. 1984; Carpenter et al., 1987 y Buesseler et al., 1987). Gracias a la vida larga de los isótopos ^{230}Th y ^{23}Pa han sido utilizado para calcular la variabilidad de variables en el contexto de flujos de partículas, incluyendo las tasa de sedimentos de precipitación y la redistribución de sedimentos (Suman y Bacon, 1989; François, et al., 1993; Thomson et al., 1993) así como variaciones de la productividad en el espacio y tiempo (Anderson et al., 1983 a, b; Kumar et al., 1993, 1995). El ^{234}Th y ^{228}Th han sido utilizados para calcular la exportación de partículas desde los estratos superficiales (Tsunogai y Minagawa, 1976; Coale y Bruland, 1985; Buesseler et al., 1992; Rutgers van der Loeff et al., 1997). La razón $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ en el Océano Ártico observada por Scholten et al. (1995) o Edmonds et al. (2004) en sedimentos del fondo, a lo largo del Océano Ártico, indican que no se produce un fraccionamiento preferencial de ^{231}Pa ($T_{1/2}$: 32500y); de hecho, aproximadamente el 40% del ^{231}Pa producido en el Océano Ártico es exportado a través del Estrecho de Fram al Atlántico (Moran et al., 2005). Aarkrog et al. (1983) y Dalhgaard et al. (1986) han estudiado la razón $^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$ ha para determinar las tasas de transporte de las masas de agua dentro de la cuenca ártica. O bien la razón $^{210}\text{Pb}/^7\text{Be}$ como indicador del tiempo de tránsito (Masqué et al. submitted)

Las razones atómicas de diferentes isótopos permiten conocer cuales son las fuentes de éstos y sus trayectorias (Koide et al. 1975, 1979, 1985; Murray et al. 1979; Beasley et al. 1982 y Holm et al. 1986). Por ejemplo, para distinguir entre el *fallout* estratosférico y el *fallout* atmosférico, Linsalata et al. (1980), Beasley et al. (1981) y Cooper et al. (2000) estudian tanto los ratios de actividades como atómicos de Pu. Un valor de 0,18 para $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ indica que su fuente es el *fallout* global o estratosférico (Hardy et al., 1973; Krey et al. 1976 en Cooper et al., 2000). En cambio, si la ratio $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ presenta unos valores entre 0,02 - 0,04 manifiesta que su procedencia corresponde a las detonaciones que se realizaron en Chernaya Bay (Smith et al., 1995). Además, también permite distinguir entre el *fallout* proveniente del las pruebas nucleares del pro-moratorium y del post-moratorium (Baskaran et al. 1995). Los vertidos procedentes de la planta de reprocesamiento de Sellafield (Reino Unido) han variado a lo largo de los años, desde 0,05 a 0,25, con un valor medio de 0,18 (Kershaw et al. 1995 citado en Masqué et al., 2003). En el Estrecho de Fram, se reflejan en el sedimento razones atómicas de $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ que varían entre 0,13 a 0,19,

indican plutonio procede de las fuentes del archipiélago de Novaya Zemlya y el Mar de Kara y es transportado a lo largo de la cuenca ártica central hacia el Atlántico Norte. (Masqué et al., 2003).

8.1. Radionúclidos naturales

A continuación se describen los isótopos radioactivos de origen natural que se han analizado en el presente proyecto; ^7Be y ^{210}Pb .

8.1.1. Berilio-7

El berilio consta de diversos isótopos, algunos de ellos estables, Be-9 y otros inestables, como el Berilio-7. En la *Tabla 8.1*. se indica el periodo de semidesintegración para cada uno de los isótopos del Be.

El berilio-7 es un isótopo radioactivo cosmegénico cuya fuente es exclusivamente natural. Su producción se debe a la espalación de rayos cósmicos en la atmósfera con oxígeno y nitrógeno (Arnold y Al-Salih, 1955). En este proceso también se puede formar otros isótopos, como el Be-10 y Be-8. Este radionúclido es depositado en la superficie de la tierra en forma de aerosol y también arrastrado por la precipitación (Arnold y Al-Salih, 1955; Lal et al., 1958). El input atmosférico para el ^7Be es de 113-131 Bq/m² a en Groenlandia (Dibb, 1990). El Be-7 es un emisor de rayos gamma de 0,47 MeV y tiene un tiempo de vida media de 53 días (*véase tabla 8.1*).

Tabla 8.1. Periodo de semidesintegración de los isótopos de Be y modo de desintegración		
Isótopo	Periodo de semidesintegración	Modo de desintegración
^7Be	53,12 d	ϵ
^9Be	Estable	
^{10}Be	1,51x10 ⁶ a	β^-

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de <http://ie.lbl.gov/toi/>.

El Be-7 debido a su corto periodo de semidesintegración (53,12 d) a diferencia de lo que ocurre con el Be-10, se ha empleado para determinar flujos; por ejemplo Grebmeier and Cooper (1995) y Cooper et al. (2002) utilizaron el ^7Be como marcador de sedimentación en una polynya. Masqué et al. (submitted) estudia el ratio entre $^{210}\text{Pb}/^7\text{Be}$ para determinar la escala de tiempo de los movimientos del hielo marino.

8.1.2. Plomo-210

Se pueden distinguir diferentes isótopos en el Plomo, sus periodo de semidesintegración aparecen en el *tabla 8.2*.

Tabla 8.2. Periodo de semidesintegración de los isótopos de Pb y modo de desintegración

Isótopo	Periodo de semidesintegración	Modo de desintegración
Pb-202	53000.0 a	α
		ϵ
Pb-203	2.16 d.	ϵ
Pb-204	$1,4 \cdot 10^{17}$	α
Pb-205	$1.5 \cdot 10^7$ a	ϵ
Pb-206		Estable
Pb-207		Estable
Pb-208		Estable
Pb-209	3.25 h.	
Pb-210	22.3 a.	α
		ϵ
Pb-211	36.1 m.	β^-
Pb-212	10.64 h.	β^-
Pb-214	26,8 m.	β^-

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de <http://ie.lbl.gov/toi/>

El plomo-210 es un radionúclido de origen natural. Éste es incorporado al océano a través de diferentes vías; i) fluvial; ii) deposición atmosférica y iii) producción in situ debido a la desintegración del radionúcleo disuelto ^{226}Ra (disuelto en la columna de agua).

El input atmosférico se caracteriza por ser constante en el tiempo a escala anual. Se ha evaluado en un flujo de $0,08 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ en la plataforma de Beaufort (Weis and Naidu, 1986); $10\text{-}18,3 \text{ Bq/m}^2 \text{ a}$ en el mar de Barents Dobb 1990) estimó que el flujo del input atmosférico de ^{210}Pb presentaba un valor de $13,1\text{-}15,7 \text{ Bq/m}^2 \text{ a}$ en Groenlandia. Diversos estudios indican que el flujo de ^{210}Pb en el Hemisferio Norte es superior al de las latitudes medias y decrece hacia las altas latitudes (Hardy et al., 1973).

Algunos estudios basados en el ^{210}Pb son el realizado por Huh et al. (1997), donde se estudia el ^{210}Pb para determinar las tasas de sedimentación. Roberts et al. (1997) han realizado un balance de ^{210}Pb en Northeast Water Polynya. Masque et al. (submitted)

estudian el ratio $^{210}\text{Pb}/^{7}\text{Be}$ para determinar la escala de tiempo de tránsito entre las zonas de formación y las zonas de ablación, principalmente al Estrecho de Fram. Estudia los flujos a través del Estrecho de Fram, determinando la importancia del hielo marino del Ártico como mecanismo de transporte de radionúclidos.

8.2. Radionúclidos antropogénicos

En la presente sección se describen los radioisótopos de origen antropogénico estudiados, ^{137}Cs e isótopos de Pu.

8.2.1. Radiocesio-137

Los isótopos de cesio tienen tiempos de vida media que varían desde años, a millones de años. La vida media y el modo de desintegración de los isótopos de cesio están dados en la *tabla 8.3.*

Tabla 8.3. Periodo de semidesintegración de los isótopos de Cs y modo de desintegración		
Isótopo	Periodo de semidesintegración	Modo de desintegración
^{133}Cs	Estable	
^{134}Cs	2,0648 a	ϵ β^-
^{135}Cs	23×10^6 a	β^-
^{137}Cs	30,07 a	β^-

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de <http://ie.lbl.gov/toi/>

El ^{137}Cs se caracteriza por presentar una alta movilidad en el medio ambiente. Las fuentes de ^{137}Cs del Océano Ártico pueden enumerarse en i) las detonaciones nucleares en la atmósfera (UNSCEAR 1977, 1982, 1988); ii) el accidente de Chernobyl en 1986 (DOE²¹ 1987; Eisenbud 1987; UNSCEAR 1988; AEN-NEA²² 1997, 2002); iii) las emisiones procedentes de las operaciones regulares de reactores y de las descargas accidentales de sistemas médicos de ^{137}Cs ; iv) las descargas procedentes de las plantas de reprocesamiento en Europa siendo la principal fuente de ^{137}Cs , especialmente Sellafield (Livingston et al., 1984, 1985; Kershaw y Baxter, 1995) y v) la desorción de los sedimentos. Por ejemplo. en el mar de Irlanda se ha observado como hay una entrada extra de ^{137}Cs a la columna de

²¹ DOE, Department of Energy, US

²² AEN- NEA, Nuclear Energy Agency

agua procedente de la deserción del ^{137}Cs de los sedimentos del fondo, ya que Sellafield ha reducido el vertido de dicho radionúclido y en cambio, no se han observado variaciones de la concentración de ^{137}Cs en la columna de agua (Hunt and Kershaw, 1990, Poole et al., 1996).

El conocimiento del radiocésio en el medio ambiente se debe a la investigación del *fallout* procedente de las detonaciones de armas nucleares. Un total de 960 PBq ^{137}Cs (UNSCEAR 1982) o 1,26 EBq fueron inyectados en la estratosfera. El tiempo de residencia media en la estratosfera es aproximadamente entre 6 y 12 meses. Desde la estratosfera el cesio se introduce en la troposfera, especialmente a finales de invierno, y se alcanza el nivel máximo en el aire cercano a la superficie de la tierra en primavera.

El comportamiento predominante del ^{137}Cs en la columna de agua es en forma soluble, y tiene propiedades que le permiten ser utilizado como marcador de masas de agua (Bowen et al., 1973). Desde los años 70, dicho isótopo radioactivo ha sido estudiado como trazador de la circulación de masas de agua de origen en el Océano Atlántico a través de las plataformas siberianas y a través de las cuencas euroasiáticas y canadienses (Livingston 1984; Smith and Ellis, 1995; Cochran et al., 1995). La razón $^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$ de las descargas de las instalaciones nucleares, así como desde Sellafield hacia el mar del Norte, ha sido estudiado para determinar las tasas de transporte de las masas de agua dentro de la Cuenca del Océano Ártico (Murray et al., 1978; Aarkrog et al., 1983 y Dalhgaard et al., 1986), así como determinar el tiempo de tránsito (Kershaw y Baxter, 1995). Desde un punto de vista químico, el cesio presenta propiedades químicas similares al potasio –elemento esencial-. El cesio inyectado en el medioambiente puede transferirse y bioacumularse a lo largo de la cadena trófica.

8.2.2. Plutonio

Hay 15 isótopos de plutonio que pueden ser producidos por reacciones nucleares, cuyos tiempos de vida media varían desde años, a millones de años. El periodo de semidesintegración y el modo de desintegración de los isótopos de interés del Pu están dados en la *tabla 8.4*.

La principales fuentes de Pu en el medio ambiente terrestre y acuático son: i) *fallout* atmosférico procedentes de las detonaciones de armamento nuclear que han tenido lugar entre 1950 y 1980. Aproximadamente 15000 Tbq $^{239,240}\text{Pu}$ se han producido durante las

pruebas de armamento nuclear. Aproximadamente 2500 TBq Pu es depositado como fallout local y unos 12500 TBq están globalmente distribuidos vía estratosfera; ii) los vertidos directos de residuos radioactivos en lugares selectivos; iii) la liberación accidental.

Tabla 8.4. Isótopos interesantes del Pu, su tiempo de vida media y la forma de desintegración.

Isótopo	Tiempo de vida media (a)	Modo de desintegración
^{238}Pu	87,7	Alpha
^{239}Pu	$2,41 \cdot 10^4$	Alpha
^{240}Pu	6537	Alpha
^{241}Pu	14,4	Beta-(99+), alpha (0,002)
^{242}Pu	$3,76 \cdot 10^5$	Alpha
^{244}Pu	$8,20 \cdot 10^7$	Alpha (99,9), S.F.(0,1)

Fuente: Thorsten Warneke. Thesis; High-precision isotope ratio measurements of uranium and plutonium in the environment. January 2002. University of Southampton

Entre los radionúclidos artificiales y sus isótopos principales que pueden ser encontrados en el ambiente (el ^{238}Pu , el ^{239}Pu , el ^{240}Pu , el ^{241}Pu y el ^{242}Pu). Estos isótopos merecen una atención especial como trazadores oceanográficos puesto que el plutonio presenta diversas formas físicas/químicas y diversos estados de la oxidación. Los cocientes del índice de actividad o atómicos proporcionan la información respecto las fuentes de Plutonio y sobre su comportamiento en el mar. A comienzos de los 50, el *fallout* estratosférico fue caracterizado por un cociente isotópico de $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ de 0.30, disminuyendo a valores que oscilaban entre 0.21- 0.26 a mediados de los años cincuenta (Koide et al., 1985; Buesseler, 1997; Hong et al., 2004). Los ratios cambian con el tiempo a consecuencia de la desintegración de los isótopos radioactivos. Las últimas pruebas nucleares atmosféricas a principios de los años 60 fueron dominadas por las copiosas detonaciones de la antigua Unión Soviética, representando el 75% de la producción total. El ratio medio $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ de este material presenta un valor de 0.18 (Krey et al., 1976; Koide et al., 1985). En cambio, si la ratio $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ presenta unos valores entre 0,02 - 0,04 manifiesta que su procedencia corresponde a las detonaciones que se realizaron en Chernaya Bay (Smith et al., 1995). Además, también permite distinguir entre el *fallout* proveniente del las pruebas nucleares del pro-moratorium y del post-moratorium (Baskaran et al. 1995). Los vertidos procedentes de la planta de reprocesamiento de Sellafield (UK) han variado a lo largo de los años, desde 0,05 a 0,25, con un valor medio de

0,18 (Kershaw et al. 1995 citado en Masqué et al., 2003). Durante los años 70 el ratio $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ se caracteriza por valores próximos a 0,18, aunque dicho ratio ha aumentado a 0,21-0,22 en los recientes años (referencias en Masqué et al., 2003). Las detonaciones que se realizaron en Chernaya Bay se caracterizan por un ratio $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ que presenta unos valores de 0,04 (Smith et al., 1995).

Las cantidades trazas del plutonio que se forma naturalmente del uranio debido a la captura de neutrón, en los estudios medio ambientales se puede menospreciar comparándolo con el plutonio antropogénico inyectado al medio ambiente durante el periodo de posguerra de la II Guerra Mundial. La deposición de densidades es superior a 80 Bq/m^2 aproximadamente (25 ng/m^2 asumiendo $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}=0,18$; Kelley et al., 1999) y pueden estar presente en los suelos de latitudes templadas debido mayoritariamente a las pruebas en la atmósfera de armas nucleares en el periodo 1950-1963 (Hardy et al., 1973).

Bloque III. Metodología

9. Metodología

"El método es un camino, un orden, conectado directamente a la objetividad de lo que se desea estudiar... Las demostraciones metodológicas llevan siempre de por medio una afirmación relativa a las leyes del conocimiento humano en general..."

SEVERO IGLESIAS, 1976

En este apartado se describe la metodología general seguida para la elaboración del presente proyecto, así como de los diferentes procedimientos de análisis utilizados para la realización de la estimación de los inventarios de los radionúclidos seleccionados (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb y $^{239,240}\text{Pu}$) en la columna de agua, los sedimentos del fondo marino y hielo marino, y para explicar la distribución de dichos radionúclidos en el Océano Ártico.

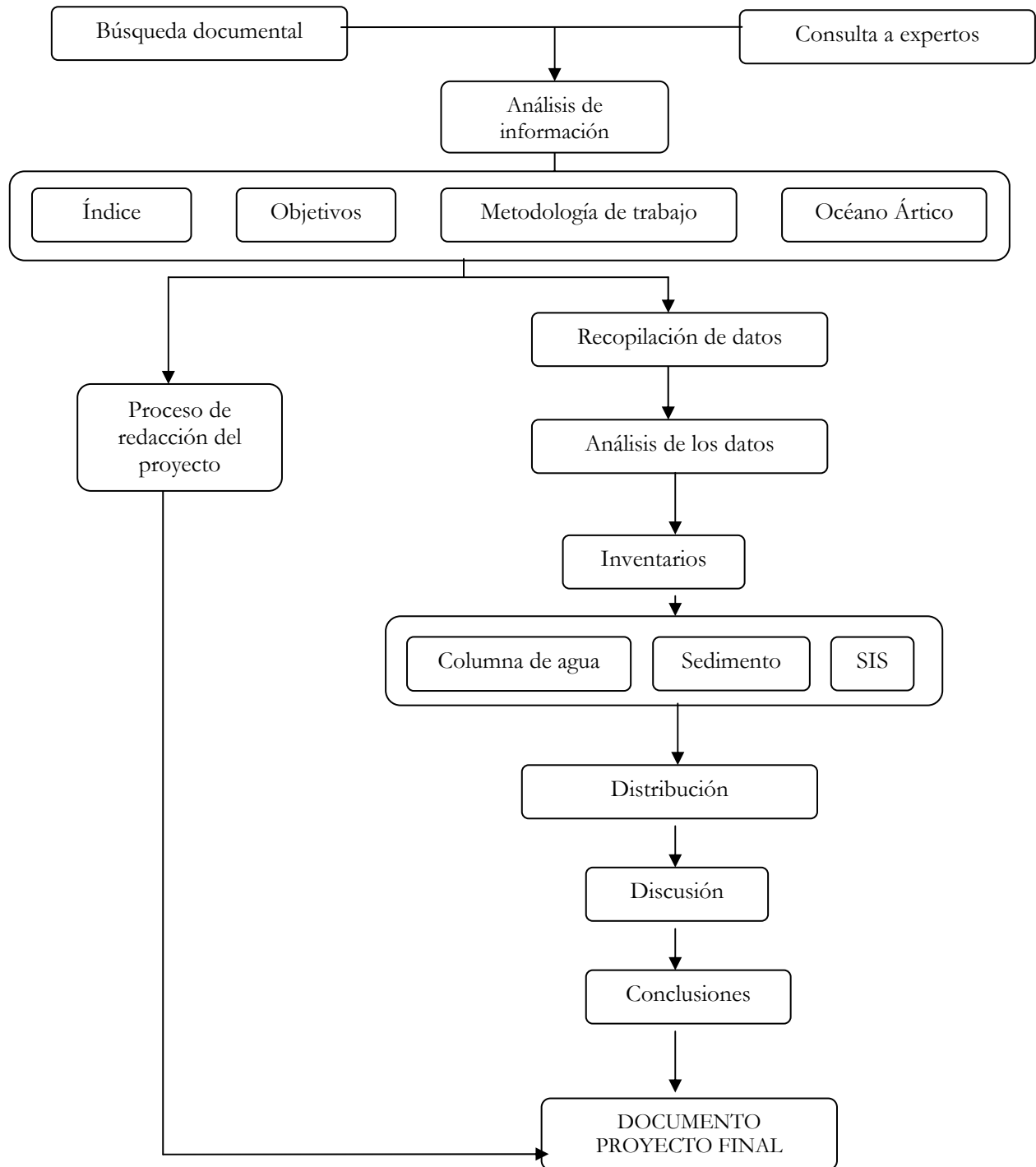
9.1 Metodología general

La *Figura 9.1* muestra la metodología general seguida para la ejecución del proyecto de final de carrera de Licenciatura de Ciencias Ambientales: *"Distribución de radionúclidos naturales (^7Be y ^{210}Pb) y antropogénicos (^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$) en el Océano Ártico"*.

El primer paso en la realización del proyecto se ha centrado en la búsqueda documental, hace referencia a la obtención de documentos, bibliografía, datos de concentraciones, de inventarios, de flujos, etc. La búsqueda de información y/o documentación será a través de la consulta bibliográfica de artículos científicos, trabajos publicados. Así como en la realización de consultas a diversos expertos tanto en materia de gestión de proyectos, como en el ámbito de la radiactividad ambiental y de la investigación en el Océano Ártico. La información obtenida se ha recopilado y analizado detalladamente con la finalidad de identificar los conocimientos preexistentes sobre la situación del papel que tiene el hielo marino del Océano Ártico como mecanismo de transporte y sobre los sedimentos del hielo marino. Así como de la importancia de los diferentes radionúclidos seleccionados inicialmente. A continuación, se han definido los objetivos y el índice del estudio. Así mismo se ha recopilado la información de los últimos años para realizar un preanálisis de los niveles de radionúclidos en el conjunto del Océano Ártico con el objetivo de establecer la situación actual, y se ha establecido la metodología de trabajo que se ha seguido para conseguir alcanzar los objetivos propuestos.

A continuación se han estimado los inventarios para cada uno de los radionúclidos objeto de estudio (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb y $^{239,240}\text{Pu}$) en cada uno de los compartimentos para cada zona, para determinar la distribución de dichos radionúclidos en el Océano Ártico y poder dar respuesta a cada una de las preguntas que se han formulado inicialmente.

Figura 9.1.: Esquema de la metodología general del proyecto



Fuente: Elaboración propia

9.2. Distribución

Para la determinación de la **distribución** de los radionúclidos, se han seguido dos procedimientos diferenciados; i) análisis de los inventarios y los flujos para cada uno de los isótopos radioactivos; ii) una descripción detallada de cada una de las zonas en que se ha dividido el Océano Ártico.

- i) El primer procedimiento ha consistido en el **procesamiento de los datos** sobre los radionúclidos estudiados (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb y $^{239,240}\text{Pu}$) que se han recopilado entre los diversos estudios e informes que se han realizado y publicado hasta el momento. A partir de estos datos se ha podido extraer la información relativa a los inventarios para cada uno de ellos.
- ii) En relación al segundo procedimiento se ha basado en la diferenciación **tipológica de las diferentes áreas** del Océano Ártico con la finalidad de determinar la importancia que desempeña cada una de las regiones en la incorporación, acumulación, etc. de radionúclidos.

9.2.1. Determinación de los inventarios

Previamente a la determinación de los **inventarios** de cada uno de los radionúclidos correspondientes a cada uno de los compartimentos (columna de agua, sedimento del fondo y hielo marino) para cada una de las regiones –mares marginales, cuenca occidental y oriental, estrecho de Fram y estrecho de Bering-, se ha realizado una compleja, extensa y detallada búsqueda bibliográfica con la finalidad de recopilar la mayor proporción de datos divulgados hasta a fecha sobre concentraciones e inventarios de los radionúclidos seleccionados en cada compartimento y para cada zona. Además de los datos de concentraciones e inventarios de radioisótopos referentes a la descarga fluvial de los diferentes ríos que constituyen la red hidrológica del Océano Ártico y de la deposición atmosférica. De esta forma se ha obtenido una extensa recolección de datos que servirán como base de datos. Estos datos son necesarios para determinar posteriormente el valor promedio de los inventarios de cada uno de los radionúclidos en cada compartimento para cada zona en concreto.

A la hora de calcular los inventarios en los diferentes compartimentos se han considerado diferentes suposiciones con el propósito de simplificar el cálculo. Estas suposiciones consisten en:

i) la **densidad de los sedimentos** del fondo marino se considera que presenta una densidad media de **2,5 g/cm³** (Hermanson, 1990, citado en Baskaran y Naidu 1995; Baskaran et al. 1996).

iii) la **carga de sedimentos en el hielo marino** expresada en g/m² se calculará de diversas maneras dependiendo de los datos disponibles.

- Si únicamente se conoce la concentración de SIS (g/m³) en una estación determinada, se asumirá que mayoritariamente los SIS se hallan concentrados en la capa de un grosor aproximado de quince centímetros de (Barnes et al., 1982; Kempema et al., 1989).
- Si se dispone del perfil del testigo de hielo no se recurrirá a dicha suposición, sino que se integrará la concentración en función de la profundidad respecto la profundidad de la muestra.
- Si se conoce la longitud de los testigos de hielo, tal como realizan Barnes et al. (1982), se calcula la carga de sedimentos en el hielo (g/m²) usando la longitud media de todos los testigos de hielo y el promedio de la concentración de sedimentos del hielo marino (g/m³).
- Si se conoce el flujo de sedimentos exportados por el hielo marino anual y también el flujo de hielo marino exportado anualmente, se podrá realizar el cálculo de la carga de sedimentos.
- En el caso de que no se tenga registros de SIS, se considerará una concentración típica de 100 g/m² como estima Baskaran (2005).

En el caso de que no se hallen los registros de inventarios en alguna zona para algún compartimento determinado se realizará un análisis mediante extrapolación de datos, o se asumirán diferentes supuestos con el objetivo de poder obtener una cifra aproximada el posible inventario y caracterizar la zona.

- **Calculo de inventario**

A continuación se detalla el modo de cálculo de los inventario para cada uno de los compartimentos; columna de agua, sedimento del fondo y sedimentos del hielo marino (SIS).

Los **inventarios de la columna de agua** (Bq/m^2) para los diferentes radionúclidos han sido calculados a partir de la integración de las diferentes concentraciones a las correspondientes profundidades. Asumiendo que la actividad específica (Bq/m^3) corresponde al intervalo entre la profundidad a la cual se ha medido y la profundidad de la posterior medida.

$$I = \sum \int A_i$$

Donde **I** , corresponde al inventario del isótopo radioactivo (Bq/m^2)

A_i , es la actividad del isótopo radioactivo en una determinada profundidad (Bq/m^3)

Los **inventarios de sedimentos del fondo** (Bq/m^2) de los isótopos radioactivos estudiados son calculados a partir de las medidas de dichos radionúclidos de los cores de sedimento. A partir del sumatorio de las actividades (Bq/Kg) específicas en las diferentes profundidades donde se han analizado.

$$I(\text{Bq} / \text{m}^2) = \sum A_i \cdot \Delta X_i \cdot \rho_i$$

Donde **I** , corresponde al inventario del radioisótopo (Bq/m^2)

ρ_i , es la densidad seco ($\text{g sedimento seco} / \text{cm}^3 \text{ sedimento húmedo}$)

A_i , actividad del isótopo en un intervalo de profundidad de i (Bq/g)

ΔX_i , es el intervalo de profundidad de i (cm)

Los **inventarios en el sedimento del hielo marino (SIS)** de los radionúclidos han sido calculados a partir del producto entre la concentración de dicho radionúclidos en el hielo marino (Bq/Kg) y la carga de sedimento en el hielo marino (g/m²).

$$I = C_i \cdot SIS$$

Donde **I**, corresponde al inventario del radioisótopo (Bq/m²)

C_i, es la concentración del isótopo radioactivos en el hielo (Bq/Kg.).

SIS, la carga de sedimentos en el hielo (g/m²)

9.2.2. Determinación de las áreas

El Océano Ártico se puede dividir en dos regiones; la cuenca ártica central y los mares marginales. Ambas zonas presentan unas características topográficas que determinan los procesos que acontecen en ellas.

Se ha distinguido las diferentes áreas según su tipología entre mares marginales, cuencas árticas centrales y Estrecho de Fram –por ser la principal zona de ablación del hielo marino-. Dentro de ésta primera clasificación se ha considerado adecuado realizar una segunda subdivisión ya que los principales procesos pueden varían en intensidad dentro de una misma tipología dependiendo de la región. Además se ha realizado con la finalidad de poder identificar con un mayor detalle aquellas áreas relevantes, por ejemplo en la exportación o importación de radionúclidos o de incorporación de radionúclidos en el SIS. De esta manera, los mares marginales se clasificaran en; i) mares marginales eurosiberianos (mar de Barents, Laptev, Kara, Siberia del Este) y ii) mares marginales norteamericanos (mar de Chukchi, Beaufort). Dentro de la cuenca ártica central se subdivide en; i) Cuenca Euroasiática (Cuenca de Nansen y Amudsem) y ii) Cuenca Canadiense (Cuenca de Canadá y Makarov) (*figura 3.1*).

Bloque IV. Inventario

10. Caracterización de la zona de estudio.

El inventario es una relación detallada y valorada de los elementos que componen un sistema. Da a conocer el número de existencias para cada uno de los compartimentos.

REAL ACADEMIA DE LA LENGUA

En el siguiente apartado se describe cada una de las zonas analizadas; Mares Marginales euroasiáticos, canadienses, Cuenca Euroasiática y Canadiense, Estrecho de Fram y de Bering. Asimismo se caracterizan mediante el inventario correspondiente para cada uno de los radionúclidos estudiados (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb , $^{239,240}\text{Pu}$) en los diferentes compartimentos (columna de agua, sedimentos del fondo y hielo).

10.1. Mares Marginales euroasiáticos.

Los Mares Marginales euroasiáticos se encuentran localizados en la parte este del Océano Ártico. Se caracterizan por ser las principales áreas de formación de hielo Marino (Zakharov, 1966, 1976; Aagaard et al., 1981; Colony y Thorndike, 1985; Martin y Cavalieri, 1989; Reimnitz et al., 1992; Pavlov et al., 1994; Dethleff et al., 1998). Se dividen en: Mar de Barents, Mar de Kara, Mar de Laptev y Mar Siberiano del Este (*figura 4.1.*)

10.1.1. Mar de Barents

El Mar de Barents se encuentra localizado en la plataforma continental euroasiática, al norte del continente europeo (*Figura 4.1.*). Al este del Mar de Barents se halla el archipiélago Novaya Zemlya, la cual lo separa del Mar de Kara, al oeste está comunicado con el Océano Atlántico y al norte con la cuenca ártica central. Ocupa una extensión de $424 \cdot 10^3 \text{ Km}^2$ y tiene un volumen de $316 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$.

Topográficamente se caracteriza por presentar una profundidad máxima que varía entre los 100 a los 600 metros, en el límite con el Mar de Noruega. Su relieve condiciona los regímenes de sedimentación del material en suspensión de la columna de agua y la distribución de las masas de agua, siendo la circulación general en el Mar de Barents ciclónica.

En el Mar de Barents desembocan diversos ríos: del río Pechora recibe un run-off de aproximadamente 130 Km³ anuales y de los ríos Severnaya Dvina, Mezen y Anega que desembocan en el Mar Blanco (todos ellos juntos suponen 136 Km³/a).

Una característica típica del Mar de Barents es la gran variación estacional e interanual del régimen del hielo, con una media, un mínimo y una máxima cobertura de hielo de 38%, 22% y 52%, respectivamente. Además, un hecho representativo es que nunca está completamente cubierto por hielo, como consecuencia de la entrada de agua caliente atlántica.

El hielo importado es considerablemente mayor que las exportaciones, 102-103 Km³/a y 61,7-76,2 Km³/a, respectivamente. Es decir, el flujo importado es entre un 35- 65% mayor al exportado (*véase tabla 10.1.*).

Tabla 10.1. Importaciones y exportaciones de hielo en el Mar de Barents.

desde	hacia	Km ³ /a
Barents	Océano Ártico	32-33
Kara	Barents (kara gates)	4,6
Barents	Kara	20
Ártico	Barents	43,5-58
Barents	Mar Blanco	50
Mar Blanco	Barents	13,6

Fuente: IAEA, 1999. Radioactivity in the Arctic Seas, report for the Internacional arctic seas assessment Project, IASAP IAEA-TECDOC-1075

• Inventario

Las concentraciones de ¹³⁷Cs en el agua marina superficial en el Mar de Barents, según AMAP (1998, *figura 8.7.*) las concentraciones varían entre 16 y 32 Bq/m³ entre 1979-1984 en la parte oeste del Mar de Barents (Svalbar), y en 1994 (*figura 8.8* en AMAP, 1998), la concentración en agua superficial presenta un rango entre 4 a 8 Bq/m³ en las proximidades de las costa del Mar de Barents. Vakulovsky et al., (1993), citado en Crane et al. (2000), registran una variación en la concentración de ¹³⁷Cs en agua superficial entre 9,5 a 100 Bq/m³. Los inventarios de ¹³⁷Cs proceden de los trabajos de Smith et al. (2000) (n= 35) y de Strand et al. (1993) (n=5), citado en Smith et al. (2003), con muestras en el distribuidas en el centro y en la costa del Mar de Barents. El ¹³⁷Cs se distribuye principalmente en la

columna de agua, representando el 92% del total de Cs-137 inventariado en la zona (*véase figura 10.1.*). Las observaciones de la concentración en sedimentos superficiales indica un rango de variación entre 1 a 100 Bq/Kg entre 1992-1995 en la parte suroeste del Mar de Barents (figura 8.10. de AMAP, 1998), y en el periodo de 1993 a 1998 varían entre <1-20 Bq/Kg (figura 3.8 de AMAP, 2002). Las concentraciones en sedimentos en Chernaya Bay (Mar de Pechora), lugar donde se desarrollaron algunas pruebas nucleares subterráneas presentan un promedio de 158 Bq/kg (Smith et al., 1995). Respecto al inventario de ^{137}Cs presente en los sedimentos marinos presenta con un valor medio de 1000 Bq/m² [100-10700 Bq/m², n=35] (Smith et al. 2000). Los registros se concentran entre las costas del continente euroasiático y Novaya Zemlya. El inventario en sedimentos del fondo no alcanza el 8% del total de ^{137}Cs inventariado (*véase tabla 10.2.*). En el anexo se muestran los datos a partir de los cuales se han calculado los inventarios.

Tabla 10.2.: Valores medio de inventario de ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$ (Bq/m²) en el Mar de Barents

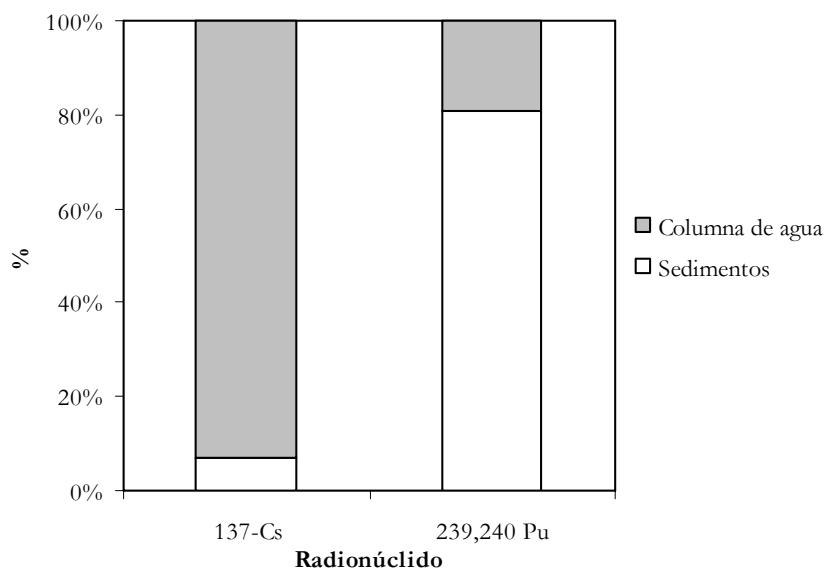
Muestra	^{137}Cs	$^{239,240}\text{Pu}$
Sedimentos	1023'	234'
Columna de agua	13740*	55*

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de ' Smith et al. (2000); ' Strand et al. (1993) en Smith et al. (1995); *Cochran et al. (1995). *Véase anexo* donde se hallan todos los registros de los inventarios de la presente zona.

La concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en los sedimentos superficiales en la parte sur-este del Mar de Barents presentan un rango entre de 0,5 a 20 Bq/Kg entre 1996 y 2000 (*figura 3.11.* de AMAP, 2002). En el Mar de Pechora el valor medio de concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en los sedimentos superficiales es de 3,13 Bq/Kg (Baskaran et al., 2000). La distribución del $^{239,240}\text{Pu}$ presenta valores superiores en los sedimentos marinos en comparación con el valor de la columna de agua, 234 Bq/m² [1,91- 1000 Bq/m²] y 55 Bq/m², respectivamente (*véase tabla 10.2.*). Los registros de los inventarios en sedimentos proceden de Smith et al. (2000) (n=35) y de Strand et al. (1993) (n=5) citado en Smith et al. (1995).

En relación al ^{210}Pb , Baskaran et al. (2000) con 27 muestras observan que la variación de concentración en sedimento superficiales en el Mar de Pechora es de 0,69 a 37,8 Bq/Kg, con un valor medio de 15 Bq/Kg. No se disponen de los inventarios de ^{210}Pb ni en sedimentos ni en columna de agua.

Figura 10.1. Porcentaje de inventario de los radionúclidos de columna de agua y en sedimentos del Mar de Barents.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.2.

10.1.2. Mar de Kara y Laptev

El Mar de Kara y Laptev se hallan localizados en la parte este de las plataformas continentales euroasiáticas.

- **Mar de Kara**

El Mar de Kara se conecta con el Mar de Barents en el oeste, con la Cuenca Ártica central en el norte y al este con el Mar de Laptev (*Figura 4.1.*).

Ocupa un área de $883 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ y un volumen de $98 \cdot 10^3 \text{ Km}^3$. Se caracteriza por ser un mar poco profundo, teniendo el 82% de su área en la plataforma continental con una profundidad por debajo de 200 metros, y sólo el 2% de su área alcanza profundidades superiores a los 500 m.

La circulación de las masas de agua se hallan fuertemente influenciadas por la el flujo de las aguas fluviales, principalmente de los ríos Yenisey, Ob, Pyasina, Taz, y Pur. Todos ellos introducen más del 90% del total de la media de la descarga $1100\text{-}1500 \text{ Km}^3$ anuales (Aagaard y Carmack, 1989) (*figura 4.2.*) y descargan aproximadamente unos 30 millones de

tonelada anuales de materia en suspensión (*figura 4.3.*), el 80% de los cuales se deposita en estuarios (IAEA, 1999).

El Mar de Kara se ve caracterizado por contener en su fondo marino depósitos de residuos radioactivos tanto líquidos como sólidos (*véase apartado 6.2.*), de la misma manera que ha sido un lugar de pruebas de armamento nuclear (Yablokov et al., 1993; Aarkrog, 1994, 1999; AMAP, 1997; Crane et al., 2000). Además de estas fuentes de radionúclidos, el Mar de Kara se ve influenciado por los input derivados de las descargas de residuos radioactivos procedentes de las plantas de reprocesamiento de Sellafield (Reino Unido) y La Hague (Francia)-. Éstos vertidos no sólo afectan al Mar de Kara y Laptev, sino que también se ven influenciados otros mares como el de Mar Barents, Mar Báltico, etc.-. Otra fuente son los inputs correspondientes a los ríos que desembocan en dicho mar, concretamente el río Ob y Yenisey (Trapeznikov et al., 1993; Baskaran et al., 1995; Sayles et al., 1997). Estos ríos transportan radioisótopos disueltos en sus aguas procedentes de la industria nuclear ya que vierten sus residuos sobre las cuencas hidrológicas de estos ríos. Según Pavlov y Pfirman (1995) los mares de plataforma siberiana son los que reciben la mayor cantidad de inputs de contaminantes.

• Mar de Laptev

El Mar de Laptev limita por el este con las Islas de Nueva Siberia, y por el oeste con la Península Taymyr y el archipiélago Svernaya Zemlya (*Figura 4.1.*). Se encuentra al sur de Siberia.

El Mar de Laptev es el más pequeño de los mares marginales eurosiberianos, con un área aproximada de $672 \cdot 10^3 \text{ Km}^2$. Alrededor de la mitad del Mar de Laptev se encuentra a una profundidad inferior a los 50 metros (IAEA, 1999).

La circulación se encuentra influida por los flujos procedentes de los ríos que desembocan en dicho mar, igualmente las características de las masas de agua también resultan afectadas por los ríos. Éstos afectan a la temperatura, salinidad, composición química y a la suspensión de sedimentos de dichas aguas. La parte este del Mar de Laptev se haya influenciada por los ríos Lena, Yana y Khatanga, que liberan aproximadamente 750 Km^3 de agua caliente y dulce. En cambio, la parte norte está particularmente influenciada por las masas de agua de los Océanos Atlántico y Pacífico. También hay una pequeña

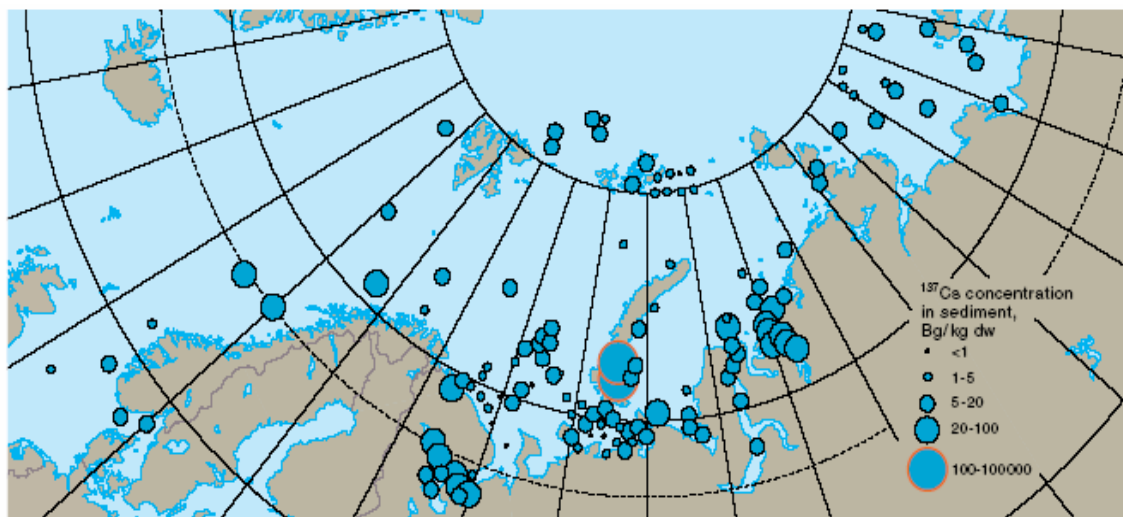
contribución de agua dulce procedente del deshielo de la nieve y del hielo a lo largo de las costas.

- **Inventario**

Las concentraciones de ^{137}Cs en agua superficial varían de 4 a 16 Bq/m³ entre 1979 y 1982 en las proximidades de Novaya Zemlya. En 1994, también se registra el mismo rango en una media docena de muestras dispersas por los límites de la línea de costa (*figura 8.7 y 8.8* en AMAP, 1998). Según la IAEA (1999) el rango de concentración en agua superficial es de 3-8 Bq/m³ en el Mar de Kara. Livingston y Povinec (2000), registran una concentración de 8-20 Bq/m³ en agua profunda en el Mar de Kara. En el canal de Novaya Zemlya, registran un rango de concentración en agua superficial de 4-7 Bq/m³ y en agua profunda de 7 a 14 Bq/m³ (1992-1994). Según Vakulovsky et al., (1993), citado en Crane et al. (2000), el rango de concentración de ^{137}Cs en agua superficial es de 10-30 Bq/m³. La concentración de ^{137}Cs sedimentos en superficiales en la parte suroeste del Mar de Kara (Novaya Zemlya y desembocadura de los ríos Ob y Yenisey) presentan unos valores que oscilan entre 1- >100 Bq/Kg entre 1992-95 (*figura 8.10* en AMAP, 1998). En el periodo 1993-1998, se registra un rango entre 1 a 100000 Bq/Kg (*figura 10.2*) (AMAP, 1998). Las áreas donde se registran valores superiores a los 100 Bq/Kg son: i) el Chernay Bay, en la costa sureste de Novaya Zemlya y ii) las proximidades a los lugares donde se hallan los depósitos radioactivos de Novaya Zemlya (*figura 10.2*). Dethleff et al. (2000) informan de actividades de ^{137}Cs por encima de 20 Bq/Kg en los sedimentos superficiales en el suroeste del Mar de Kara, Jonson-Pyrtle et al. (2000) obtienen un promedio de actividad de ^{137}Cs en sedimentos superficiales de 6,0 Bq/Kg desde el área del río Lena al Mar de Laptev. Livingston y Povinec (2000) registran en sedimentos superficiales (0-2 cm) en mar abierto un rango entre 2-33 Bq/Kg y en el canal de Novaya Zemlya una variación de 7 a 30 Bq/Kg (1992-1994). Respecto a los inventarios, la mayor parte del ^{137}Cs permanece disuelto en la columna de agua, con un valor medio 1523 Bq/m² [300 y 2002 Bq/m² n=17]. Los valores de ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$ de la columna de agua proceden de Strand et al. (1994) cuyas muestras se encuentran distribuidas en la parte oeste del Mar de Kara (n=12). El inventario en sedimentos ha sido calculado a partir de los registros de Baskaran et al. (1996) localizados en la desembocadura y delta de los ríos Ob y Yenisey, con un promedio de 583 Bq/m² [157-1600 Bq/m², n=5] y de Strand et al. (1994) con una media de 384 Bq/m² [120-910 Bq/m², n=12]. El inventario de ^{137}Cs en sedimento tiene un valor medio 624 Bq/m² [120-

1600 Bq/m²](véase tabla 10.3.). Por lo tanto, el valor medio del inventario de ¹³⁷Cs en la columna de agua es tres veces superior al observado en los sedimentos Marinos.

Figura 10.2. Distribución del ¹³⁷Cs en sedimentos superficiales entre 1993 a 1998



Fuente: AMAP, 2002

En cambio, en el caso del ^{239,240}Pu se advierte la situación contraria: mayoritariamente se halla en los sedimentos, con un valor medio de 12 Bq/m² [2,62- 24,5 Bq/m²] (figura 10.3.). Baskaran et al. (1996) registran un valor medio de 8,83 Bq/m² de inventario de ^{239,240}Pu en sedimentos entre los cinco cores analizados y, Strand et al. (1994) obtiene un promedio de 24,8 Bq/m² [2,5-135 Bq/m², n=12] en los sedimentos superficiales (0-10 cm) y 18 Bq/m² en la estación 1-RN (Strand et al. 1993 en Smith et al. 1995). Respecto a las concentraciones en sedimento superficial, según AMAP (2002) varían entre 0,01 a 28,4 Bq/Kg para el periodo 1996-2000 en las muestras localizadas en las proximidades de Novaya Zemlya, concretamente en las inmediaciones del paso entre el Mar de Barents y el Mar de Kara, en la isla de Fran José y en la parte central del Mar de Laptev. En el estuario del río Ob el valor medio de concentración de ^{239,240}Pu en sedimentos es de 0,40 Bq/Kg (n=7) y en el estuario del río Yenisey es de 0,24 Bq/Kg (n=8). En la parte este del Mar de Kara la concentración en sedimentos es de 0,55 Bq/Kg (n=7) (Skipperud et al., 2004) y las concentraciones en sedimentos superficial (0-2 cm) oscilan entre 0,4-1,3 Bq/Kg en el mar abierto de Kara y en el canal de Novaya Zemlya es de 1 Bq/Kg entre 1992-1994 (Livingston y Povinec, 2000). En relación a las concentraciones de ^{239,240}Pu en agua superficial, según León Vintro et al (2002) presentan un valor medio de 3,0 mBq/m³ (n=14) [2,0-4,6 mBq/m³] en el Mar de Kara, y 2,6 mBq/m³ [1,8-3,8 mBq/m³, n=6] en el Mar de Laptev. Livingston y Povinec (2000) registran en agua superficial y profunda del

mar abierto de Kara unas concentraciones entre 2-8 Bq/m³ y 5-16 Bq/m³, respectivamente, y en el canal de Novaya Zemlya de 3-4 Bq/m³ y 7-12 Bq/m³ en el agua superficial y profunda, respectivamente. En relación al inventario de ^{239,240}Pu en la columna de agua, según Osvath et al. (1999) el rango de varia entre 0,2 - 3,5 Bq/m², y Strand et al. (1996) con un valor medio de 0,830 Bq/m² [340- 1037 mBq/m², n=12].

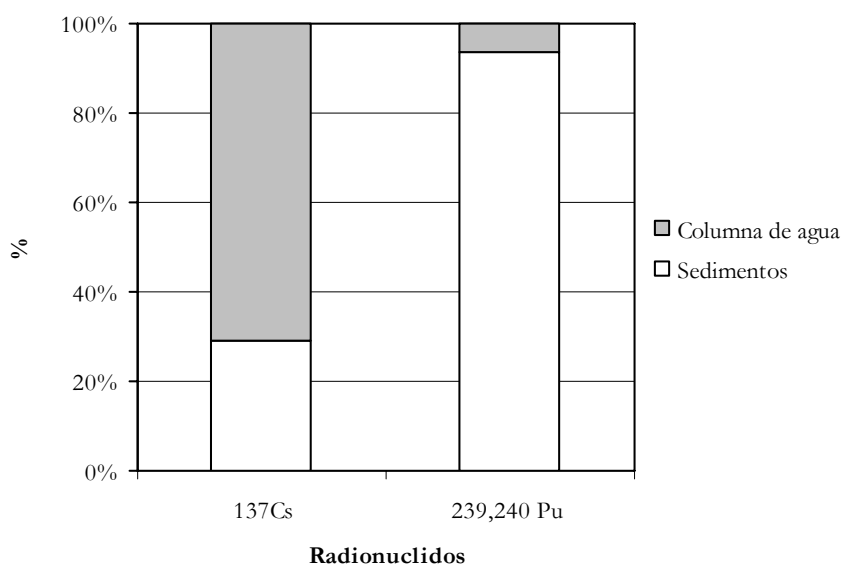
Se disponen de concentraciones de ²¹⁰Pb en sedimentos superficiales en la desembocadura y en el delta de los ríos Ob y Yenisey (Baskaran et al., 1996) donde se observa un valor medio de 24,3 Bq/Kg [0,4- 64,8 Bq/Kg, n=107]. No se disponen de registros de inventario de ²¹⁰Pb en sedimentos ni disuelto en la columna de agua para esta zona.

Tabla 10.3. Inventario de ¹³⁷Cs, ^{239,240}Pu (Bq/m²) en el Mar de Kara y Laptev

Muestra	¹³⁷ Cs	^{239,240} Pu
Sedimentos	624*	12 °
Columna de agua	1523 ^ˆ	830 ·10 ⁻³ ^ˆ

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de * °Baskaran (1996), ° ^ˆStrand et al. (1994), ° ° Hamilton et al. (1994), ° Smith et al. (1995), °Stand et al. (1993) en Smith et al. (1995), ^ˆ Huh et al. (1997). Véase *anexo* donde se hallan todos los registros de los inventarios de la presente zona.

Figura 10.3. Porcentaje de inventario de radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del Mar de Kara y Laptev



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.3.

10.2. Mares Marginales norte americanos

Los mares de Beaufort y Chukchi se localizan en la parte noroeste del Océano Ártico. Dichos mares difieren de los mares marginales localizados al este del Océano Ártico en: i) la cantidad de agua fluvial que reciben de los ríos, 618 Km³ anuales en los mares marginales canadienses y 1910 Km³ anuales en los euroasiáticos (*figura 4.2.*); ii) el flujo neto de exportación de hielo marino también es inferior en los mares marginales canadienses, aproximadamente 228 ·10³ Km² anuales en comparación con los 784 ·10³ Km²/a en los mares marginales euroasiáticos (*véase figura 5.1.*).

10.2.1. Mar de Chukchi

El Mar de Chukchi se extiende desde la isla Wrangel al este de Siberia (Rusia) hasta el Point Barrow en Alaska (USA) (*Figura 4.1.*). Se caracteriza por la estrecha plataforma continental en forma de embudo hacia el Estrecho de Bering, el cual separa el Océano Ártico del Océano Pacífico. La superficie del fondo marino presenta pocas zonas profundas.

A lo largo de la costa siberiana del Mar de Chukchi se observan canales abiertos de agua entre el hielo compacto y la banquista sobre canales de hielo compacto. Los canales se cierran a consecuencia de la fuerza de empuje del remolino de Beaufort. El empuje oprime la masa de hielo del oeste del Ártico hacia adentro del Mar de Chukchi paralizándose prácticamente la formación de hielo nuevo.

10.2.2. Mar de Beaufort

El Mar de Beaufort limita al este con el Archipiélago Canadiense y al sur con la costa ártica canadiense (*Figura 4.1.*). Con una superficie de 450000 km², se caracteriza por presentar una plataforma continental plana y estrecha, compuesta por pequeñas fosas.

La hidrología del Mar de Beaufort está influenciada por las masas de agua del ártico central, por las masas de agua atlántica provenientes del Archipiélago Canadiense, y por las masas de agua del Pacífico procedentes del oeste a través del Estrecho de Bering. Igualmente, también está influenciada por el agua fluvial del río MacKenzie (330 Km³ anuales) (*figura 4.2.*) (AMAP, 1998). La circulación está caracterizada por el Giro de

Beaufort, gira en sentido contrario a las agujas del reloj y aproxima las masas de banquisas del ártico hacia el Mar de Beaufort.

10.2.3. Inventario

Los sedimentos son el principal compartimiento para todos los radionúclidos estudiados (^{137}Cs , ^{210}Pb , $^{239,240}\text{Pu}$) en el Mar de Chukchi y Beaufort. El inventario de ^{210}Pb en sedimentos presenta un valor medio de 1179 Bq/m^2 [$497\text{-}3133 \text{ Bq/m}^2$] (aproximadamente el 85% del ^{210}Pb inventariado) y permanece disuelto en la columna de agua 247 Bq/m^2 de ^{210}Pb [$30\text{-}933 \text{ Bq/m}^2$] (*tabla 10.4 y figura 10.4*). Los registros en la columna de agua han sido obtenidos de Smith et al. (2003) con cinco muestras y, el inventario en sedimentos se ha calculado a partir de los registros procedentes de Baskaran y Naidu (1995) con diez muestras [$497\text{-}1858 \text{ Bq/m}^2$] y Huh et al. (1997) con dos muestras. Smith and Ellis (1995), citado en McDonald et al (2000), determinan el rango de la concentración de ^{210}Pb en agua superficial entre $0,5$ y $1,5 \text{ Bq/m}^3$, y Baskaran y Naidu (1995) estiman la concentración en sedimentos superficial (0-3 cm.) de ^{210}Pb de $37,5 \text{ Bq/Kg}$.

Tabla 10.4.: Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en el Mar de Chukchi y Beaufort

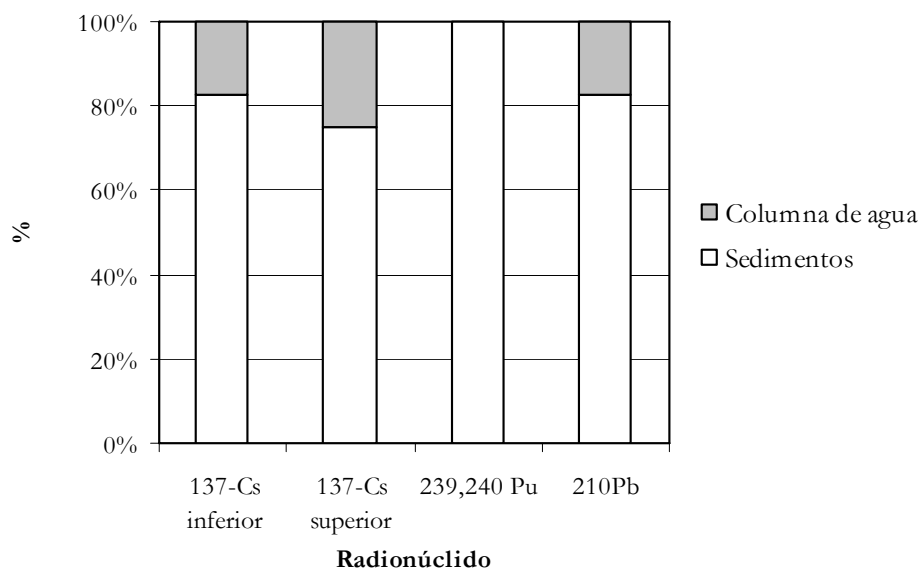
Muestra	^{137}Cs	$^{239,240}\text{Pu}$	^{210}Pb
Sedimentos	381 °	17 ˇ	1179 *
Columna de agua	81- 126 ´	< 0,033 ■	247 ^

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de ° *Baskaran and Naidu (1995), ° Cooper et al. (1995), ´ Medinets et al. (1992) en Cooper et al. (1995), * ˇ Huh et al. (1997), ^ Smith et al. (2003), * ˇ Huh et al. (1995) en Huh et al. (1997), ■ Landa et al. (1998, 1999), ˇ Hardy et al. (1993) en Baskaran et al. (1995). Véase *anexo* donde se hallan todos los registros de los inventarios de la presente zona.

Igualmente, la mayor parte del ^{137}Cs se halla en los sedimentos con un valor medio de 381 Bq/m^2 [$107\text{-}682 \text{ Bq/m}^2$ n=9] (Baskaran and Naidu 1995 y Cooper et al. 1995) y, el $^{239,240}\text{Pu}$ presenta un valor en los sedimentos de 17 Bq/m^2 . La columna de agua presenta valores inferiores de inventarios en comparación con los sedimentos: el rango de inventario de ^{137}Cs en la columna de agua es de $81\text{-}126 \text{ Bq/m}^2$ y para el $^{239,240}\text{Pu}$ inferior a $0,033 \text{ Bq/m}^2$ (*tabla 10.4*). En relación a la concentración de ^{137}Cs en sedimentos superficiales, Crane et al. (2000) registran un rango de concentración entre 0 a 20 Bq/Kg en el Mar de Chukchi en el periodo de 1990-1996. El rango de concentración de ^{137}Cs en agua superficial entre 2 y 5 Bq/m^3 en 1994 (Smith and Ellis; 1995, citado en McDonald et al., 2000). En

respecto a las concentraciones de $^{239,240}\text{Pu}$ en agua superficial, estas varían entre 0,005-0,015 Bq/m³ (Smith and Ellis; 1995, citado en Mcdonald et al 2000).

Figura 10.4. Porcentaje del inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del Mar de Chukchi y Beaufort.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.4.

10.3.Cuenca Canadiense

La Cuenca Canadiense con un volumen $7,3 \cdot 10^6 \text{ Km}^3$, se halla localizada en la parte este del Océano Ártico, separada de la Cuenca Euroasiática por la dorsal de Lomonovov (Aagaard et al., 1985). Al igual que la Cuenca Euroasiática, la Cuenca Canadiense se encuentra dividida por dos subcuencas, la Cuenca de Canadá y la de Makarov, limitadas por la dorsal Alpha.

La Cuenca de Makarov se caracteriza por ser una cuenca estrecha, situada en la parte este de la dorsal Lomonosov. La Cuenca de Canadá es la más extensa del Océano ártico, desde Alaska hasta la dorsal de Alpha.

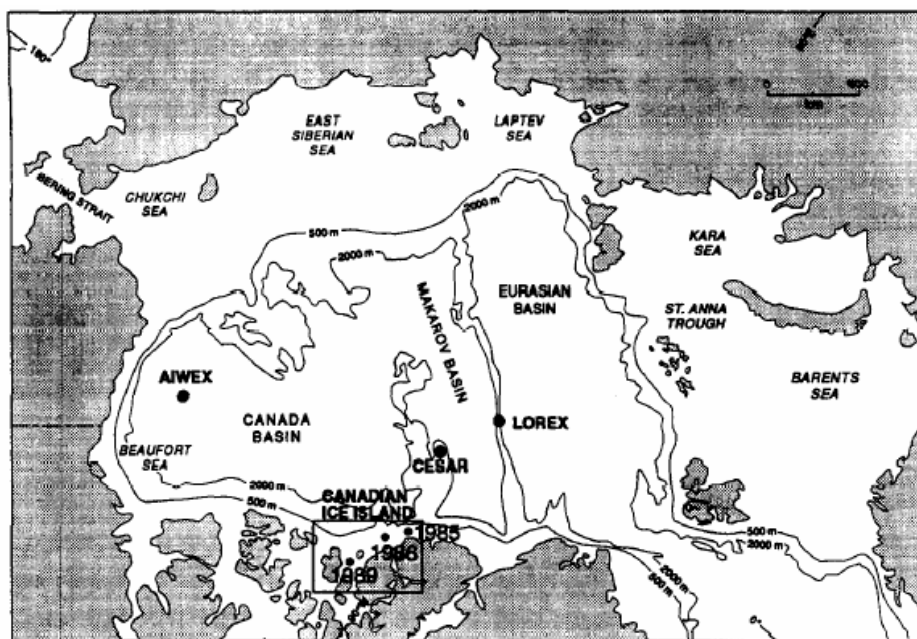
10.3.1. Inventario

El $^{239,240}\text{Pu}$ presenta una distribución que se ve caracterizada porque la mayor parte se encuentra disuelta en la columna de agua: 24 Bq/m² (aproximadamente 99% del total de $^{239,240}\text{Pu}$ inventario), mientras que el inventario en sedimentos tiene un valor medio de 0,24

Bq/m² [0,14-0,35 Bq/m²] (*figura 10.6*). Los registros de ^{239,240}Pu en la columna de agua proceden de Livingston et al. (1984) citado en Baskaran et al. (1995) y el inventarios de ^{239,240}Pu en sedimentos ha sido calculado a partir de Huh et al. (1997) y Cooper et al (2000).

El ^{210}Pb se caracteriza por tener unos valores similares de inventarios en la columna de agua y en sedimentos, siendo en estos últimos los que presenta un valor ligeramente más elevado, 1721 Bq/m^2 y 1303 Bq/m^2 , respectivamente (*tabla 10.5*). Los datos de ^{210}Pb en la columna de agua proceden de Smith et al. (2003) con un rango de valores entre 933 a 1567 Bq/m^2 [n=10]. Los inventarios de ^{210}Pb en sedimentos con un rango entre 633 a 3983 Bq/m^2 [n=8] provienen de Huh et al (1997). Respecto a la concentración de ^{210}Pb en la capa de mezcla, Smith and Ellis (1995) registran en la estación CESAR (*figura 10.5*.) un valor de $0,6 \text{ Bq/m}^3$.

Figura 10.5. Localización de la estación CESAR y AIWEX



Fuente: Smith and Ellis, 1995

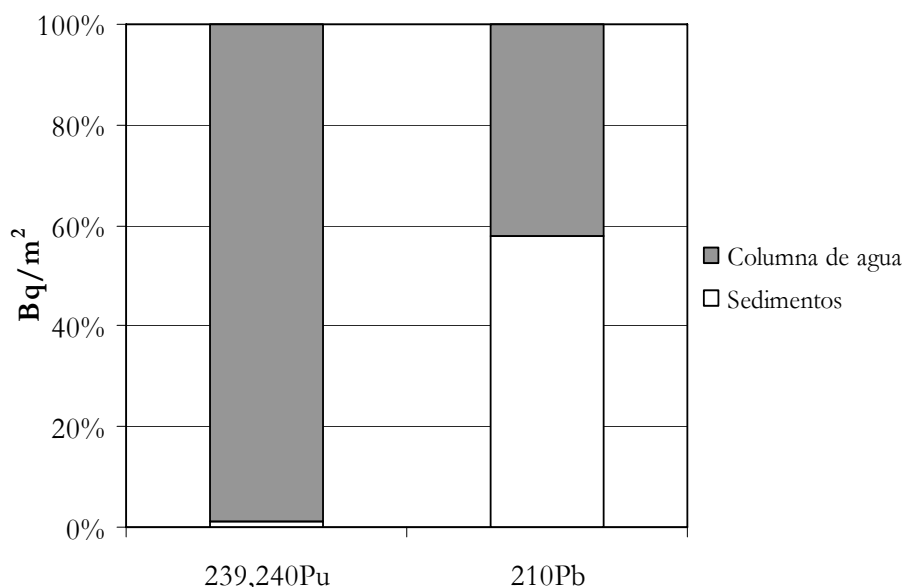
La concentración de ^{137}Cs medida por Smith et al. (1998) en la capa de mezcla es de 11 Bq/m³. Smith y Ellis (1995) registran una concentración de 5,3 Bq/m³ en la estación CESAR entre 0-60 metros, y 7,27 Bq/m³ en la estación de AIWEX (Casso et al. 1988 en Smith and Ellis, 1995) (*figura 10.5*). El inventario en la columna de agua es de 1675 Bq/m². Respecto a las concentraciones, Crane et al. (2000) informan de un rango de concentración de 1990 a 1995 entre 5-20 Bq/kg siguiendo el recorrido de la expedición AOS94.

Tabla 10.5. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ (Bq/m^2) en la Cuenca Canadiense

Muestra	^{137}Cs	$^{239,240}\text{Pu}$	^{210}Pb
Sedimentos	n.d.	0,24 [■]	1721 [']
Columna de agua	1675 [*]	24 [°]	1303 [^]

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de [■] ['] ^Huh et al. (1997); ['] ^Smith et al. (2003); [■] Cooper et al. (2000); ^{*} Smith and Ellis, (1995); [°] Livingston et al. (1984) en Baskaran et al. (1995). Véase *anexo* donde se hallan todos los registros de los inventarios de la presente zona. n.d. no hay datos.

Figura 10.6. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo de la Cuenca Canadiense.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.5.

10.4. Cuenca Euroasiática

La Cuenca Euroasiática se halla localizada en la parte oeste de la dorsal de Lomonovov. Se subdivide en dos subcuencas, la cuenca de Nansen y la Cuenca de Amudsem, ambas separadas por la dorsal Gakkel (*figura 4.1.*).

El volumen de agua de la Cuenca de Euroasiática es de $5,9 \cdot 10^6 \text{ Km}^3$ (Aagaard et al. 1985) y se caracteriza por ser más pequeña pero más profunda que la Cuenca Canadiense

(AMAP, 1997). La Cuenca de Amudsem se encuentra en el Océano Ártico central, y la Cuenca de Nansen se encuentra al este de la Cuenca Euroasiática.

10.4.1. Inventario

Se ha realizado un hipótesis con la finalidad de calcular el inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ y ^{210}Pb en sedimentos del fondo. En base al supuesto que la Cuenca Euroasiática presente unas características similares a la Cuenca Canadiense se considera que la distribución de $^{239,240}\text{Pu}$ y ^{210}Pb en la columna de agua y en sedimentos es aproximadamente similar. Partiendo de que el 99% del $^{239,240}\text{Pu}$ y el 43% del ^{210}Pb permanecen disueltos en la columna de agua en la Cuenca Canadiense, se ha calculado el inventario en sedimentos suponiendo que el inventario en la columna de agua equivale a un porcentaje semejante. Obteniendo 0,37 Bq/m² para el $^{239,240}\text{Pu}$ y 2592 Bq/m² para ^{210}Pb .

El $^{239,240}\text{Pu}$ se halla predominantemente disuelto en la columna de agua 37 Bq/m² [24 - 52 Bq/m²] (*tabla 10.6 y figura 10.7*). Smith et al. (2005) estiman una concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en la capa superior a la haloclina (0-100 m) de 0,010 Bq/m³. León Vintroy et al. (2002) registran una concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ entre 2,5 - 12,3 Bq/m³ a lo largo de la dorsal de Lomonosov –desde el Mar de Laptev hasta el Polo Norte- y entre la Isla de Fran Jose y Sevenaya Zemlya. Además, observa como la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ aumenta siguiendo la dorsal de Lomonosov desde el Mar de Laptev hasta el Polo Norte. Beasley et al. (1996) en sedimentos superficial (0-2 cm.) de 0,051-0,8 Bq/m³. cuyo inventario es 1,02 -16 mBq/m².

El inventario de ^{137}Cs en la columna de agua es de 8749 Bq/m² (*tabla 10.6*). El inventario de ^{137}Cs en sedimentos se desconoce ya que no se ha encontrado referencia en la bibliografía existente. En relación a concentraciones, Cooper et al. (2000), citado en Cota et al. (2005), estiman que el rango de concentración en los sedimentos oscila entre 1-13 Bq/kg y Crane et al. (2000) basándose en muestras recogidas durante el periodo 1990-1995 elabora un mapa del Océano Ártico indicando la concentración de ^{137}Cs en sedimentos superficiales. Se observa una variación entre 5-50 Bq/Kg. Macdonald et al. (2000) registran una variación de concentración de ^{137}Cs en agua superficial entre 5-15 Bq/m³.

El inventario de ^{210}Pb en la columna de agua es inferior al de los sedimentos (*tabla 10.6*). El inventario de la columna de agua tiene un valor medio de 2004 Bq/m² [1100-2150 Bq/m², n=6]. Los registros proceden de Smith et al. (2003) en las estaciones de

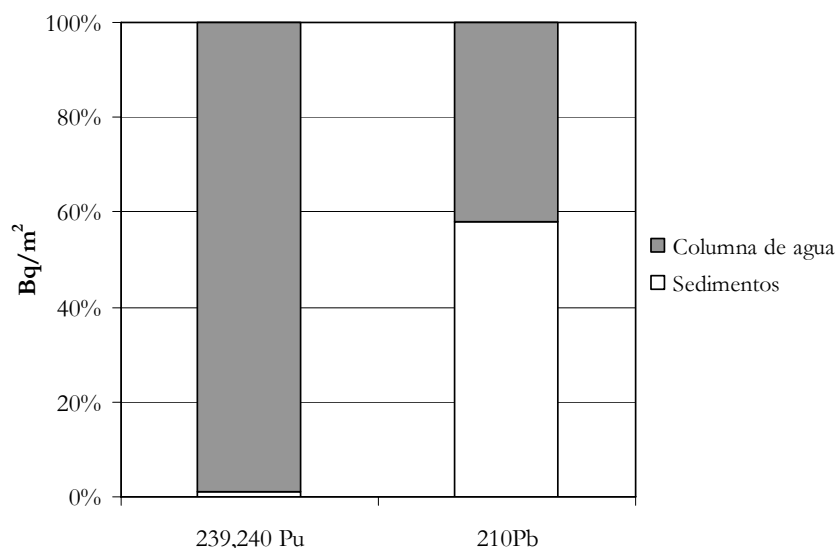
AOS94. León Vintro et al. (2002) observa una concentración de ^{210}Pb en agua superficial a lo largo de la dorsal de Lomonosov de $4,52 \text{ mBq/m}^3$ [$2,5\text{-}12,3 \text{ mBq/m}^3$, $n=34$].

Tabla 10.6. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en la Cuenca Euroasiática

Muestra	^{137}Cs	$^{239,240}\text{Pu}$	^{210}Pb
Sedimentos	n.d.	0,37	2592
Columna de agua	8749*	37 °	1956°

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de ° Livingston et al. (1995) en Huh et al. (1997); ° Livingston (1985) en Aarktog (1988); ° Baskaran et al. (1995); ° Smith et al. (2003); * ° Cochran et al. (1995). Véase anexo donde se hallan todos los registros de los inventarios de la presente zona. n.d. no hay datos

Figura 10.7. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo de la Cuenca Euroasiática



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.6.

10.5. Estrecho de Fram

El Estrecho de Fram se encuentra situado entre Groenlandia y el archipiélago de Svalbard (Figura 4.1.), con una profundidad máxima de 2600 metros y una anchura de 600 km. Es la principal y única conexión entre el Océano Ártico y el Atlántico Norte (Figura 5.2.) (Coachman and Aagaard, 1974). El intercambio de agua profunda únicamente puede tener lugar a través del Estrecho de Fram, la entrada procede del agua profunda del Mar de

Noruega –NSDW- y del Mar de Groenlandia -GSDW- Swift et al. 1983, Aagaard et al. (1985).

10.5.1. Inventario

El $^{239,240}\text{Pu}$ se halla predominantemente disuelto en la columna de agua, representando un 85% aproximadamente del total de $^{239,240}\text{Pu}$ inventariado (54 Bq/m^2) (véase figura 10.8). Se ha calculado a partir de Livingston et al. (1984) citado en Cochran et al. (1995) y Livingston et al. (1985) en Aarkrog (1995). El inventario de sedimento en sedimentos presenta un valor medio de 9 Bq/m^2 [$0,677- 35,9 \text{ Bq/m}^2$, $n=19$] Masqué et al. (2003) (tabla 10,7). Según Wedekind et al. (1997), la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en agua superficial varía entre $9,1-14 \mu\text{Bq/l}$, con un valor medio de $11,6 \mu\text{Bq/l}$. El rango de concentraciones en sedimentos superficiales es de $0,8-2,9 \text{ Bq/Kg}$ (Masque et al. submitted).

Tabla 10.7. Inventario de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{210}Pb (Bq/m^2) en el Estrecho de Fram

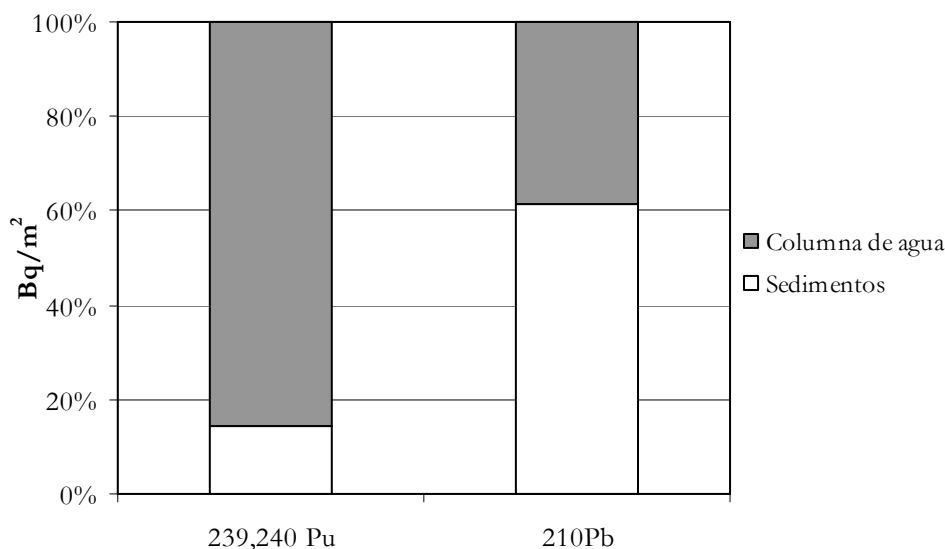
Muestra	^{137}Cs	$^{239,240}\text{Pu}$	^{210}Pb
Sedimentos	n.d.	9 ■	2732 °
Columna de agua	315*	54 ‘	1717 ^

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de ■ ° Masqué et al. (2003), * ^ Smith et al. (1990, 2003), ‘ Livingston et al. (1985) en Aarkrog (1995). n.d. no hay datos

En relación al ^{210}Pb , se halla predominantemente en los sedimentos del fondo, con un promedio de 2732 Bq/m^2 [$860- 6608 \text{ Bq/m}^2$, $n=19$] (tabla 10.7.) y la columna de agua permanece disuelto 1717 Bq/m^2 . Se ha calculado a partir de Masqué et al. (2003) para los sedimentos y de Smith et al. (2003) para la columna de agua. En relación a concentraciones, el rango en sedimentos superficiales es de 12 a 1404 Bq/Kg (Masque et al. submitted).

El inventario de ^{137}Cs en la columna de agua es de 315 Bq/m^2 . Wedekind et al. (1997) registra que la concentración de ^{137}Cs en la masa de agua superficial varía entre $5,8$ a 22 mBq/l , con un valor medio de $8,68 \text{ mBq/l}$. No se disponen datos sobre el inventario de ^{137}Cs en sedimentos.

Figura 10.8. Porcentaje de inventario de los radionúclidos en la columna de agua y en sedimentos del fondo en el Estrecho de Fram.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.7.

10.6. Estrecho de Bering

El Estrecho de Bering se halla localizado entre el Mar de Chukchi y el Mar de Siberiano del Este. El continente euroasiático y Norte América se encuentran separados por el Estrecho de Bering. La conexión del Océano Ártico con el Océano Pacífico se establece a través del Estrecho de Bering, de 85 Km de anchura y con una profundidad de 50 metros. A diferencia del Estrecho de Fram, el de Bering es más pequeño, estrecho y menos profundo.

10.6.1. Inventario

El inventario de ^{137}Cs en sedimentos se ha calculado a partir de seis cores analizados por Cooper et al. (1995) con un rango entre 140 a 590 Bq/m² (valor medio 443 Bq/m²) (tabla 10.8.). Crane et al. (2000) estima un rango de concentración en sedimentos superficiales entre 0-5 Bq/Kg en el periodo de 1990-1995. Según Cooper et al. 1998b, la concentración de ^{137}Cs en el sedimento superficial tiene un valor medio de 1,8 Bq/Kg [n=234].

El inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en la columna de agua presenta un valor medio de 0,185 Bq/m² (Landa et al., 1999) y en sedimentos no se tienen registros. En relación al ^7Be , el

inventario en sedimentos presenta un valor de 31,8 Bq/m² (Cooper et al., 2005), pero no se disponen de inventario de ⁷Be en la columna de agua.

Tabla 10.8. Inventario de ¹³⁷ Cs, ^{239,240} Pu y ⁷ Be (Bq/m ²) en el Estrecho de Bering			
Muestra	¹³⁷ Cs	^{239,240} Pu	⁷ Be
Sedimento	443*	n.d.	31,8°
Columna de agua	n.d.	0,185 ▪	n.d.
Fuente: Elaboración propia a partir de datos procedentes de * Cooper et al.(1995), ▪ Landa et al. (1999), ° Cooper et al. (2005). n.d. no hay registros			

11. Sedimentos del hielo Marino

El inventario de los radionúclidos estudiados (^7Be , ^{137}Cs , ^{210}Pb e isótopos de Pu) se ha calculado mediante el producto entre la concentración de radionúclidos en SIS (Bq/Kg) y la carga de SIS en el hielo (Kg/m^2) -el cálculo de la carga de SIS en el hielo marino se especifica para cada zona a continuación-

En el Mar de Kara y Laptev, la carga de SIS se ha estimado en $246 \text{ g}/\text{m}^2$ a partir de las muestras recogidas por Eicken et al. (1997). Registran una concentración media de SIS de $156 \text{ g}/\text{m}^3$ y una longitud media de los cores de hielo marino de 1,58 metros. El cálculo de la carga de sedimento se ha realizado según el procedimiento propuesto por Barnes et al. (1982) basado en el producto de la concentración media de sedimentos en el hielo por la profundidad media de los cores. El inventario de ^{137}Cs y $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS se ha calculado a través del producto de la carga de sedimentos por la concentración de los radionúclidos en el hielo. Los registros de concentración de radionúclidos en SIS en dichas zona proceden de Landa et al. (1998) ($n=7$). El ^{137}Cs muestra una variación en la concentración en SIS de 19,5 a 54,8 Bq/Kg, y el $^{239,240}\text{Pu}$, el rango de valores es de 446 a 1017 mBq/Kg (*tabla 10.9*). En relación al ^{210}Pb , no se dispone datos sobre su concentración en el hielo marino.

Los valores de los inventarios de los isótopos radioactivos en SIS del Mar de Chukchi y Beaufort se ha calculado mediante la carga de SIS dada por Eicken et al. (2005) de $128 \text{ g}/\text{m}^2$ y por Barnes et al. (1982) que determinan una carga de sedimento de $243 \text{ g}/\text{m}^2$. El promedio de SIS es de $185,5 \text{ g}/\text{m}^2$. La concentración media de ^{137}Cs en SIS es de 11 Bq/Kg [0,2 -59 Bq/Kg]. El promedio de la concentración de ^{137}Cs en SIS se ha realizado a partir de los registros procedentes de Meese et al. (1997) [$n=3$], de Landa et al. (1998) [$n=8$] y de Baskaran et al. (2005) [$n=5$]. Respecto al $^{239,240}\text{Pu}$, el valor medio de concentración en SIS es de 260 mBq/Kg [108 -394 mBq/Kg, $n=8$] (Landa et al., 1998). El ^{210}Pb presenta una variación en la concentración en SIS entre 143,3 y 2650 Bq/Kg, con un valor medio de 983 Bq/Kg (Landa et al., 1998).

En relación a la Cuenca Euroasiática, la carga de SIS se ha calculado a partir de la concentración de sedimentos del hielo en el Océano ártico central de $3974 \text{ g}/\text{m}^3$ (Nürbeng et al. 1994 en Eicken et al. 1997), y de la observación del perfil de distribución de sedimentos dentro del hielo del Océano ártico central, donde se aprecia como mayoritariamente se encuentran concentrados en una capa de un grosor aproximado de 15

centímetros. Por tanto, el valor de la carga de sedimentos es de $596,1 \text{ g/m}^2$. Los registros de las concentraciones de los radionúclidos en SIS se han obtenido de Cooper et al. (1998) con tres muestras, de diez muestras de Landa et al. (1998) y de Baskaran et al. (2005) con cinco muestras. El ^{137}Cs presenta valores entre 0,4 a $78,1 \text{ Bq/Kg}$ (27 Bq/kg de promedio) y el $^{239,240}\text{Pu}$ entre 18-1410 mBq/Kg (706 mBq/Kg de promedio), y el ^{210}Pb varía entre 267 y 1805 Bq/Kg , con un valor medio de 765 Bq/Kg (*tabla 10.9*).

Al igual que para la Cuenca Euroasiática se considera como concentración característica de SIS en el hielo Marino $596,1 \text{ g/m}^2$ en la Cuenca Canadiense. Las concentraciones de radionúclidos en SIS proceden de Cooper et al. (1995, 1998), Landa et al. (1998) con 11 muestras. El ^{137}Cs presenta un rango de variación entre 15,6 a $67,3 \text{ Bq/Kg}$ (con un promedio de 39 Bq/Kg) y el $^{239,240}\text{Pu}$ un rango de 424 y 1824 mBq/Kg , con un promedio de 965 mBq/Kg .

Para el Estrecho de Fram, el cálculo de la concentración de sedimento que transporta el hielo marino se ha calculado a partir de las toneladas de SIS exportado por el hielo marino cada año a través del Estrecho de Fram; $7\text{-}150 \cdot 10^6 \text{ t}$ (Larssen et al., 1987; Wollenburg et al., 1993) y el flujo medio anual de hielo; 2900 Km^3 (Vinje, 2001). El resultado de la carga de SIS es de un valor entre $2,4 - 51 \text{ g/m}^3$. Para el cálculo de la carga de SIS se han utilizado el flujo de toneladas exportadas por el hielo marino y el flujo medio anual de área de hielo exportado, $1,1 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$ (Vinje, 2001), obteniéndose un rango de valores entre 6 g/m^2 a 136 g/m^2 . Las actividades de los radionúclidos en SIS proceden de Masqué et al. (submitted). El ^{137}Cs presenta un valor medio de 14 Bq/Kg [$2,2 - 17,8 \text{ Bq/Kg}$, $n=13$], para el $^{239,240}\text{Pu}$ el valor promedio es de $0,496 \text{ Bq/Kg}$ [$0,11 - 0,86 \text{ Bq/Kg}$, $n=18$], la actividad media del ^{210}Pb es de 166 Bq/Kg [$19\text{-}389 \text{ Bq/Kg}$, $n=18$] y es la única zona donde se dispone de datos de ^7Be en SIS, con un valor medio de 61 Bq/Kg [$13\text{-}212 \text{ Bq/Kg}$, $n=13$] (*tabla 10.9*).

Los datos sobre la concentración de radionúclidos en SIS son escasos, y no existen registros para todas las zonas del Océano Ártico. La concentración de los sedimentos en el hielo marino (SIS) se caracteriza por presentar unos valores inferiores a los que se observan en la columna de agua o en los sedimentos del fondo en cada una de las zonas.

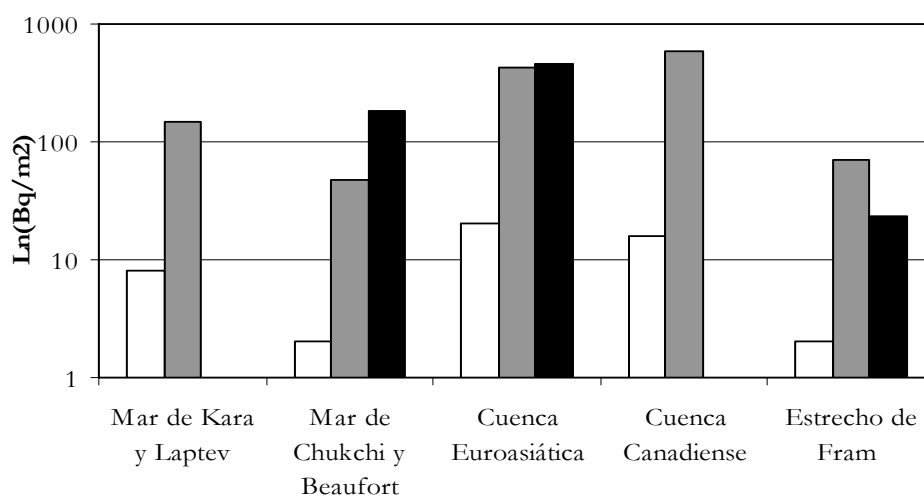
Tabla 10.9. Carga de sedimentos (g/m^2), concentración (Bq/Kg) e inventario (Bq/m^2) de ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$ y ^{210}Pb en sedimentos del hielo marino

	SIS	^{137}Cs		$^{239,240}\text{Pu}$		^{210}Pb	
	g/m^2	Bq/Kg	Bq/m^2	Bq/Kg	Bq/m^2	Bq/Kg	Bq/m^2
Mar de Kara y Laptev	246	31 *	8	0,595*	0,15	n.d	n.d
Mar de Chukchi y Beaufort	186	10 ■*	2	0,260	0,048	983 ■	182
Cuenca Euroasiática	596,1	34 **°	20	0,706*	0,42	765 ■	456
Cuenca Canadiense	596,1	27 °*	16	0,965*	0,58	n.d	n. d.
Estrecho de Fram	6-136	14^	0,084-2	0,496^	$3 \cdot 10^{-3}$ -0,07	166^	1-23

Fuente: Elaboración propia a partir de datos de ° Cooper et al. (1995, 1998); ° Meese et al. (1997); * Landa et al. (1998); ■ Baskaran (2005); ^Masqué et al. (submitted). n.d. no hay registro.

El inventario de ^{137}Cs en SIS varía según las zonas (*figura 10.9*). Las cuencas Canadienses y Euroasiáticas ($20 \text{ Bq}/\text{m}^2$ y $17 \text{ Bq}/\text{m}^2$, respectivamente) presentan valores superiores en comparación con los mares marginales ($8 \text{ Bq}/\text{m}^2$ para en Mar de Kara y Laptev y $0,9 \text{ Bq}/\text{m}^2$ en los SIS del Mar de Chukchi y Beaufort). Respecto a concentraciones, los mares de Kara y Laptev ($31 \text{ Bq}/\text{Kg}$) el presentan concentraciones de ^{137}Cs en hielo similares a los registrados en la Cuenca Euroasiática $34 \text{ Bq}/\text{Kg}$ y en la Canadiense, $27 \text{ Bq}/\text{Kg}$ (*figura 10.10*).

Figura 10.9. Inventario de los radionúclidos en SIS para las diferentes zonas. El color blanco corresponde al ^{137}Cs (Bq/m^2), el gris al $^{239,240}\text{Pu}$ (mBq/m^2) y el negro al ^{210}Pb (Bq/m^2). En el Estrecho de Fram únicamente se ha graficado el extremo superior del rango.



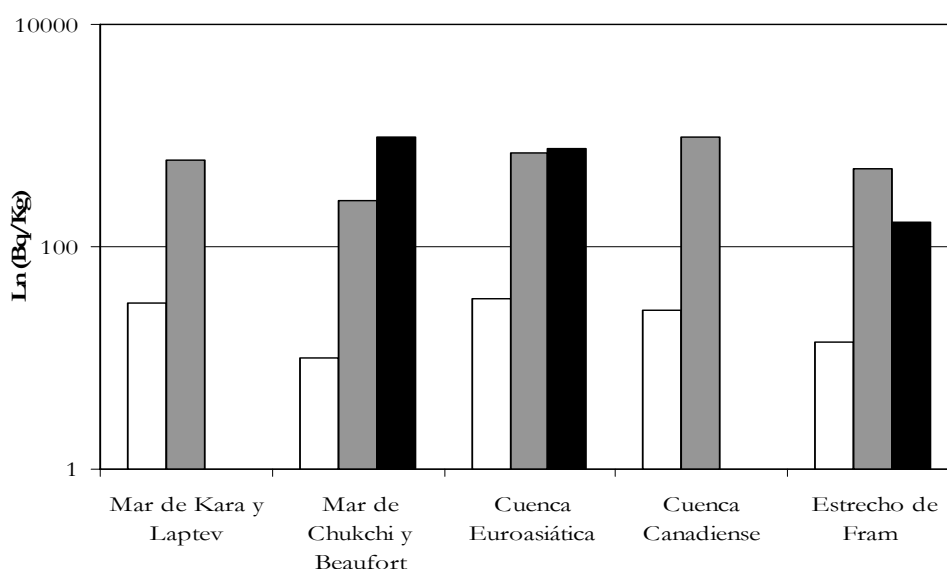
Fuente: Elaboración propia a partir de los datos procedentes de la tabla 10.9.

Al igual que ocurre con el ^{137}Cs , las cuencas Canadienses y Euroasiáticas son las que registran unos valores superiores de inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS respecto al resto de zonas (*figura 10.9*). El valor inferior de inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS corresponde al valor inferior del rango de inventario en el Estrecho de Fram (*tabla 10.9*), junto con los mares de Chukchi y Beaufort donde se registra el valor semejante ($0,048 \text{ Bq/m}^2$). En relación a concentraciones, se observa como son los mares de Chukchi y Beaufort donde se registra una concentración más baja ($0,260 \text{ Bq/Kg}$), aproximadamente la mitad en el Estrecho de Fram (*figura 10.10*).

Igualmente, los valores de los inventarios de ^{210}Pb en la cuenca euroasiática presenta valores superiores comparado con los mares marginales de Chukchi y Beaufort (*figura 10.9*). Pero en relación a actividades, ésta superior en los mares de Chukchi y Beaufort (983 Bq/Kg) en comparación con la Cuenca Euroasiática (765 Bq/Kg) (*figura 10.10*). En el Estrecho de Fram es donde se registra un valor inferior tanto en concentración como en inventario de ^{210}Pb en SIS. Existen diferentes zonas donde no se tiene registro como la Cuenca Canadiense y los mares marginales eurosiberianos.

Únicamente se dispone de datos de ^7Be en el Estrecho de Fram ($0,37\text{-}8,3 \text{ Bq/m}^2$), en el resto de las zonas -Mares Marginales y cuencas centrales- se carece de registro de las concentraciones en SIS.

Figura 10.10. Concentraciones de los radionúclidos en SIS para las diferentes zonas. El color blanco corresponde al ^{137}Cs , el gris al $^{239,240}\text{Pu}$ (mBq/Kg) y el negro al ^{210}Pb .



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos procedentes de la tabla 10.9.

12. Distribución de los radionúclidos

"La investigación es una búsqueda de conocimientos ordenada, coherente, de reflexión analítica y confrontación continua de los datos empíricos y el pensamiento abstracto, a fin de explicar los fenómenos de la naturaleza".

ROJAS SORIANO

En el presente apartado se analiza la distribución de los diferentes radionúclidos en la columna de agua, sedimentos marinos y hielo comparándolas entre las diversas áreas analizadas.

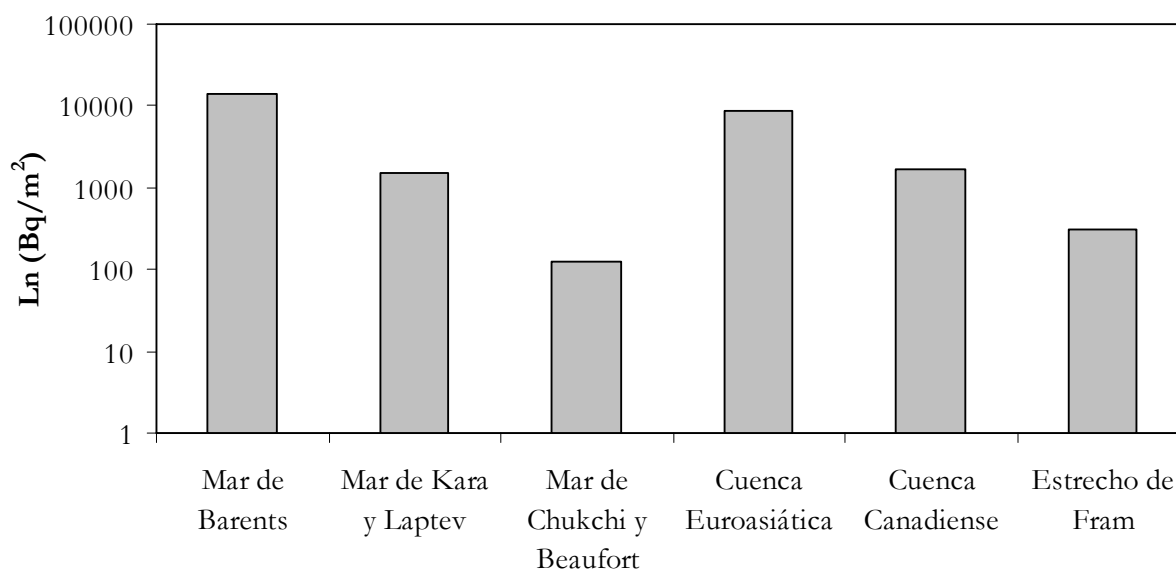
12.1. Cesio -137

Los valores de los inventarios de ^{137}Cs en la columna de agua se caracterizan por presentar valores superiores respecto a los sedimentos marinos en cada una de las zonas; mares marginales y cuenca ártica central (*véase tablas del inventario del Bloque IV. y figura 12.1.*). Dicha distribución se puede explicar atendiendo a las propiedades o características del ^{137}Cs . El ^{137}Cs es un radionúclido conservativo, permanece disuelto en la columna de agua (Livingston et al. 2000), de forma que los movimientos de las masas de agua pueden contribuir a su dispersión y transporte de una zonas o otras. Es poco reactivo en comparación con el $^{239,240}\text{Pu}$ y tiene poca afinidad por el material particulado ($K_d=2,5 \cdot 10^2$ en el mar de Kara; Cochran et al., 2000), por lo que experimenta débilmente el proceso de *scavenging*.

En general, en los mares marginales el proceso de *scavenging* es especialmente activo (Cochran et al., 1995; Baskaran et al., 1996; Landa et al. 1999; Livingston et al. 2000) como consecuencia de la alta actividad biológica y por la cantidad de inputs procedentes de las descargas de los ríos en comparación con el Océano Ártico central. En las cuencas árticas centrales las concentraciones de material particulado en la columna de agua son escasas, inferiores a los 5 ug/l (Bacon et al., 1989). El escaso material particulado limita la eficiencia del proceso de *scavenging*. El *scavenging* conlleva la disminución del ^{137}Cs de la columna de agua y la incorporación de éste en los sedimentos. Por consiguiente, en los mares marginales la presencia de ^{137}Cs en la columna de agua es inferior respecto al Ártico central, donde la mayor parte permanecerá disuelto durante un mayor periodo de tiempo en la

columna de agua a consecuencia de la escasez de partículas en suspensión en la columna de agua. También es debido a un mayor grosor de la columna de agua en las cuencas centrales en comparación con los mares marginales. La excepción se encuentra en los mares marginales eurosiberianos, donde el ^{137}Cs se halla principalmente disuelto en la columna de agua y no en los sedimentos como sería de esperar dado la mayor eficiencia del proceso de *scavenging*. El inventario de ^{137}Cs en la columna de agua más elevado del Océano Ártico se registra en el Mar de Barents -mar marginal eurosiberiano- (13740 Bq/m^2) (*figura 12.1*). La presencia de un mayor inventario en la columna de agua puede ser resultado de la influencia de los vertidos de las plantas de reprocesamiento europeas –Sellafield (UK) y la Hague (Francia)-, de la recarga de fluvial –río Ob y Yenisey, principalmente- con elevados contenidos de ^{137}Cs disuelto en sus aguas como consecuencia del vertido de las plantas de reprocesamiento rusas. Kershaw y Baxter (1995) han estimado que el 22% de la descarga de ^{137}Cs realizada por la planta de reprocesamiento de Sellafield se introduce en el Mar de Barents. En los mares marginales norteamericanos -mar de Chukchi y Beaufort- sí se observa la distribución esperada. Los sedimentos del fondo son el compartimento donde se halla mayoritariamente el ^{137}Cs , aunque en valor absoluto es inferior en comparación a los mares marginales eurosiberianos, 524 Bq/m^2 [$100\text{-}1600 \text{ Bq/m}^2$] en el mar de Kara y Laptev y 381 Bq/m^2 [$107\text{-}682 \text{ Bq/m}^2$] en el mar de Chukchi y Beaufort (*véase tabla 10.3. y 10.4*). El inventario en sedimentos en las cuencas árticas centrales se desconoce debido a la ausencia de datos, por lo que no es posible realizar una comparación con los mares marginales y determinar el porcentaje respecto el inventario total. A pesar de ello, es de esperar que el inventario de ^{137}Cs en sedimentos en estas áreas sea inferior al de la columna de agua dado las propiedades del radioisótopo (conservativo) y de las características de estas áreas (limitación del proceso de *scavenging* y gran grosor de la columna de agua).

La mayor influencia del flujo de radionúclidos procedente de las plantas de reprocesamiento europeas sobre la Cuenca Euroasiática. Así como una mayor contribución del *fallout* procedente del accidente de Chernobyl o al transporte de ^{137}Cs por las masas de agua desde las plataformas continentales eurosiberianas –con valores de ^{137}Cs disueltos en la columna de agua superiores a los mares marginales de Norte América-, o como consecuencia de la descarga de SIS del hielo procedente de las plataformas continentales euroasiáticas -con un mayor contenido de ^{137}Cs en SIS en comparación con las norteamericanas (*figura 12.2*)- originan que el valor de ^{137}Cs disuelto en la columna de agua sea superior en la Cuenca Euroasiática (8749 Bq/m^2) que en la Canadiense (1674 Bq/m^2) (*figura 12.1*).

Figura 12.1. Inventario de la columna de agua de ^{137}Cs en las diferentes regiones del Océano Ártico

Fuente: Elaboración propia a partir de los datos del Bloque IV. Inventario

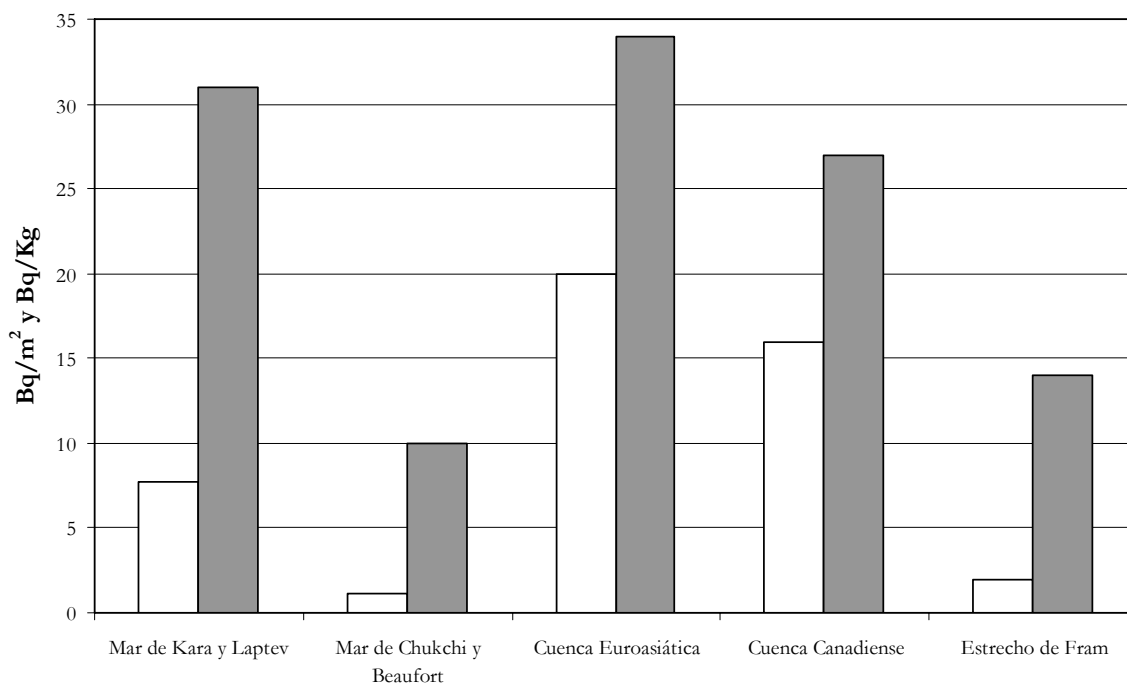
El porcentaje de ^{137}Cs en SIS representa una pequeña proporción respecto al total inventariado en cada una de las zonas –mares marginales, cuencas centrales, Estrecho de Fram-. Pero el ^{137}Cs en el hielo no se encuentra únicamente en los SIS sino que también se halla disuelto en el propio hielo aunque no se disponen de datos. Sin embargo, dado que actualmente el *input* atmosférico de ^{137}Cs es menospreciable, se puede considerar que la mayor parte de ^{137}Cs en el hielo se encuentra asociado a los SIS (Masqué et al. submitted). Asimismo se puede diferenciar dos zonas dentro de las zonas marginales, las plataformas euroasiáticas con un valor del inventario superior en comparación con las plataformas canadienses, 8 Bq/m² y 2 Bq/m² respectivamente (véase figura 12.2. La combinación de los datos de inventario en sedimentos de los mares marginales, el régimen de formación del hielo marino y los mecanismos de incorporación de sedimentos en el hielo mariano permiten explicar la presencia de valores superiores en SIS en las plataformas eurosiberinas respecto a las canadienses. Así, es de esperar que aquellas áreas donde se da un régimen de formación del hielo marino elevado -tal como los márgenes continentales eurosiberianos considerados como las principales áreas de formación de hielo-, presenten elevados valores de inventario de ^{137}Cs en sedimentos –como los mares marginales euroasiáticas- y los mecanismos de incorporación de sedimentos sean importantes -según Pfirmam et al. (1989b, 1990) y Reimnitz et al. (1993a), en las plataformas siberianas la incorporación de sedimentos es más importante respecto a las plataformas de Norte América-. Por consiguiente, si se dan estas condiciones es de suponer que el valor de inventario en SIS

será elevado. Además de estos posibles parámetros que gobierna y/o explican la cantidad de ^{137}Cs incorporado en SIS, Cooper et al. (1998), Matishov et al. (1999) y Nies et al. (1999) informan que la concentración de ^{137}Cs en la columna de agua es otro parámetro que controla la cantidad de ^{137}Cs en SIS. De nuevo son los mares marginales del Norte América quienes tienen un valor inferior en comparación con las plataformas euroasiáticas (*figura 13.1*).

Durante la deriva, el hielo marino multi-anual se enriquece por los continuos ciclos de congelación y deshielo. Como consecuencia de estos ciclos, los SIS distribuidos en el hielo marino se acumulan en las capas superficiales (Sverdrup, 1938; Pfirman et al., 1990). También, por la interceptación de material mediante la deposición atmosférica (*fallout* atmosférico, bruma ártica, precipitación, etc.) el inventario de ^{137}Cs en SIS aumenta. Como resultado de este proceso de enriquecimiento, las cuencas árticas centrales registran los valores superiores de ^{137}Cs en SIS de todo el Océano Ártico. El Inventario de ^{137}Cs en SIS es de 20 Bq/m² y 16 Bq/m² en la Cuenca Euroasiática y la Cuenca Canadiense, respectivamente (*figura 12.2*). Otra explicación hace referencia al tiempo de residencia del hielo en la cuencas árticas centrales, aproximadamente de 6 años (Vinje, 2001). El hielo de la Cuenca Euroasiática procede de los mares eurosiberianos, caracterizados por unos valores superiores de ^{137}Cs en SIS en comparación con los mares de Chukchi y Beaufort (*figura 12.2*). En general, la mayor proporción de ^{137}Cs en SIS en la cuenca ártica central procede de las plataformas continentales euroasiáticas, considerándose como las principales áreas fuente, ya que son en estas plataformas donde tiene lugar la mayor producción e incorporación de sedimentos en el hielo y donde se registra un mayor inventario de ^{137}Cs en sedimentos. Diversos autores informan que no se pueden considerar los mares marginales norteamericanos como fuente de SIS con elevadas concentraciones de ^{137}Cs . Por ejemplo, Cooper et al. (1998) indican que los mares de Alaska no pueden considerarse como fuente de hielo con altas concentraciones de ^{137}Cs en SIS. Igualmente, Landa et al. (1998) manifiestan que la plataforma de Norte América no es un área con altas concentraciones de ^{137}Cs en el SIS. Asimismo, Meese et al. (1997) estiman que no se conocen fuentes de ^{137}Cs en el mar de Chukchi, Bering y Beaufort, indicando con ello que la fuente de ^{137}Cs corresponde a los mares marginales del Este del Océano Ártico. Si se identifica las posibles fuentes de ^{137}Cs de los mares marginales eurosiberianos y norteamericanos, se aprecia como las fuentes de ^{137}Cs podrían proceder de la deriva del hielo y del *fallout* atmosférico para los mares marginales norteamericanos, mientras que los euroasiáticos se identifican un mayor

número de fuentes de ^{137}Cs ; vertido de las plantas de reprocesamiento europeas, la descarga fluvial, depósito de residuos líquidos y sólidos, *fallout* atmosférico.

Figura 12.2. Inventario (Bq/m^2) color blanco y Concentración (Bq/Kg) color gris de ^{137}Cs en SIS en las diferentes regiones del Océano Ártico. El inventario de ^{137}Cs en SIS en el Estrecho de Fram se ha graficado el extremo superior del rango.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos del bloque IV. Inventario

Durante el tránsito el hielo marino no sólo experimenta un proceso de enriquecimiento sino que también experimenta un proceso de descarga de SIS directamente al agua superficial. Aunque la mayoría de los sedimentos del hielo se liberan masivamente a las aguas superficiales en las áreas de ablación, principalmente en el Estrecho de Fram, durante el proceso de fusión. La incorporación masiva de sedimentos puede inducir un proceso de *scavenging*, y eliminar parte de ^{137}Cs disuelto en la columna de agua para depositarse en el fondo marino.

La concentración de ^{137}Cs en SIS que se registra en el Estrecho de Fram es inferior a la concentración de ^{137}Cs en el hielo marino del ártico central. Representa un 41% respecto a la concentración de ^{137}Cs en SIS en la Cuenca Euroasiática y un 52% respecto a la Cuenca Canadiense. De forma que durante el tránsito hacia el Estrecho de Fram el hielo ha disminuido la concentración de ^{137}Cs (Bq/Kg) (*figura 12.2*). La disminución de la concentración puede ser el resultado de la pérdida de sedimentos. Si se comparan los

inventarios de ^{137}Cs en SIS entre las cuencas centrales y el Estrecho de Fram la diferencia es superior. Esta diferencia puede ser debida a la incertidumbre asociada en el cálculo de la carga de SIS puesto que el inventario de ^{137}Cs en SIS se ha calculado como el producto entre la carga de SIS y la concentración.

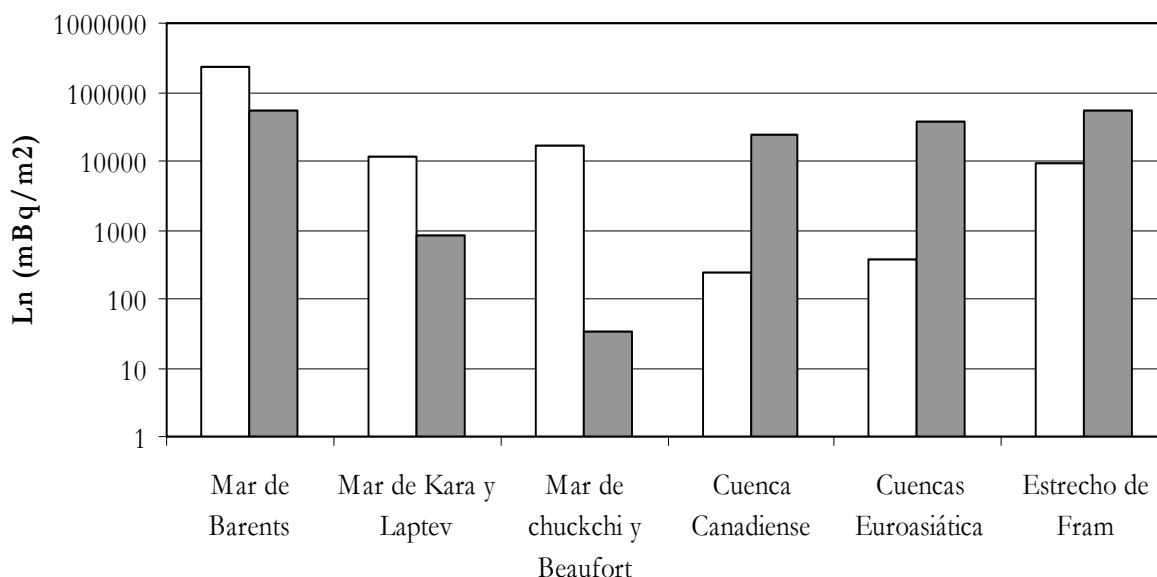
13.2. Plutonio-239,240

La distribución de $^{239,240}\text{Pu}$ en la columna de agua y en los sedimentos marinos se entiende teniendo en cuenta las características de dicho isótopo radioactivo. Es un radionúclido reactivo, caracterizado por una elevada afinidad por el material particulado disuelto en la columna de agua con coeficiente de distribución (K_d) de $1.7\text{--}11.8 \times 10^5$ para el Pu (Holm et al., 1986, Hong et al. 2004). Por tanto, es susceptible de ser afectado por el proceso de *scavenging* por el material particulado disuelto en la columna de agua. Livingston et al. (1984), citado en Kershaw y Baxter (1995), concluye que el proceso de *scavenging* es el responsable de la disminución de $^{239,240}\text{Pu}$ de la columna de agua, especialmente de las aguas superficiales con el consiguiente incremento en las aguas profundas y en los sedimentos marinos.

En las plataformas continentales el proceso de *scavenging* es especialmente activo, por consiguiente, el $^{239,240}\text{Pu}$ se halla predominantemente en los sedimentos marinos. Pero, según Baskaran et al. (1995) la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en sedimentos no sólo depende de la eficiencia del proceso de *scavenging*, sino que también depende de la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en la columna de agua, de la mineralogía de los sedimentos, del contenido de materia orgánica, etc. Entre los mares marginales —eurosiberianos y norteamericanos— se observa una diferencia en el porcentaje de $^{239,240}\text{Pu}$ en la columna de agua. En el mar de Kara y Laptev, 830 mBq/m^2 [$340\text{--}1037 \text{ mBq/m}^2$, $n=12$] se hallan disueltos en la columna de agua y 12 Bq/m^2 [$2,62\text{--}24,5 \text{ Bq/m}^2$] en los sedimentos marinos (94% del total de $^{239,240}\text{Pu}$ inventariado). En cambio, en los mares de Chukchi y Beaufort un 99,8% del total inventariado de $^{239,240}\text{Pu}$ se encuentra en los sedimentos (*véase figura 12.3*). La diferencia puede deberse a que el proceso de *scavenging* es más intenso en los mares marginales norteamericanos que en los eurosiberianos, aunque diversos autores consideran que es más intenso en las plataformas eurosiberianas. Otra posible explicación hace referencia a un continuo flujo de input de $^{239,240}\text{Pu}$ en la columna de agua de los mares marginales eurosiberianos. Si el flujo de entrada de $^{239,240}\text{Pu}$ es superior a la tasa de *scavenging* puede provocar que el inventario en la columna de agua sea superior. El porcentaje que representa

el $^{239,240}\text{Pu}$ en sedimentos en el mar de Kara y Laptev es similar al valor estimado por Watters et al. (1980), quienes determinan que en las áreas de costa el 96% del total de la cantidad liberada en disolución de $^{239,240}\text{Pu}$ se transfiere fácilmente a sedimentos.

Figura 12.3. Inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en sedimentos marinos (color blanco) y de columna de agua (color gris) (mBq/m^2) en las diversas regiones del Océano Ártico.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos del bloque IV. Inventario.

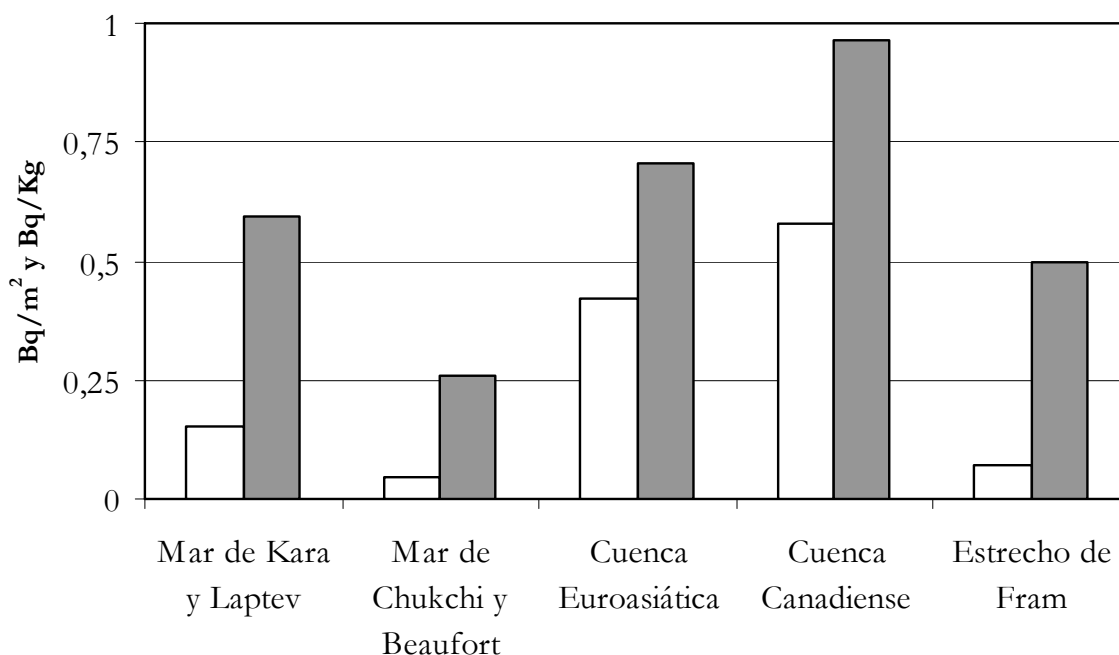
En cambio, en mar abierto la mayor parte del $^{239,240}\text{Pu}$ permanece disuelto en la columna de agua y no en los sedimentos marinos como consecuencia de la escasa eficiencia del proceso de *scavenging* resultado de la limitación de flujo de material particulado. Además, se debe tener en consideración el grosor de la columna de agua. Las cuencas árticas centrales presentan unas profundidades superiores a las de las plataformas continentales (figura 4.1.). Por lo tanto, es de esperar que el inventario en la columna de agua (producto de la concentración por la profundidad) sea mayor en el Ártico central respecto a las plataformas continentales. Además, si se supone que la tasa de *scavenging* en las plataformas continentales y en el Ártico central es similar²³. El tiempo de residencia en la columna de agua será superior en el Ártico central que en los mares marginales debido al grosor de la

²³ La hipótesis de que las cuencas árticas centrales presenten una tasa de *scavenging* similar a las plataformas continentales, se sabe que no es correcta. El proceso de *scavenging* es especialmente activo en las plataformas continentales (Cochran et al., 1995; Baskaran et al., 1996; Landa et al. 1999; Livingston et al. 2000) como consecuencia de la alta actividad biológica y por la cantidad de inputs procedentes de las descargas de los ríos.

columna de agua. Por ejemplo, en la Cuenca Canadiense 240 mBq/m^2 se hallan en forma de sedimentos marinos y 24 Bq/m^2 disueltos en la columna de agua, representando un 99% del total inventariado aproximadamente (*véase figura 12.3.*). Bowen et al. (1971), Watters et al. (1980), Aarkrog (1988), Baskaran et al. (1995) y Livingston et al. (2000) ponen de manifiesto dicha distribución, en la que en los mares marginales la mayor parte de $^{239,240}\text{Pu}$ se halla en los sedimentos marinos y por el contrario en mar abierto, el mayor porcentaje de $^{239,240}\text{Pu}$ se encuentra disuelto en la columna de agua. En el Estrecho de Fram, aproximadamente un 80% del inventario total de $^{239,240}\text{Pu}$ permanece disuelto en la columna de agua, presentando porcentajes similares a los registrados por Bowen et al. (1971). Informan que en el océano profundo únicamente entre un 10 y 20% del total de $^{239,240}\text{Pu}$ se deposita en los sedimentos, y entre el 80-90 % en la columna de agua.

De la misma forma que ocurre con el ^{137}Cs se observa como los valores de los inventarios del SIS presentan unos valores inferiores en las zonas marginales continentales respecto al Océano Ártico central. Dentro de las áreas marginales, las euroasiáticas presentan valores superiores en SIS en relación a las norteamericanas, 150 mBq/m^2 y 48 mBq/m^2 , respectivamente (*tabla 10.9*). De la misma forma que con los inventarios de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS, los mares eurosiberianos presentan un valor superior en concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS, 595 mBq/Kg y 260 mBq/Kg , para los mares marginales eurosiberianos y norteamericanos, respectivamente. El valor superior en los SIS de las plataformas continentales euroasiáticas puede ser explicado por: i) la mayor concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en sedimentos (*figura 12.3.*) ya que durante la formación del hielo marino se produce una incorporación de sedimentos mediante diversos mecanismos; ii) la mayor eficacia de incorporación de sedimentos en el hielo marino; iii) la afinidad de dicho radionúclido en relación a la mineralogía de los sedimentos de dicha zona, ya que una mayor afinidad significa un mayor nivel de $^{239,240}\text{Pu}$ en el sedimento (Cooper et al., 1998; Matishov et al., 1999; Nies et al., 1999). Además de hallarse asociado a sedimentos, también se encuentra disuelto en el hielo aunque no se disponen de datos. No obstante, el *fallout* atmosférico de $^{239,240}\text{Pu}$ es menospreciable en la actualidad. Por lo que se considera que la mayor parte del $^{239,240}\text{Pu}$ del hielo marino se encuentra asociado a los SIS (Masqué et al., submitted).

Figura 12.4. Inventario (Bq/m^2) color blanco y Concentración (Bq/Kg) color gris de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en las diferentes regiones del Océano Ártico. En el inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el Estrecho de Fram corresponde con el extremo superior del rango.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos del Bloque IV. Inventario

En mar abierto, la Cuenca Euroasiática y la Canadiense presentan valores de inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS comparables, $420 \text{ mBq}/\text{m}^2$ y $580 \text{ mBq}/\text{m}^2$, respectivamente. En cambio, los mares marginales se registran valores de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS inferiores. Por ejemplo, el valor de inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el mar de Kara y Laptev es de $150 \text{ mBq}/\text{m}^2$ y en el mar de Chukchi y Beaufort de $48 \text{ mBq}/\text{m}^2$ (véase *tablas del Bloque IV, figura 12.4*). Durante el tránsito de las zonas de formación a la cuenca ártica central se produce la acumulación de los SIS en capas superficiales por los ciclos de congelación y deshielo (Sverdrup, 1938; Pfirman et al., 1990), por ello los valores de los inventario en estas áreas es superior. En cambio, en el Estrecho de Fram se observa como el valor superior del rango de inventario ($70 \text{ mBq}/\text{m}^2$) es similar al de los mares de Chukchi y Beaufort ($48 \text{ mBq}/\text{m}^2$). Pero, respecto a la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS es superior en el Estrecho de Fram ($496 \text{ mBq}/\text{Kg}$) que en los mares de Chukchi y Beaufort ($260 \text{ mBq}/\text{Kg}$). La gran diferencia entre los inventarios y las concentraciones puede ser resultado de la incertidumbre asociada a la carga de SIS, como ya se ha comentado anteriormente. En relación a las cuencas árticas centrales se aprecia como el valor del inventario en SIS es inferior en el Estrecho de Fram. (el extremo superior del rango de inventario de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el Estrecho de Fram es el 16% respecto al inventario en la Cuenca Euroasiática y un 12% aproximadamente respecto

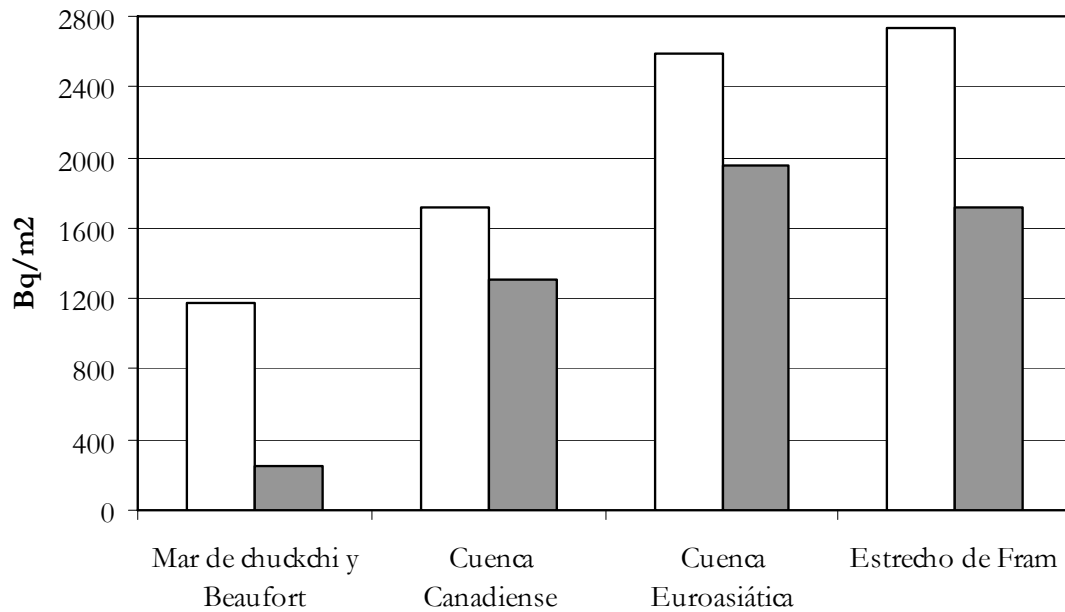
a la Cuenca Canadiense) Es debido a que durante el tránsito el hielo marino ha ido liberando SIS y asociados a los sedimentos los radionúclidos, contribuyendo a la dispersión y redistribución a lo largo del Ártico. La disminución respecto a la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el Estrecho de Fram es del 70% respecto a la Cuenca Euroasiática y del 49% aproximadamente respecto a la Cuenca Canadiense. En el Estrecho de Fram tiene lugar la fusión del hielo marino y la liberación masiva de los sedimentos del hielo. Contribuye a un aumento del material particulado disuelto en la columna de agua. Esta liberación explica como para valores similares de $^{239,240}\text{Pu}$ disueltos en la columna de agua en el océano abierto -cuencas árticas centrales y Estrecho de Fram-, los valores en sedimentos del fondo varían (*figura 12.3*). En el Estrecho de Fram es donde se registra un valor más elevado de inventario en sedimento debido a la liberación masiva de sedimentos como consecuencia de la fusión del hielo en dicha zona. Activa el proceso de *scavenging* y como resultado de ello el porcentaje de $^{239,240}\text{Pu}$ en los sedimentos del fondo es superior en comparación con las cuencas árticas centrales (*figura 12.3*).

13.3. Plomo-210

El ^{210}Pb procede principalmente del input atmosférico, se caracteriza porque presenta un valor constante a lo largo de los años. Según Weis y Naidu (1995), en Alaska el input atmosférico es de 13,3 Bq/m²a, en Groenlandia, Dibb (1990) registra 13,1- 15,7 Bq/m²a y Window et al. (1993) en el mar de Barents registra de 10-18,3 Bq/m²a. Otra fuente de ^{210}Pb en el Océano Ártico es la desintegración de ^{226}Ra (disuelto en la columna de agua).

La distribución de ^{210}Pb está fuertemente influenciada por los procesos que tiene lugar en el Océano Ártico. En general, el ^{210}Pb se halla predominantemente en los sedimentos aunque el porcentaje que representa respecto al total inventariado es superior en los márgenes continentales en comparación al Ártico central. Es debido a que en los márgenes continentales el proceso de *scavenging* es más intenso, según Smith et al. (2003) la eficiencia de *scavenging* en el mar de Chukchi es del 94% y menor en la cuenca euroasiática (65%). Por ejemplo, los mares de Chukchi y Beaufort, los sedimentos marinos contienen 1179 Bq/m² y en la columna disuelto se halla 247 Bq/m² (15% respecto el total de ^{210}Pb inventariado) y en la Cuenca Canadiense, 1721 Bq/m² se halla en sedimento y 1303 Bq/m² disuelto en la columna de agua (43% del total inventariado) (*figura 12.5*).

Figura 12.5. Inventario de ^{210}Pb en sedimentos (color blanco) y de la columna de agua (color gris) (Bq/m^2) en las diferentes regiones del Océano Ártico.



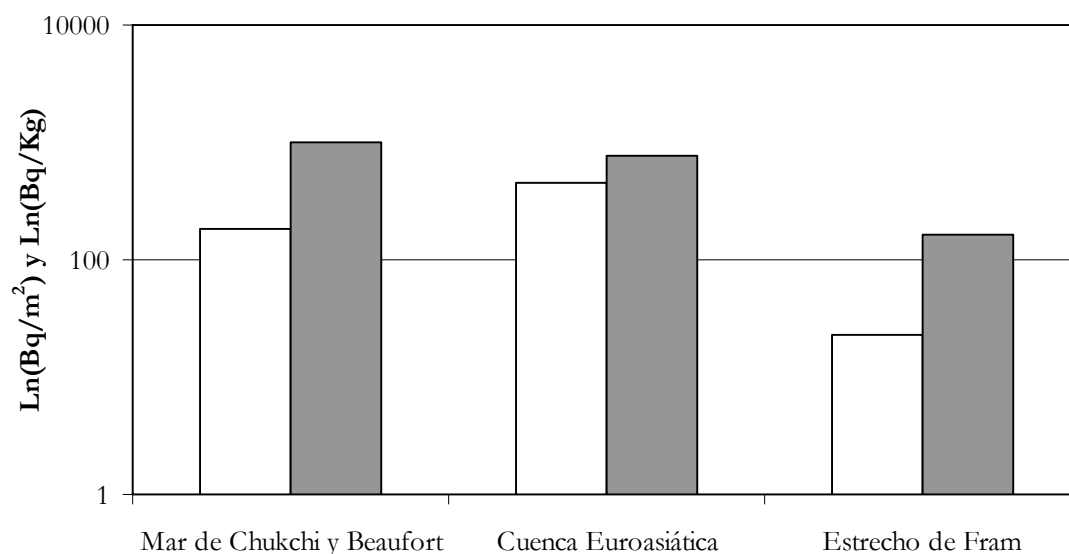
Fuente: Elaboración propia a partir de los datos del Bloque IV. Inventario

El valor de los inventarios en sedimentos del fondo aumenta desde los mares de Chukchi y Beaufort hasta el Estrecho de Fram, donde se registra el valor más elevado (*figura 12.5*.) Respecto al inventario en la columna de agua, los valores inferiores se observan en los mares marginales de Chukchi y Beaufort y se incrementa en las cuencas centrales, superior en la eurasiática ($1956 \text{ Bq}/\text{m}^2$) que en la Canadiense. En relación al porcentaje de ^{210}Pb que permanece disuelto en la columna de agua, los valores inferiores se localizan en el mar de Chuckchi y Estrecho de Fram, es decir, en estas zonas la mayor parte del ^{210}Pb se encuentra en sedimentos del fondo. Estas zonas corresponden a las áreas donde el proceso de *scavenging* es más intenso debido al flujo de material particulado en la columna de agua, ya sea por inputs fluviales en el caso de los mares marginales como por la descarga masiva de sedimentos durante su fusión en el Estrecho de Fram (*figura 12.5*). Las cuencas árticas centrales presentan unos valores de ^{210}Pb en sedimentos superiores a los mares marginales a pesar de que el proceso de *scavenging* es menos intenso. Se debe a que al perfil de del ^{226}Ra (input de ^{210}Pb) y ^{210}Pb en la columna de agua y al grosor de la columna. El grosor de la columna de agua es superior en las cuencas centrales, por lo que la diferencia entre el perfil del ^{226}Ra (input de ^{210}Pb) y ^{210}Pb es superior. Esta diferencia representa el ^{210}Pb que va a los sedimentos.

De la misma forma que ocurre con el resto de radionúclidos estudiados (^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$), el ^{210}Pb se incorpora al hielo marino asociado a los sedimentos durante su formación en los mares marginales, especialmente en los mares marginales eurosiberianos. De manera que una mayor presencia de ^{210}Pb en sedimentos del fondo propiciará que el hielo marino contenga niveles superiores de ^{210}Pb en SIS que si la mayor parte del ^{210}Pb permanece disuelta en la columna de agua. Estas zonas son consideradas como fuente de salida de ^{210}Pb debido a la incorporación en el hielo marino y su posterior exportación. Aunque no se dispone de registros de inventario de ^{210}Pb en sedimento del fondo ni en SIS en los mares marginales eurosiberianos, se puede comparar las concentraciones en sedimentos superficiales para tener una idea de las diferencias entre ambas zonas. El valor medio para mar de Barents es de 15,46 Bq/kg (Baskaran et al. 2000); según Baskaran et al. (1996) el promedio en el mar de Kara es de 24,3 Bq/Kg y el mar de Chukchi 37,5 Bq/Kg (Baskaran y Naidu, 1995). Se podría esperar que el inventario de ^{210}Pb en SIS de los mares marginales norteamericanos sea superior a los euroasiáticos ya que al concentración también es superior, aunque es necesario conocer el inventario del ^{210}Pb en sedimentos. Así como todos aquellos parámetros que controlan la cantidad de sedimentos incorporado en el hielo marino.

Durante el tránsito se produce un enriquecimiento del valor de inventario, para los mares de Chukchi y Beaufort es de 182 Bq/m² y en la Cuenca Euroasiática es de 456 Bq/m². En cambio la concentración media de ^{210}Pb disminuye entre ambas zonas, 983 Bq/Kg en los mares de Chukchi y Beaufort y 756 Bq/Kg en la Cuenca Euroasiática (*figura 12.6*). El aumento del inventario de ^{210}Pb en SIS en la Cuenca Euroasiática puede ser consecuencia de la acumulación y concentración de los sedimentos en las capas superficiales mediante los procesos de congelación y deshielo que experimenta el hielo. También, el hielo a lo largo de su deriva incorpora ^{210}Pb por deposición atmosférica, incrementado la concentración de ^{210}Pb en el hielo. Pero, además de hallarse el ^{210}Pb en SIS también se halla disuelto en el hielo marino. Masqué et al. (2003), han registrado ^{210}Pb disuelto en el hielo marino en el Estrecho de Fram, con valores entre 14,5 y 27,9 Bq/m². Valores similares al inventario de ^{210}Pb en SIS (1-23 Bq/m²), aunque estos valores últimos contienen una gran incertidumbre asociada como resultado del calculo de la carga de SIS en el Estrecho de Fram ya que los datos a partir de los cuales se ha calculado estas infravalorados como expresa Dethleff et al. (2005).

Figura 12.6. Inventario (Bq/m^2) color blanco y Concentración (Bq/Kg) color gris de ^{210}Pb en SIS en las diferentes zonas analizadas. En el inventario de ^{210}Pb en SIS en el Estrecho de Fram corresponde con el extremo superior del rango.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de la tabla 10.9.

12.4. Berilio

La distribución de ^7Be no se puede determinar puesto que no existen registros de dicho radionúclido en los distintos compartimentos (columna de agua, sedimento del fondo y hielo) para las diferentes zonas -mares marginales, cuencas centrales y Estrecho de Fram-. Únicamente se dispone de datos de ^7Be en SIS en la zona del Estrecho de Fram (13-212 Bq/Kg) (Masqué et al. submitted) y del input atmosférico de 113- 131 $\text{Bq}/\text{m}^2\text{a}$ (Dibb, 1990). Los escasos datos disponibles pueden ser explicados al hecho de que tiene un tiempo de vida media de 53 días, dificultando su análisis.

13. Sedimentos del hielo marino

Los sedimentos del hielo marino son de especial importancia ya que son éstos los que al incorporarse al hielo marino llevan asociados especies químicas diversas, entre ellos radionúclidos. La determinación de los inventarios de los radionúclidos en SIS dependen especialmente de las carga de éstos en el hielo.

La incorporación de sedimentos al hielo marino tiene lugar principalmente en las plataformas continentales, especialmente, en la plataformas eurosiberinas durante su formación (Reimnitz et al., 1992; Wollenburg, 1993 y Rigor and Colony, 1997). El rango de concentración de sedimentos en el hielo marino va desde 5 a 56000 g/m³ (Osterkamp and Gosling, 1984; Larssen et al., 1987; Kempema et al., 1989; Reimnitz et al., 1993; Nürnberg et al., 1994; Eicken et al., 1995,1997 y Pfirman et al., 1995). Pero la concentración varia dependiendo de las áreas.

El promedio de SIS en el hielo en el mar de Laptev es de 156 g/m³ (Eicken et al., 1997) suponiendo un flujo anual entre 2 a 30 millones de toneladas anuales (Eicken et al., 1997; Dethleff et al., 2005). En la plataforma de Beaufort, Osterkamp and Gosink (1984), citado en Eicken et al. (1997), determinan concentraciones de 192 g/m³ en seis testigos de hielo y Barnes et al. (1982) registran un rango de sedimento en “*hielo sucio*” que varia para valores inferiores a 3 g/m³ a 1600 g/m³ en mar de Beaufort, mientras que si se considera el “*hielo limpio*”, la concentración media del “*hielo limpio*” y “*sucio*” varia entre 3 g/m³ a 865 g/m³. En la costa de Alaska, Kempema et al. (1989) registra un promedio de sedimentos de 212 g/m³ en nieve derretida. Eicken et al. (2005) determinan una media de SIS de 342 g/m³ en el mar de Chukchi y Beaufort y expresa que la exportación de sedimentos de esta región ha sido subestimada debido a la ausencia de observaciones, y como consecuencia de los cambios en el régimen de hielo en el mar de Chukchi y Beaufort se ha podido originar un incremento en las incorporación de sedimentos en el área de ésta región. Se debe considerar que la cantidad de sedimentos en el hielo marino de en los mares árticos someros puede variar significativamente de un año para otro ya que las condiciones de formación del hielo varían. En el Ártico central, Nürnberg et al. (1994) estiman un valor medio de SIS en hielo multi-anual de 3974 g/m³, y según Wollenburg (1993) y Larssen et al. (1997) el flujo anual de SIS exportados a través del Estrecho de Fram varia entre 7-150 millones de toneladas. Para el cálculo de la concentración de SIS en el Estrecho de Fram se ha realizado una hipótesis basada en un flujo de exportación anual de hielo marino de 2900 Km³ (Vinje,

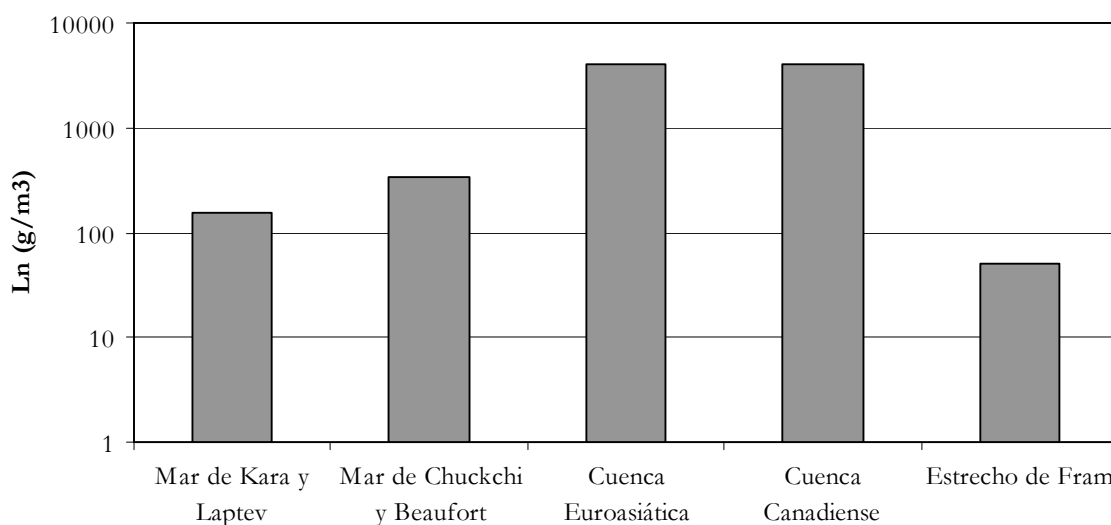
2001) y en el flujo anual de SIS (7-150 millones de toneladas). Se ha obtenido una concentración sedimentos en el hielo que varía entre 2,4-51 g/m³. Es una vasta aproximación de la concentración de sedimentos en el hielo marino ya que no todo el hielo marino que atraviesa el Estrecho de Fram contiene sedimentos. Con esta hipótesis se está infravalorando la verdadera concentración de SIS. Pero, no se puede estimar de otra forma debido a la escasez de registros. Según Dethleff et al. (2005), parece inverosímil o subestimado el flujo de 150 millones de toneladas de SIS exportadas anualmente por el Estrecho de Fram estimados por Larssen et al., (1997) y Wollenburg (1993), ya que además del mar de Laptev existen otras plataformas continentales que contribuyen SIS en el Ártico central. Larssen et al. (1987) para esta misma zona, determina en muestras de hielo turbido una concentración de SIS de 195 g/m³.

Los valores representativos de concentraciones de SIS (g/m³) y carga de SIS (g/m²) para cada una de las regiones –mares marginales, cuencas árticas centrales y Estrecho de Fram- es difícil de estimar debido a la escasez de datos. Además se debe tener en cuenta que la concentración de sedimentos en el hielo no sólo varía como resultado del proceso de formación, de los ciclos de congelación y deshielo, sino también por las condiciones de formación del hielo y del tiempo meteorológico. Por ejemplo, si el hielo se forma durante condiciones de calma, el hielo básicamente no contendrá sedimentos. Pero, si se forma bajo condiciones de turbulencias se observará un hielo turbido –alta cantidad de sedimentos- (comunicación personal Dethleff). Además, también varía dependiendo de donde, cuando y como se recoge la muestra. Así mismo, diversos autores opinan que la concentración de sedimentos en el hielo marino es representativo de la concentración de material particulado en la columna de agua durante el tiempo de formación, aunque no es una conclusión generalizable ya que Naidu (1980) y Osterkamp and Gosink (1984), citados en Kempema et al (1989), registran valores de sedimentos en hielo marino varios ordenes de magnitud superior a los valores de la columna de agua donde se formó.

En general, los datos muestran una gran variación espacial, alcanzando los valores máximos en el Ártico central (3974 g/m³) resultado de la acumulación que experimenta el hielo durante los sucesivos ciclos de congelación y deshielo ya que la concentración de SIS en los mares marginales no tiene valores tan elevados, 342 g/m³ en los mares de Chukchi y Beaufort y 156 g/m³ en los mares de Kara y Laptev. En el Estrecho de Fram se registran los valores inferiores (2–51 g/m³), valores insignificantes en comparación con el ártico central (*figura 13.1.*). Esta amplia diferencia pone de manifiesto la descarga de SIS durante el

tránsito del hielo marino, y que según los datos registrados sería aproximadamente del 99% respecto a la concentración en el Ártico central. Aun así dicho valor está sobrevalorado como consecuencia de la infravaloración de la concentración del Estrecho de Fram. Se debe mirar con cautela los datos y tener presente las limitaciones y las aproximaciones que se han realizado para calcular las concentraciones, sino es así se pueden realizar conjeturas equivocadas. Según los datos, la cantidad de sedimentos liberada en el Estrecho de Fram por la fusión del hielo marino no es elevada. Pero, se tiene certeza de que el Estrecho de Fram es la principal zona de ablación del hielo marino, y la principal zona de incorporación de sedimentos. Diversos autores ponen de manifiesto que el flujo de sedimentos es bastante superior en el Estrecho de Fram en relación a las cuencas árticas centrales (Hebbeln, 2000). No obstante, si muestra que hay la pérdida de sedimentos durante su tránsito aunque no en esa magnitud.

Figura 13.1. Concentración de sedimentos en el hielo marino (g/m^3) en las diferentes zonas del Océano Ártico.



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos de Eicken et al. (1997) para el mar de Laptev, Eicken et al. (2005) para el mar de Chukchi y Beaufort, Nürnberg et al. (1994) para las cuencas árticas centrales y Wollenburg (1993) y Larssen et al. (1997) Vinje, 2001) para el cálculo de la concentración de SIS en el Estrecho de Fram, el valor representado en el Estrecho de Fram corresponde al valor superior del rango de SIS (2- 50 g/m^3).

La pérdida de sedimentos del hielo marino durante su tránsito se considera la principal fuente de material particulado en la columna de agua en la cuenca ártica central. Por tanto el porcentaje de descarga de SIS durante su deriva cobra un especial interés ya que determina el flujo de material particulado a través de la columna de agua hacia las

profundidades, incrementando y contribuyendo sustancialmente a la activación el proceso de *scavenging*. Durante este proceso, como se ha comentado anteriormente, se puede eliminar los radionúclidos que se hallen disueltos en la columna de agua e incorporarlos en el sedimento.

El proceso de descarga de SIS del hielo también se refleja en los inventarios de los radionúclidos en los SIS. El valor de los inventarios de los radionúclidos (^{137}Cs , ^{210}Pb y $^{239,240}\text{Pu}$) en SIS se incrementan desde los mares marginales hacia la cuenca ártica central de la misma manera que ocurre con los sedimentos. Una mayor concentración equivale a un mayor inventario de radionúclidos debido a que éstos se hayan asociados a los sedimentos aunque es una hipótesis un poco arriesgada ya que la concentración de radionúclidos en los sedimentos depende de diversos parámetros como la mineralogía (Matishov et al., 1999) y el tamaño de los éstos (Crane et al., 2000), las propiedades químicas de los radionúclidos (Nies et al., 1999), etc. En el Estrecho de Fram disminuyen los valores de los inventarios y de la concentración de los radionúclidos en el SIS, al igual que la concentración de sedimentos en el hielo. Se puede suponer en cierta manera que la concentración de sedimentos determina la concentración e inventario de los radionúclidos en SIS. De forma que observando la variación de los inventarios de radionúclidos en SIS se puede intuir una idea de la descarga de sedimentos a lo largo del tránsito del hielo. Pero, según los datos, la variación de inventario de los radionúclidos en SIS no es tan enorme como con los SIS.

Si como consecuencia del cambio climático varia la circulación, el régimen del hielo, los tiempos de tránsito del hielo y el flujo neto de exportación de hielo. Un incremento en la exportación de hielo hacia la cuenca central implica un aumento de carga de SIS, y posiblemente un mayor porcentaje de descarga de sedimentos durante su tránsito o en las áreas de ablación, principalmente en el Estrecho de Fram, respecto a la situación actual. De forma que se puede llegar a relacionar la acumulación de sedimentos en el fondo con la fusión del hielo marino y poder estudiarlos como proxies paleoclimáticos. Por ejemplo las capas de Heinrich reflejan el aumento de la fusión de hielo. Éstas son el resultado de las acumulaciones de sedimentos transportados por icebergs que durante breves episodios se produce un desprendimientos masivos a consecuencia del colapsos catastróficos del manto de hielo del Hemisferio Norte (Broecker, 1994).

Bloque VI. Conclusiones

14. Conclusiones

En este apartado se formulan las conclusiones del estudio, subdividiéndolas en diferentes apartados.

14.1. Consideraciones metodológicas

- La **metodología** desarrollada permite una futura **monitorización** de la evolución de la dispersión y distribución de radionúclidos en el Océano Ártico a través del hielo marino.
- La **metodología** empleada ha demostrado ser adecuada para el análisis del papel del hielo marino como mecanismo de transporte de radionúclidos.
- La **división del Océano Ártico** en unidades de estudio regionales, atendiendo a las heterogeneidades funcionales y estructurales existentes ha permitido disminuir la escala de trabajo hasta una dimensión que facilita la identificación de los inventarios, pudiendo posteriormente determinar las áreas relevantes en la exportación, importación de radionúclidos y la relevancia de la descarga durante el tránsito del hielo.
- Los registros de datos existentes se concentran en las plataformas continentales, principalmente en los mares de Barents, Kara y Laptev.
- **Ausencia de registros** tanto de la carga y concentración de SIS. Así como el inventario de radionúclidos en la columna de agua y sedimentos del fondo en determinadas zonas del Océano Ártico, especialmente en la Cuencas árticas centrales.

14.2. Distribución de los radionúclidos en el Océano Ártico

- Las **propiedades físico-químicas** del propio radionúclido junto con el movimiento de las masas de agua y los **procesos de *scavenging***, así como la **incorporación de sedimentos el hielo marino** tienen un papel destacado en la

determinación del **destino final de los radionúclidos y su distribución** en los diferentes compartimentos del Océano Ártico. Por ejemplo, los radionúclidos conservativos permanecen predominantemente disueltos en la columna de agua (^{137}Cs), mientras que los reactivos (isótopos de Pu) se encuentran principalmente en los sedimentos de las plataformas continentales porque el proceso de scavenging es especialmente activo en estas áreas y en la columna de agua del Ártico central por la limitación del *scavenging*.

- **Desigual distribución en los mares marginales someros y en mar abierto de los radionúclidos**, determinado por la combinación entre los procesos que tienen lugar en esa área y las propiedades físico-químicas de los radionúclidos. Los isótopos reactivos tienen una predominancia en los sedimentos marinos en las plataformas continentales, mientras que en mar abierto se hallan disueltos en la columna de agua principalmente. Por ejemplo, para el $^{239,240}\text{Pu}$, en los mares de Kara y Laptev, los sedimentos representan un 93,5%, y en la Cuenca Euroasiática un 1%. En cambio, los radioisótopos conservativos se encuentran principalmente disueltos en la columna de agua: en el caso del ^{137}Cs , en las plataformas continentales el 71% del inventario se halla en la columna de agua; en la cuenca árticas centrales se desconoce debido a la ausencia de registro de inventario en estas áreas.
- **Diferenciación de áreas fuente**, las plataformas euroasiáticas presentan valores en SIS superiores en el hielo marino en comparación con las norteamericanas, considerándose estas primeras como áreas fuente. Por ejemplo, los valores para el ^{137}Cs son de 8 Bq/m² para las plataformas eurosiberianas en comparación con 2 Bq/m² para los mares de Chukchi y Beaufort.
- Los datos de los radionúclidos naturales y artificiales permiten determinar que el hielo marino es un **importante agente de transporte** de contaminantes a través del Océano Ártico. Durante la deriva del hielo por un lado se produce el enriquecimiento. Por ejemplo, la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en los mares de Kara y Laptev (595 mBq/Kg) representa el 85% de la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en la Cuenca Euroasiática y 61% de la concentración de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS Cuenca Canadiense. Por otro lado, se produce **la liberación de sedimentos y radionúclidos**. Por ejemplo, la concentración de ^{137}Cs en sedimentos del hielo en

el Estrecho de Fram representa el 41% respecto a la concentración de SIS de la Cuenca Euroasiática y un 52% respecto a la concentración de SIS de ^{137}Cs en SIS en la Canadiense. O la concentración de ^{210}Pb en el SIS en el Estrecho de Fram representa aproximadamente el 21% respecto la concentración de ^{210}Pb en SIS a la Cuenca Euroasiática.

- **En el Estrecho de Fram**, como consecuencia durante el proceso de fusión del hielo marino de la liberación masiva de sedimentos del hielo marino directamente sobre el agua superficial, se observa una **activación del proceso de *scavenging***. Resultado de la liberación masiva de sedimentos y el proceso de *scavenging* se observa un incremento del inventario de radionúclidos en sedimentos en comparación con las cuencas profundas. Por ejemplo, el 14% del $^{239,240}\text{Pu}$ se halla en los sedimentos del fondo en el Estrecho de Fram y las cuencas árticas centrales únicamente se encuentra el 1%. Respecto al ^{210}Pb , en el Estrecho de Fram se encuentra un 61% en sedimentos del fondo y en la Cuenca Euroasiática un 57%.
- La deriva del hielo marino determina el **destino final** de los radionúclidos incorporados en él ya que donde acontezca el proceso de fusión del hielo, principalmente en la época estival, irá acompañado de la liberación de dichos isótopos directamente en la columna de agua.

Acrónimos

ACEX	Expedición de Perforación del Ártico
ACSYS	Estudio del Sistema Climático del Ártico
AEN-	NEA, Nuclear Energy Agency
AGI	Año Geofísico Internacional
AMAP,	Arctic Monitoring Assessment Programme
ANSWAP	Arctic Nuclear Waste Assessment Program
AO	Arctic Oscillation
ARCUS	Arctic Research Consortium of the United States
DFA	Discriminant Function Analysis
DOE	Department of Energy, US
EGC	East Greenland Current
GRIP	Proyecto Greenland Ice Core Project
GSDW	<i>Greenland Sea Deep Water</i>
I	inventario
IABP	Internacional Arctic Buoy Programme
IAEA	International Atomic Energy Agency
IASAP	Internacional arctic seas assessment Project
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPY	Año Polar Internacional
NCC	Norwegian Coastal Current
NEWP	Northeast Water Polynya
NSDW	<i>Norwegian Sea Deep Water</i>
OMI	Organización Meteorológica Internacional
PML	Polar Mixed Layer
SIS	Sea Ice Sediments
TDS	Transpolar Drift Stream
TEIs	trace elements and isotopes
TNP	No Proliferación Nuclear
TPD	Transpolar Drift
UK	Gran Bretaña
UNEP	United Nations Environment Programme
UNSCEAR	United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation
WSC	West Spitsbergen Current

Glosario

Albedo, Capacidad que tienen los cuerpos para reflejar (reverberar) la radiación solar. Se expresa mediante la relación (en porcentaje o cifra decimal) entre la total radiación recibida y la parte no absorbida, reflejada. Una superficie perfectamente reflectante tiene un albedo igual a 1, mientras que una superficie negra que absorbe toda la luz que incide sobre ella tiene un albedo de 0. El albedo de la superficie de la Tierra varía según el tipo de material que la cubre. Así, la nieve tiene un albedo entre 0,5 ó 50 % (nieve licuándose) y 0,9 ó 90 % (nieve recién caída, nieves perpetuas antárticas y groenlandesas) la arena seca un 40% y la vegetación de un prado un 20%. El albedo medio de la Tierra, es decir, la potencia reflectora de la atmósfera y de la superficie es aproximadamente un 30%. El albedo es la proporción de radiación incidente reflejada directamente por una superficie particular, acostumbra a expresarse en porcentajes.

Absorción, Adhesión, provocada por atracciones eléctricas o químicas, de las moléculas de un gas, un líquido o una sustancia disuelta en una superficie

Anchor ice, hielo adherido al fondo de lagos, y mares someros. En noches claras y frías, el anchor ice puede formar directamente objetos sumergidos. Se desarrolla en agua supercongelación si las turbulencia es suficiente para mantener uniforme la temperatura a lo largo de todo el perfil, en cuyo caso una masa esponjosa de *frazil* acumulado en los objetos expuestos a un flujo rápido, y luego se completa los poros y se crea hielo sólido.

Banquisa, barrera de hielo. Capa de hielo flotante de considerable espesor unida a la costa (generalmente muy extendida en el plano horizontal, de superficie llana o suavemente ondulada); a menudo es una extensión de una capa de hielo que se prolonga mar adentro. Capa de [hielo](#) flotante que se forma en las regiones oceánicas polares. Su espesor típico se sitúa entre un metro, cuando se renueva cada año, y 4 ó 5 m, cuando persiste en el tiempo, como ocurre en la región ártica más próxima al polo. Excepcionalmente se forman engrosamientos locales de hasta 20 m de espesor. En muchas ocasiones está constituida por bloques de hielo fracturados que han sido nuevamente soldados.

Casquete de hielo, Masa de hielo de forma abovedada que cubre una altiplanicie y que se considera de menor extensión que una capa de hielo.

Campo de hielo: es la superficie del mar cuando se encuentra congelada

Desorción, Proceso opuesto a la adsorción: separar una molécula o átomo adherido en una superficie

Fallout stratospheric, Deposición de radionúclidos procedente de las detonaciones de armamento nuclear que tuvieron lugar entre 1945-1980.

Frazil ice, piezas finas de hielo suspendido en agua que se forman cuando la columna de agua se halla en un estado de supercongelación. Es el primer estadio de la formación de hielo marino.

Freezing suspension, es la incorporación de sedimentos, materia orgánica, etc. al hielo marino por anchor y *frazil* hielo durante la formación de éste.

Glaciar, Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía de lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar.

Haloclina, zona de profundidad del agua en la cual la temperatura cambia rápidamente entre la capa cálida superior (epilimnio) y la capa de agua fría inferior (hipolimnio).

Iceberg o témpano de hielo, es una isla de hielo procedente de la fragmentación de hielo polar, continental o marino y que es arrastrada hacia latitudes bajas. De un iceberg sobresale del agua sólo una octava parte su altura total, por lo que estas masas gélidas constituyen un peligro para la navegación.

Sedimento de hielo marino, material transportado durante la formación del hielo marino en las plataformas continentales. Principalmente de la fracción de limo y arcilla. Se libera masivamente durante la fusión del hielo marino en las áreas de ablación. En función de su composición mineralógica y geoquímica se está investigando su origen.

Isótopo, Los isótopos son variedades de un elemento, que difieren en el número de neutrones que poseen. Un isótopo radiactivo de un elemento se caracteriza por tener un

núcleo atómico inestable (por el balance entre neutrones y protones) y emite energía cuando cambia de esta forma a una más estable.

Polynyas, volumen de agua englobada en la masa de hielo fijo, generalmente de rápida formación. Este espacio permanece constante y generalmente tiene forma alargada.

Radionúclidos, átomo inestable de un elemento que espontáneamente decae y emite radiación ionizante.

Scavenging, Barrido de las sustancias disueltas en la columna de agua como consecuencia de la sedimentación de la materia particulada de la columna de agua.

Tiempo de vida, Tiempo de vida es un término general que se utiliza para designar diversas escalas temporales que caracterizan la duración de los procesos relacionados con la concentración de los gases trazas. Pueden distinguirse los siguientes tiempos de vida: Tiempo de renovación (T) es la relación entre la masa M de un reservorio (por ejemplo, un compuesto gaseoso en la atmósfera) y el tiempo total de eliminación S del reservorio; $T = M/S$. Pueden definirse distintos tiempos de renovación para cada proceso de eliminación en particular. En la biología del carbono del suelo, a esto se le llama Tiempo de Permanencia Media.

Trazador, sustancia que se introducen en un sistema con el fin de estudiar la evolución temporal y/o espacial de determinado proceso químico, físico, biológico o industrial, a través de su detección o medición.

Bibliografia

- Aagaard, K., Carmack, E.C., (1989). The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation, *J. Geophys. Res.* 94 C10 14485-14498.
- Aagaard, K. and P. Greisman, (1975). Towards new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 80: 3821-3827.
- Aagaard, K., (1981). On the deep circulation of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.* 82: 251-268.
- Aagaard, K., (1989). A synthesis of the Arctic Ocean circulation. *Rapp. P-v. Reun. Cons. Inst. Exploration de la Mer*, 188, 11-22.
- Aagaard, K., Coachman, L.K. and Carmack, E. (1981). On the halocline of the Arctic Ocean, *Deep-Sea Research*, 28A, 6, 529-545.
- Aagaard, K., J. H. Swift, and E. C. Carmack. (1985). Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90, 4833-4846.
- Aarkrog A., Dahlgard H., Hallstadius L., Hansen H. and Holm E., (1983). Radiocesium from Sellafield effluents in Greenland waters, *Nature* 303, 49-51.
- Aarkrog, A. (1971). Radioecological investigations of plutonium in an Arctic marine environment. *Health Physics*, 20, 31-47.
- Aarkrog, A. (1988). Worldwide data on fluxes of ^{239,240}Pu and ²³⁸Pu to the oceans. IAEA-TECDOC-481- Inventories of selected radionuclides in the Oceans. Vienna: International Atomic Energy Agency. p103-138.
- Aarkrog, A. (1994). Radioactivity in polar regions: main sources. *Journal of Environmental Radioactivity*, 25, 21-35.
- Aarkrog, A. (2003): Input of anthropogenic radionuclides into the world ocean. *Deep-Sea Res.*, 50, 2597-2606.
- AEN-NEA (1997): Chernobyl. *Ten years on radiological and health impact*. NEA Committee on Radiation Protection and Public Health. Paris, OECD.
- AEN-NEA (2002): *Assessment of radiological and health impacts. 2002 update of Chernobyl: ten years*. NEA Committee on Radiation Protection and Public Health. Paris, OECD.
- AMAP. (1997). *Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report*. Arctic Monitoring and Assessment Programme, P.O. box 8100 Dep., N-0032 Oslo, Norway.
- AMAP. (1998). *Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report*. Arctic Monitoring and Assessment Programme, P.O. box 8100 Dep., N-0032 Oslo, Norway.
- AMAP. (2002). *Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report*. Arctic Monitoring and Assessment Programme. *AMAP Assessment 2002: Radioactivity in the Arctic*

- Anderson L. G., Jones E. P., Koltermann K. P., Schlosser P., Swift J. H. and Wallace D. W. R. (1989). The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, Volume 36, Issue 3, Pages 475-482.*
- Anderson L.G., Björk G., Holby O., Jones E.P., Kattner G., Koltermann K.P., Liljeblad B., Lindgren R., Rudels B. and Swift J. (1994). Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 expedition. *Journal of Geographical Research*, 99, 3273-3283.
- Anderson R.F., Bacon M.P., and Brewer P.G. (1983b). Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa at ocean margins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 73-90.
- Anderson R.F., Bacon, M.O., and Brewer P.G. (1983a). Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa from the open ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 7-23.
- ANSWAP, (1997), Radionuclides in the Arctic Seas from the former Soviet Union: potential health and ecological risks. In: Layton, D., Edson, R., Varela, M., Naier, B. (Eds.), Arctic Nuclear Waste Assessment Program (ANSWAP). Office of Naval Research, Arlington, V.A.
- Appleby, P.G. and Oldfield, F., (1992). Application of lead-210 to sedimentation studies. In: Ivanovich, M. and Harmon, R.S., Editors, 1992. *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*, Clarendon Press, Oxford, pp. 731-778
- ARCUS (Arctic Research Consortium of the United States) Report, A plan for integration, Fairbanks, AK, 1993.
- Arnold, J.R., Al-Salih, H.A., (1955). Beryllium-7 produced by cosmic rays. *Science*, 121, 451-453.
- Bacon M. P., C.-A. Huh and R. M. Moore (1989) Vertical profiles of some natural radionuclides over the Alpha Ridge, Arctic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 95, 15-22.
- Baker, F.W.G. (1982). The First International Polar Year, 1882-1883. *Polar Record*, Vol 21, No 132, p 275-285.
- Barnes P.W. and Reimnitz E., (1974). Sedimentary processes on Arctic Shelves off the northern coast of Alaska. In: J.C. Reed and J.E. Sater (Editors). The coast and Shelf of the Beaufort Sea. Arct. Inst. N. Am., Arlington, pp. 439-502.
- Barrie L, Falck E, Gregor D, Iverson T, Loeng H, Macdonald R, et al. The influence of physical and chemical processes on contaminant transport into and within the Arctic. In: Gregor D, Barrie L, Loeng H, editors. The AMAP assessment; (1998). p. 25- 116.
- Barry, R.G., Serreze, M.C., Maslanik, J.A. and Preller, R.H. (1993). The Arctic sea-ice climate system: observations and modelling, *Rev. Geophys.*, 31, 397-422.

- Baskaran and Naidu (1995). ^{210}Pb -derived chornology and the fluxes of ^{210}Pb and ^{137}Cs isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaska Arctic. *Geo. Cosm. Acta*, 59, 4435-4448.
- Baskaran et al. (1996). Pu, ^{137}Cs and excess ^{210}Pb in the Russian Arctic sediments. *Earth and planetary Science Letters* 140 243-257.
- Baskaran, M. (2005). Interaction of sea sediments and surface sea water in the Arctic Ocean: Evidence from excess ^{210}Pb . *Geophysical reseach letters*, Vol. 32, LI2601.
- Baskaran, M., Asbill, S., Santschi, P., Davis, T., Brooks, J., Champ, M., Makeyev, V., & Hklebovich, V. (1995). Distribution of $^{239,240}\text{Pu}$ concentrations in sediments from the Ob and the Yenisey rivers and the Kara Sea. *Applied Radiation and Isotopes*, 46(11), 1109–1119.
- Baskaran, M., S. Asbill, J. Schwantes, P. H. Santschi, M. A. Champ, J. M. Brooks, D. Adkinson and V. Makeyev (2000): Concentrations of ^{137}Cs , $^{239,240}\text{Pu}$, and ^{210}Pb in sediment samples from the Pechora Sea and biological samples from the Ob, Yenisey Rivers and Kara Sea. *Marine Poll. Bull.*, 40, 830–838.
- Beasley T.M., Kelley J.M., Orlandini K.A., Bond L.A., Aarkrog A., Trapeznikov A.P., Pozolotina V.N., (1998). Isotopic Pu, U and Np signatures in soils from Semipalatinsk-21, Kazakh Republic and southern Urals, Russia, *Journal of Environmental Radioactivity* 39, 215-230.
- Beasley T.M., L.A. Ball, J.E. Andrews and J.E. Halverson, (1981). Hanford-derived plutonium in Columbia River sediments, *Science* 214, 913-915.
- Beasley T.M., R. Carpenter and C.D. Jennings, (1982). Plutonium, ^{241}Am and ^{137}Cs ratios, inventories and profiles in Washington and Oregon continental shelf sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1931-1946.
- Berner, H. and Wefer, G. (1990). Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. In: *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, U. Bleil and J. Thiede, editors, Klower, Dordrecht, pp. 317-335.
- Bönisch, G. and P. Schlosser, (1995). Deep water formation and exchange rates in the Greenland/Norwegian Seas and the Eurasian Basin of the Arctic Ocean derived from tracer balances. *Prog. Oceanogr.* 35: 29-52.
- Bourke RH, Garrett RP. (1987). Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Reg Sci Technol*, 13:259– 80.
- Bowen V. T., V. E. Noshkin, H. D. Livingston and H. L. Volchok (1980) Fallout radionuclides in the Pacific Ocean: vertical and horizontal distributions, largely from GEOSECS stations. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 41-434.

- Bowen V.T., Roether W., (1973). Vertical distributions of strontium-90 and cesium-137 and tritium about 45° north latitude in the Atlantic. *J. Geophys. Res.* 78, 6277-6285.
- Bowen V.T., Wong K.M. and Noshkin V.E. (1971) Plutonium-239 in and over the Atlantic Ocean. *J.Mar. Res.* 29, 1-10.
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421-424.
- Buedeler, (1957). Año Geofísico Internacional. La UNESCO y su programa XV
- Buesseler K. O., Bacon, M.P., Cochran J.K. y Livingston H.D. (1992). Carbon y nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment estimated from ^{234}Th ; ^{238}U disequilibria. *Deep-Sea Research.* 39, 1115-1137.
- Buesseler K.O. (1997). The isotopic signature of fallout plutonium in the North Pacific. *J. Environ. Radioactivity*, Vol 36, No 1, pp 69-83.
- Buesseler K.O., Sholkovitz E.R. (1987). The geochemistry of fallout plutonium in the North Atlantic: $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ ratios and their significance, *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2623-2637.
- Campbell N.J. Collin A.E., (1958). The discoloration of Foxe Basin ice. *J. Fish. Res. BD. Can.*, 15(6): 1175-1188.
- Carpenter R., Basley T.M., Zahnle D., and Somayajulu B.L.K. (1987). Cycling of fallout (Pu, ^{241}Pu , ^{137}Cs) and natural (U, Th, ^{210}Pb) radionuclides in Washington continental slope sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 1897-1921.
- Cavalieri DJ, Gloersen P, Parkinson CL, Comiso JC, Zwally HJ. 1997. Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*; 278:1104– 6.
- Chapman, S. (1959). Introduction to the history of the First International Polar Year. *Annales of the International Geophysical Year*, Vol 1, p 3-5.
- Clark D.L. and Hanson A. (1983). Central Arctic Ocean sediment texture: Key to ice transport mechanism, In: B.F. Molnia (Editor), *Glacial-marine Sedimentation*. Plenum, New York, pp.301-330.
- Clark, D.L., (1990). Arctic Ocean ice cover: geologic history and climatic significance. In: A. Grantz, L. Johnson and J.F. Sweeney (Editors), The Arctic Ocean Region. (The Geologist of North America, L.) *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO, pp 53-62.
- Coachman L.K. and Aagaard, K., (1974). *Physical Oceanography of Arctic and Subarctic Seas*, Springer, New York.
- Coale K. H., y Bruland K.W. (1985). ^{234}Th - ^{238}U disequilibria within the California Current. *Limnol. Oceanogr.* 30, 22-33.
- Cochran J.K., D. J. Hirschberg, H. D. Livingston, -K. O. Buesselert and R. M. Keys (1995). Natural and anthropogenic radionuclide distributions in the Nansen Basin, Arctic Ocean:

- Scavenging rates and circulation timescales. *Deep-Sea Research II. Vol. 42, No. 6, pp.* 1495-1517.
- Cochran J.K., McKibbin T., Dornblaser M.M., Hirschberg D., Livingston H.D., Buesseler K.O. (1990). 210Pb scavenging in the North Atlantic and North Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 332-352.
- Cochran, J.K. and Masqué, P. (2003). Short-lived U/Th-series radionuclides in the ocean: tracers for scavenging rates, export fluxes and particle dynamics. In: *Uranium Series Geochemistry* (B. Bourdon, S.P. Turner, G.M. Henderson and C.C. Lundstrom, Eds.). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 52, Mineralogical Society of America, 461 - 492.
- Colony R.L., Rigor I. and Runcciman-Moore K., (1991). A summary of observed ice motion and analyzed atmospheric pressure in the Arctic Basin, 1979-1990. Tech. Mem. APL-UW TM 13-91, Appl. Phys. LAB., Univ. Washington. Seattle.
- Colony, R. and Thorndike, A.S. (1985). Sea ice motion as a drunkard's walk. *Journal of Geophysical Research*, 90, 965-974.
- Cooper L.W., Kelley J.M., Bond L.A., Orlandini K.A., Grebmeier J.M. (2000). Sources of the transuranic elements plutonium and neptunium in arctic marine sediments. *Marine Chemistry* 69, 253-276.
- Cooper, L.W., Grebmeier, J.M., Larsen, I.L., Egorov, V.G., Theodorakis, C., Kelly, H.P., Lovvorn, J.R. (2002). Seasonal variation in sedimentation of organic materials in the St. Lawrence Island polynya region, Bering Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 226, 13–26
- Cooper, L.W., Larsen, I.L., Beasley, T.M., Dolvin, S.S., Grebmeier, J.M., Kelley, J.M., Scott, M. and Jonhson-Pyrtle, A. (1998). The distribution of radiocesium and plutonium in Sea Ice-entrained Arctic sediments in relation to potential Sources and sinks. *Journal of Environmental Radioactivity*, 39 (3), 279-303.
- Cota G. F., Lee W. Cooper , Dennis A. Darby, I.L. Larsen (2005) Unexpectedly high radioactivity burdens in ice-rafted sediments from the Canadian Arctic Archipelago. *Science of the Total Environment*.
- Crane, K. and J. L. Galasso, (1999). *The arctic environmental atlas*. ONR/NRL/ Office of Naval Research. Naval Research Laboratory Hunter College, 164 p.
- Crane, K., Galasso, J., Brown, C., Cherkashov, G., Ivanov, G. and Vanstain, B. (2000). Northern ocean inventories of radionuclide contamination: GIS efforts to determine the past and present state of the environment in and adjacent to the Arctic. *Marine*
- Cubasch, U., G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, S. C. B. Raper and K. S. Yap. (2001). Projections of future climate change. *Climate Change 2001: The scientific basis*, J. T. Houghton, D. Yihui and M. Noguer, Cambridge University Press.

- Dahlgaard H., Aarkrog A., Hallstadius L., Holm E. and Rioseco J., (1986). Radiocesium transport from the Irish Sea via the North Sea and the Norwegian Coastal Current to East Greenland Rapp. *P.V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer* 186, 70-79.
- Dawson, H.P. (1886). Observations of the International Polar Expedition, Fort Rae. London: Eyre and Spottiswood for Trübner and Co.
- Dethleff, D. (2005). Entrainment and export of Laptev Sea ice sediments, Siberian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 110, C07009, doi:10.1029/2004JC002740.
- Dethleff, D., Loewe, P., Kleine, E., (1998). The Laptev Sea flaw lead - Detailed investigation on ice formation and export during 1991/92 winter season. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 27, 3, 225-243.
- Dethleff, D., Nies, H., Harms, I.H. and Karcher, M.J. (2000). Transport of radionuclides by sea-ice and dense-water formed in western Kara Sea flaw leads. *Journal of Marine Systems*, 24, 233-248.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. y Savchenko, Y.P. (1993). East Siberian Arctic Region Expedition '92: *The Laptev Sea –its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediments flux. Report on Polar Research*, 120, 44pp.
- Dibb, J.E. 1990. Beryllium-7 and 210Pb in the atmosphere and surface snow over the Greenland ice sheet in the summer of 1989. *Journal of Geophysical Research*, 95, 407-422.
- DOE, (1987). *Task group on health and environmental aspects of the Soviet nuclear accident: Health and environmental consequences of the Chernobyl nuclear power accident Report to the US Department of Energy, Committee on the Assessment of Health Consequences in Export Population, DOE/ER-0332 UC-41 and 48*. Springfield, Virginia 22162, National Technical Information Service, US Dep. Of Commerce.
- Dowdeswell, J.A., Elverhoi, A. y Spielhagen, R., (1998). Glaciomarine sedimentary processes and the facies on the Polar North Atlantic margins. *Quaternary Science Reviews*, 17 (1-3), 243-272.
- Dyke A.S., England J., Reimnitz E., Jetté H., (1997). Changes in driftwood delivery to the Canadian Arctic Archipelago: The hypothesis of postglacial oscillations of the Transpolar Drift. *Arctic* 50(1): 1-16.
- Edmonds, H.N., Moran, S.B., Cheng, H., Edwards, R.L. (2004). Th-230 and Pa-231 in the Arctic Ocean: implications for particle fluxes and basin-scale Th/Pa fractionation. *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 155-167.
- Eicken, H., Gradinger, R., Gaylord, A., Mahoney, A., Rigor, I., Melling, H. (2005). Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions?. *Deep-Sea Research II*, 52, 3281–3302

- Eicken, H., Lensu, M., Lepparanta, M., Tucker III, W.B., Gow, A.J. and Salmela, O. (1995). Thickness, structure and properties of level summer multi-year ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 100, 22697- 22710.
- Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V., Martin, T., Kassens, H. and Viehoff, T. (1997). Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. *Continental Shelf Research*, 17 (2), 205-233.
- Eisenbud, M. (1987). *Environmental radioactivity from natural, industrial and military sources*. 3^a Edition. San Diego, Academic Press.
- Ellis, K. M., Smith, J. N., Nelson, R. P., Kilius, L., MacDonald, R., Carmack, E., & Moran, S. B. (1995). Distribution of artificial radionuclides in the Arctic Ocean from the 1994 Arctic Ocean Section. In P. Strand, & A. Cooke (Eds.), *Proceedings of the second international conference on environmental radioactivity in the Arctic*, Oslo, Norway, 21–25 August 1995 (pp. 204–207). Østerås: Norwegian Radiation Protection Authority.
- François R., Bacon, M-P., Altabet, M.A. y Labeyrie, LD. (1993). Glacial/interglacial changes in sediment rain rate in the SW Indian sector of subantarctic waters as recorded by ²³⁰Th, ²³¹Pa, U, y ¹⁵N. *Paleoceanography* 8, 611-629.
- Gascard, J-C., Kergomard, C., Jeanin, P-F. y Fily, M. (1988). Diagnostic study of the Fram Strait marginal ice zone during summer. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3631-3641.
- Geibert W. and Usbeck R. (2004). Adsorption of thorium and protactinium onto different particle types: experimental findings *Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 68, Issue 7, 1 April 2004, Pages 1489-1501*.
- Gloersen P, Campbell WJ. (1991). Recent variations in Arctic and Antarctic sea-ice covers. *Nature*; 352:33– 5.
- Grebmeier, J.M. and Cooper, L.W. (1995). Influence of St. Lawrence Island Polynya upon the Bering Sea benthos. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 100, 4439 - 4460.
- Grebmeier J.M and Cooper L.W., (1995). *Biological processes on Arctic continental shelves: ice-ocean-biotic interactions*. In: Smith W.O., Grebmeier J.M. (Eds.), *Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves*. American Geographical Union, Washington, DC, pp. 231-261.
- Gudkovich ZM. Relation of the ice drift in the Arctic Basin to ice conditions in the Soviet Arctic seas (in Russian). *Tr Okeanogr Kom Akad Nauk SSSR* 1961;11:14– 21.
- Guegueniat, P., Kershaw, P., Hermann, J., & Bailly du Bois, P. (1997). New estimation of La Hague contribution to the artificial radioactivity of Norwegian waters (1992–1995) and Barents Sea (1992– 1997). *Science of the Total Environment*, 202, 249–266.
- Hamilton T.F., Milliès-Lacroix J.C., Hong G.H., (1996). *¹³⁷-Cs (⁹⁰-Sr) and Pu isotopes in the Pacific Ocean: Sources and trends*. In: Guéguéniat P, Germain P, Métivier H., editors.

- Radionuclides in the oceans: inputs and inventory. Paris: Les Editions de Physique. Pp 29-58.
- Hansen J.A., Rind L.D., Russell G., Stone P., Fung I., Ruedy R., Lerner J., 1984. *Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms*, In: Climate Processes and Climate Sensitivity, edited by J.E. Hansen and T. Takashashi, pp. 130-163, AGU, Washington, D.C.
- Hardy E.P., Krey P.W., Volchok H.L., (1973). Global inventory and distribution of fallout plutonium. *Nature* 241, 444-445.
- Harms I. H., Karcher, M. J. (2003). *Pathways of anthropogenic radioactivity in the Northern Oceans*. Modelling radioactivity in the environment. Elsevier Science Ltd.
- Harms, I.H., Karcher, M.J. and Dethleff, D. (2000). Modelling Siberian river runoff-implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 27, 95-115.
- Hebbeln, D. (2000). Flux of ice-rafted detritus from sea ice in the Fram Strait. *Deep-Sea Research II*, 47, 1773-1790.
- Hebbeln, D. and Wefer, G. (1991). Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature*, 350, 409-411.
- Herrmann, J., Nies, H., & Goroncy, I. (1998). Plutonium in the deep layers of the Norwegian and Greenland Seas. *Radiation Protection Dosimetry*, 75, 237-245.
- Hirose, K., Y. Igarashi, M. Aoyama and T. Miyao (2001): Long-term trends of plutonium fallout observed in Japan. In *Plutonium in the Environment*, ed. by A. Kudo, Elsevier Science Ltd., pp. 251-266.
- Holland, M.M., Bitz, C.M., Eby, M., Weaver, A.J., 2001. The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climatology* 14, 656-675.
- Holm E., Aarkrog A., Ballestra S. and Dahlgaard H. (1986). Origin and isotopic ratios of plutonium in the Barents and Greenland Seas. *Earth and Planetary Letters*, 79, 27-32
- Holm E., Gastaud J., Oregioni B., Aarkrog A., Dahlgaard H, Smith J.N., (1988). Chemical partitioning of plutonium and americium in sediments from the Thule, Greenland region. In: Guary, J.C., Guégueniat, P., Pentreath R.J. (Eds), *Radionuclides; A tool for Oceanography*. Elsevier Science, London, pp. 351-362.
- Holm, E. (1994). Sources and distribution of anthropogenic radionuclides in the marine environment In *Radioecology: Lectures in Environmental Radioactivity*, ed. E. Holm, Vol. 65, p. 279. World Scientific, Singapore.
- Holm, E., Roos, P., Josefsson, D., & Persson, B. (1996). Radioactivity from the North Pole to the Antarctic. In P. Guégueniat, P. Germain, & H. Mletivier (Eds.), *Radionuclides in the*

- oceans: inputs and inventories* (pp. 59–74). Les Ulis: Institut de Protection et de S#uretle Nucleaire, Les !Editions de Physique.
- Hong G.H., Baskaran M. and Povinec P.P (2004). Artificial Radionuclides in the Western North Pacific: A Review *Global Environmental Change in the Ocean and on Land*, Eds., M. Shiyomi *et al.*, pp. 147–172.
- <http://dels.nas.edu/us-ipy/history.shtml> 12/3/2006
- <http://ie.lbl.gov/toi/> 1/Junio/2006
- <http://www.arctic.noaa.gov/aro/ipy-1/> 12/3/2006
- <http://www.arctic.noaa.gov/aro/ipy-1/History.htm>. 12/3/2006.
- <http://www.arctic.noaa.gov/aro/ipy-1/History.htm>. 12/3/2006.
- Huh C. Piasias N.G., Kelley J.M., Maiti T.C., Grantz A. (1997). Natural radionuclides and plutonium in sediments from the western Arctic Ocean: sedimentation rates and pathways of radionuclides. *Deep-sea Research II*. Vol 44. 1725-1743.
- IAEA, APRIL (1999). Radioactivity in the Arctic Seas, report for the International arctic seas assessment Project, IASAP) IAEA-TECDOC-1075
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom, and New York, United States, Cambridge University Press
- Ivanovich, M. and Harmon, R.S. (1992). *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*, Clarendon Press, Oxford.
- Johannessen O. M. et al. (1999), Satellite evidence for an arctic sea ice cover in transformation, *Science*, 286, 1937-1939.
- Johannessen OM, Miles MW. (2000). Arctic sea ice and climate change—will the ice disappear in this century? *Sci Prog* ;83:209–22.
- Johannessen OM, Shalina EV, Miles MW. (1999). Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science*; 286:1937–9.
- Joint Norwegian-Russian Expert Group, (1996). *Dumping of radioactive waste and investigation of radioactive contamination in the Kara Sea*. Norwegian Radiation Protection Authority, Osteras, Norway, 1-55
- Jones, E.P. and L.G. Anderson, (1986). On the origin of the chemical properties of the Arctic Ocean halocline. *J. Geophys. Res.* 91: 10759-10767.
- Josefsson, D. (1998). *Anthropogenic radionuclides in the Arctic Ocean* (159 pp). Ph.D. thesis, Lund University, Sweden.
- Kelley J.M, Bond L.A., Beasley T.M., (1999). Global distribution of Pu isotopes and ²³⁷Np. *Sci. Total Environ.* V. 237-238, 30 Pages 483-500.

- Kempema, E.W., Reimnitz, E. and Barnes, P.W. (1989). Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. *J. Sed. Pet.*, 59, 308-317.
- Kershaw, P.; Baxter, A. (1995). The transfer of reprocessing wastes from north-west Europe to the Arctic. *Deep-Sea Research*, 42, 1413-1448.
- Kindle E.M. 1909. Diatomeaceous dust on the Bering Sea ice floes. *Am. J. Sci.*, 28: 175-185.
- Koide M., J.J. Griffin and E.D. Goldberg, (1975). Records of plutonium in marine and terrestrial samples, *J. Geophys. Res.* 80,4153-4162.
- Koide M., R. Michel, E.D. Goldberg, M.M. Herron and C.C. Langway, (1979). Depositional history of artificial radionuclides in the Ross Ice Shelf, Antarctica, *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 205-223.
- Koide, M., Bertine K.K., Chow T.J., Goldberg E.D., (1985). The $^{239}/^{240}\text{Pu}$ ratio, a potential geochronometer. *Earth and planetary science letters*, 72: 1-8.
- Krey P.W., Hardy E.P., Pachucki C., Rouke F., Colozza J., Benson W.K. (1976). Mass isotopic composition of global fallout plutonium in soil. In *Transurium Nuclides in the Environment*, IAEA Symp. Pp 671-678.
- Kumar N., Anderson, R.F., Mortlock, R.A., Froelich, P.N., Kubik, P., Ditttrich-Hannen B. y Suter, M. (1995). Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature* 378, 675-680.
- Kumar N., Gwiazda, R., Anderson, R.F. y Froelich, P.N. (1993). $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratios in sediments as a proxy for past changes in Southern Ocean productivity. *Nature* 362, 45-48.
- Kupferman S. L., H. D. Livingston and V. T. Bowen (1979) A mass balance for Cs-137 and Sr-90 in the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research*, 37, 157-199.
- Lal, D., Malhotra, K., Peters, B., (1958). On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorology. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 12, 306-328.
- Landa, E., Reimnitz, E., Beals, D., Pochkowski, J., Rigor, I. (1998). Transport of ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ with ice-rafted debris in the Arctic Ocean. *Artic*, 51, 27-39.
- Lange MA, Pfirman SL. *Arctic sea ice contamination: major characteristics and consequences*. In: Lepparanta M, editor. Physics of ice-covered seas, vol. 2. Helsinki Helsinki University Printing House; (1998). p. 651- 81.
- Lars Føyn and Ingrid Sværen (1997) Distribution and sedimentation of radionuclides in the Barents Sea. *Journal of Marine Science*, 54: 333-340.
- Larssen, B.B., Elverhoi, A. and Aagaard, P. (1987). Study of particulate material in sea-ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimate research. *Polar Research*, 5(3), 313-315.

- Leon Vintro L., C.A. McMahon, P.I. Mitchell, D. Josefsson, E. Holm, P. Roos (2002) Transport of plutonium in surface and sub-surface waters from the Arctic shelf to the North Pole via the Lomonosov Ridge. *Journal of Environmental Radioactivity* 60, 73–89.
- Levi BG. 2000. The decreasing Arctic ice cover. *Phys Today* ;19– 20 [January].
- Linsalata P., M.E. Wrenn, N. Cohen and N. Singh, (1980). ^{239}Pu and ^{238}Pu in sediments of the Hudson River Estuary, *Environ. Sci. Tech.* 14, 1519-1523.
- Livingston H.D., Bowen V.T., Kupferman S.L., (1982a). Radionuclides from Windscale discharges I: non-equilibrium tracer experiments in high latitude oceanography. *Journal of Marine Research* 40, 253-272.
- Livingston H.D., Bowen V.T., Kupferman S.L., (1982b). Radionuclides from Windscale discharges II: Their dispersion in Scottish and Norwegian coastal circulation. *Journal of Marine Research* 40, 1227-1258.
- Livingston H.D., Bowen V.T., Kupferman S.L., Moore R.M., (1984). Vertical profile of artificial radionuclide concentrations in the central Arctic Ocean. *Geochimica Cosmochimica Acta* 48, 2195-2203.
- Livingston H. D. and Povinec P. P. (2000). Anthropogenic marine radioactivity *Ocean and Coastal Management, Volume 43, Issues 8-9, 2000, Pages 689-712.*
- Livingston H. D., J. H. Swift and H. G. Ostlund. (1985). Artificial radionuclide tracer supply to the Denmark Strait overflow between 1972 and 1981. *Journal of Geophysical Research*, 90, 6971-6982.
- Livingston, H. D. and P. P. Povinec (2002): A millennium perspective on the contribution of global fallout radionuclides to ocean science. *Health Phys.*, 82, 656–668.
- Macdonald R.W., L.A. Barrie, T.F. Bidleman, M.L. Diamond, D.J. Gregor, R.G. Semkin, W.M.J. Strachan, Y.F. Li, F. Wania, M. Alae, L.B. Alexeeva, S.M. Backus, R. Bailey, J.M. Bewers, C. Gobeil, C.J. Halsall, T. Harner, J.T. Hoff, L.M.M. Jantunen, W.L. Lockhart, D. Mackay, D.C.G. Muir, J. Pudykiewicz, K.J. Reimer, J.N. Smith, G.A. Stern, W.H. Schroeder, R. Wagemann, M.B. Yunker. (2000). Contaminants in the Canadian Arctic: 5 years of progress in understanding sources, occurrence and pathways *The Science of the Total Environment* 254, 93-234.
- Macdonald RW, Harner T, Fyfe J. (2005). Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data. *Science of the Total Environment*, 342 (1-3), 5-86.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., (1997). Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography* 12, 321–336.
- Manley T.O., Bourke R.H. y Hunkins K.L. (1992). Near-surface circulation over the Yermak Plateau in northern Fram Strait. *Journal of Marine Systems*, 3 (1-2), 107-125.

- Martin, S. y Cavalieri, D.J. (1989). Contributions of the Siberien Shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water. *Journal of Geophysical Research*, 94(C9) 12725-12738.
- Maslanik JA, Serreze MC, Barry RG. (1996). Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophys Res Lett*; 23:1677–80.
- Maslowski W, Newton B, Schlosser P, Semtner A, Martinson D. (2000). Modeling recent climate variability in the Arctic Ocean. *Geophys Res Lett* ;27:3743–6.
- Masqué, P., Cochran, J.K., Hebbeln, D., Hirschberg, D.J., Dethleff, D. and Winkler, A. (2003). The role of sea ice in the fate of contaminants in the Arctic Ocean: Plutonium atom ratios in the Fram Strait. *Environmental Science and Technology*, 37, 4848-4864.
- Masqué, P., Cochran, J.K., Hirschberg, D.J., Dethleff, D., Hebbeln, D., Winkler, A. and Pfirman, S. (submitted) Radionuclides in Arctic sea ice: tracers of sources, fates and ice transit time scales. Submitted to *Deep-Sea Research I*.
- Matishov G.G., Mastishov D.G., Namjatov A.A., Carroll J., Dahle S. (1999). Antropogenic radionuclides in Kola and Motovski Bays of the Barents Sea, Russia. *Journal Environment Radioactivity* 43, 77-88.
- Maykut, G.A., (1985). The ice environment. In: Horner, R.A. (Ed.), Sea Ice Biota. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 42, 834-837.
- Measures, C.I. (1999). The role of entrained sediments in sea ice in the distribution of aluminium and iron in the surface waters of the Arctic Ocean. *Marine Chemistry*, 68 (1-2), 59-70
- Meese, D.A., Reimnitz E., Tucker, W.B.III, Gow, A.J., Bischof, J., Darby, D. (1997). Evidence for radionuclide transport by sea-ice. *Sci. Total Environ.* 202, 267-278.
- Memikov SA, Vlasov CV, Rishov OV, Gorshkov AN, Kuzin AI. Zones of relatively enhanced contamination levels in the Russian Arctic Seas. In: Proceedings of the Workshop on Arctic Contamination, Interagency Arctic Research Policy Committee, May 2-7 (1993). Arctic Research of the United States. Anchorage, Alaska, 1994,8:277-283.
- Mikhailov, V. N., Andryshin, I. A., Bogdan, V. V., Vashchinkin, S. A., Zelentsov, S. A., Zolotukhin, G. E., Karimov, V. M., Kirichenko, V. V., Matushchenko, A. M. Silkin, Y. A., Strukov, V. G., Kharitonov, K. V., Tchernyshev, A. K., Tsytkov, G. A. And Shumaev, M. P. (1996) USSR Nuclear Weapons Tests and Peaceful Nuclear Explosions, 1949 through 1990, The Ministry of the Russian Federation for Atomic Energy, Russian Federation.

- Mitchell, P. I., McMahon, C. A., Le'lon Vintre'o, L., & Ryan, R. W. (1998). Plutonium in Arctic surface and sub-surface waters at the St Anna and Voronin Troughs. *Radiation Protection Dosimetry*, 75, 247–252.
- Moore R. M. and J. N. Smith (1986) Disequilibria between Ra-226, Pb-210 and PO-210 in the Arctic Ocean and the implications for chemical modification of the Pacific water inflow. *Earth and Planetary Science Letters*, 77,285-292.
- Moran, S.B., Shen, C.C., Edwards, R.L., Edmonds, H.N., Scholten, J.C., Smith, J.N., Ku, T.L. (2005). Pa-231 and Th-230 in surface sediments of the Arctic Ocean: Implications for Pa-231/Th-230 fractionation, boundary scavenging, and advective export. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 235-248.
- Moreno A., (2002). Registro del aporte de polvo de origen sahariano y de la productividad oceánica en la Cuenca Norte de Canarias y en el Mar de Alborán. Respuesta a los últimos 250000 años de cambio climático. Tesis doctoral [unpublished].
- Murray C.N., H. Kautsky and H.F. Eicker, (1979). Transfer of actinides from the English Channel into the Southern North Sea, *Nature* 276, 225-230.
- Murray C.N., H. Kautsky, M. Hoppenheit and M. Domain, (1978). Actinide activities in water entering the northern North Sea, *Nature* 276, 225-230.
- Mysak L A. *Patterns of Arctic circulation. Science* (2001); 239: 1269– 70.
- NCRP 52, (1977). Caesium-137 from environment to man; metabolism and dose. Washington DC, National Council on Radiation Protection and Measurements, NCRP *Report No 52*.
- Nies H., Harms I.H., Karcher M.J., Dethleff D., Bahe C. (1999). Anthropogenic radioactivity in the Arctic Ocean –review of the results from the joint German project- *The Science of the Total Environment* 237, 238; 181-191.
- Nürnberg, D., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. and Thiede, J. (1994). Sediments in Arctic Sea ice: implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology*, 119, 185 -214.
- Ortega Aramburu X., Jorba Bisbal J. (1996) Radiaciones ionizantes. Utilización y Riesgos I. Institut de Tècniques Energètiques (INTE). Edicions UPC.
- Osterkamp, T. E. and Gosink, J. P. (1984). Observations and analyses of sediment-laden sea ice. In: Barnes, P. W., Schell, D. M., and Reimnitz, E. (eds.) *The Alaskan Beaufort Sea: ecosystems and environments*, Orlando, Academic Press, pp. 73- 93.
- Östlund , H. G. y Hut, G., (1984). Arctic Ocean water mass balance from isotope data. *Journal Geophysical Research*, 87, 2035-2043.
- Parkinson CL, Cavalieri DJ, Gloersen P, Zwally JH, Comiso JC. (1999). Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996. *J Geophys Res*;104:20837–56.

- Pavlov V. and Pfirman S., (1995). Hydrographic structure and variability of Kara Sea: implications for pollutant distribution. *Deep-Sea Research* 42 (6), 1369-1390.
- Pavlov, V.K., Timokhov, L.A., Baskakov, G.A., Kulakov, M., Yu., Kurazhov, V.K., Pavlov, P.V., Pivovarov, S.V., Stanovoy, V.V. (1994). Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East Siberian Seas. Part 1.: Processes of transfer and transformation of contaminants inflowing by continental discharge into the Kara, Laptev and East Siberian Seas. Federal Service of Russia for hydrometeorology and monitoring of the environment. *The Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg*, 1-179.
- Pfirman S.L., Gascard, J.C., Wollenburg, I., Mudie, P. y Abelman, A., (1989b). Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observation from July and August 1987. *Polar Research* 7: 59-66.
- Pfirman, S., Lange, M.A., Wollenburg, I. and Schlosser, P. (1990). Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic-Antarctic comparisons. In: U. Bleil and J. Thiede (eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Kluwer Academic Publishers, pp. 187-211.
- Pfirman, S., Wollenburg, I., Thiede, J. and Lange, M.A. (1989). Lithogenic sediment on Arctic pack ice: potential aeolian flux and contributions to deep sea sediments. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Pattern of Global Atmospheric Transport*. Sarinthein, M., Leinen, M. (Eds.), Kluwer, Dordrecht, pp. 463-493.
- Pfirman, S.L., Eicken, H., Bauch, D. y Weeks, W.F. (1995). The potential transport of pollutants by Arctic Sea ice. *Science of the Total Environment*, 159, 129-146.
- Pfirman, S.L., Kogeler, J.W. and Rigor, I. (1997a). Potential for rapid transport of contaminants from the Kara Sea. *The Science of the Total Environment*, 202, 111-122.
- Polyakov IV, Johnson MA. (2000). Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophys Res Lett* ;27:4097–100.
- Proshutinsky AY, Johnson MA. (1997). Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J Geophys Res* ;102(C6):12493–514.
- Quadfasel, D. 2005. Oceanography: The Atlantic heat conveyor slows, *Nature*, 438(7068): 565
- Reimnitz E., Marincovich L., McCormick M., Briggs W., (1992). Suspension freezing of bottom sediment and biota in the Northwest Passage and implications for Arctic Ocean sedimentation. *Canadian Journal of Earth Science* 29: 693-703.
- Reimnitz, E., Clayton, J.R., Kempema, E.W., Payne, J.R. and Weber, W.S. (1993b). Interaction of rising frazil with suspended particles: tank experiments with applications to nature. *Cold Reg. Sci. Technology*, 21, 117-135
- Reimnitz, E., McCormick, L., McDougall, K.M., Y Brouers, E. (1993a). Sediment export by ice rafting from a coastal polynya, Arctic Alaska, USA, *Arctic and Alpine Research* 25: 83-98.

- [Reimnitz, Erk](#), [Landa, Edward R](#), [Beals, Donna M](#), [Pochkowski, JM](#), [Winn, Willard G](#), [Rigor, Ignatius](#), (1998). Transport of 137 Cs and 239,240 Pu with ice-rafted debris in the Arctic Ocean. *Arctic*, Mar.
- Reimnitz E., Kempema E.W., Barnes P.W., (1987). Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. *J. Geophys. Res.*, 92 (C13): 14671-14678.
- Rey L. (1984). *The Arctic Ocean. The hydrographic environment and the fate of pollutants*. Mac-Milian Eds., London, U.K.
- Rigor IG, Wallace JM, Colony R. (2002). Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J Climate* 15:2648– 63.
- Rigor, I. (1992). Arctic Ocean buoy program. *ARCOS Newsletter*, 44, 1-3.
- Rigor, I. and Colony, R. (1997). Sea-ice production and transport of pollutants in the Laptev Sea, 1979-1993. *The Science of the Total Environment*, 202, 89- 110.
- RTD Info. Magazine on european research. Special Issue. May (2005).
- Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Kattner G. (1994). On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: *The Polar Ocean and their role in the Global Environment*, Johannesen O.M., Muench R.D., Overland J.E., editors, pp. 33-46, AGU, Geophysical Monograph 85.
- Rutgers van der Loeff, M., M.M. Sarin, M. Baskaran, C. Benitez-Nelson, K. Buesseler, M. Charette, M. Dai, Ö. Gustafsson, P. Masqué, P. Morris, K. Orlandini, A. Rodriguez y Baena, N. Savoye, S. Schmidt, R. Turnewitsch, I. Vöge and J. Waples. (2006). A review of present techniques and methodological advances in analyzing ²³⁴Th in aquatic systems. *Marine Chemistry*, in press.
- Salbu, B., Nikitin, A. I., Strand, P., Christensen, G. C., Chumichev, V. B., Lind, B., Fjelldal, H., Bergan, T. D., Rudjord, A. L., Sickel, M., Valetova, N. K., & Foyn, L. (1997). Radioactive contamination from dumped nuclear waste in the Kara Sea -results from the joint Russian–Norwegian expeditions in 1992–1994. *Science of the Total Environment*, 202, 185–198.
- Sayles, F. L., Livingston, H. D., & Panteleyev, G. P. (1997). The history and source of particulate ¹³⁷Cs and ^{239,240}Pu deposition in sediments of the Ob river delta, Siberia. *Science of the Total Environment*, 202, 25–41.
- Schlosser P., Swift J., Lewis D., Pfirman S.L. (1995a). The role of the large-scale Arctic Ocean circulation in the transport of contaminants. In: Arctic Radioactivity and related transport processes. *Deep-Sea research* Part II. Editor Milliman.
- Schlosser, P., B. Kromer, G. Östlund, B. Ekwurzel, G. Bönisch, H.H. Loosli and R. Furttschert, (1994b). On the ¹⁴C and ³⁹Ar distribution in the central Arctic Ocean: implications for the deep water formation. *Radiocarbon* 36(3): 327-345.

- Schlosser, P., Bauch, D., Fairbanks, R., Bönisch, G., (1994a). Arctic river run-off: mean residence time on the shelves and in the halocline. *Deep-Sea Research*, 41, 1053-1068.
- Schlosser, P., Bönisch, G., Kromer, B., Loosli, H.H., Bühler, B., Bayer, R., Bonani, G., Koltermann, K.P., (1995b). Mid 1980s distribution of tritium, ^3He , ^{14}C and ^{39}Ar in the Greenland/Norwegian seas and the Nansen Basin of the Arctic Ocean. *Progress in Oceanography*, 35, 1-28.
- Schlosser, P., Bönisch, G., Kromer, B., Münnich, K.O., Koltermann, K.P., (1990). Ventilation rates of the water in the Nansen Basin of the Arctic Ocean derived from a multi-tracer approach. *Journal of Geophysical Research*, 95, 3265-3272.
- Scholten, J.C., VanderLoeff, M.M.R., Michel, A. (1995). Distribution of Th-230 and Pa-231 in the water column in relation to the ventilation of the deep Arctic basins. *Deep-Sea Research II*, 42, 1519-1531.
- Smethie W. M. Jr, Chipman D.W. Swift J.H., Koltermann K.P., (1988). Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: Evidence for formation of Bottom Water in the Euroasian Basin and deep water exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Research*, 35, 347-369.
- Smethie, W.M. Jr., D.W. Chipman, J.H. Swift and K.P. Koltermann, (1988). Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean Seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep water exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Res.* **35**: 347-369.
- Smith J.N. and Ellis K.M. (1995). Radionuclide tracer profiles at the CESAR Ice Station and Canadian Ice Island in the western Arctic Ocean. *Deep-sea Research II. Vol. 42. No. 6*, 1449-1470.
- Smith J.N., Ellis K.M., Dahle S., Matishov D. (1995). Sedimentation and mixing rates of radionuclides in the Barents Sea sediments off Novaya Zemlya. *Deep-Sea Research II*. 42, 1341-1493.
- Smith J-N., Ellis K.M., Aarkrog A., Dalgaard H., Holm E. (1994). Sediment mixing and burial of the Pu-239,240 pulse from the 1968 Thule, Greenland nuclear weapons accident. *Journal of Environmental Radioactivity* 25, 135-159.
- Smith L.M., Gifford H. Miller, Bette Otto-Bliesner, Sang-Ik Shin. (2003). Sensitivity of the Northern Hemisphere climate system to extreme changes in Holocene Arctic sea ice. *Quaternary Science Reviews* 22, 645–658.
- Smith, J. N., Ellis, K. M., Polyak, L., Ivanov, G., Forman, S. L., & Moran, S. B. (2000). $^{239,240}\text{Pu}$ transport into the Arctic Ocean from underwater nuclear tests in Chernaya Bay, Novaya Zemlya. *Continental Shelf Research*, 20, 255–279.

- Smith J.N., Ellis K.M., Killius L.R. (1998) ^{129}I and ^{137}Cs tracer measurements in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research I* 45 959-984
- Strand P., Nitikin A., Rudjoird A.L., Salbu B., Chrisjensen G., Foyen L., Kryshev I.I., Chumichev V.B., Dahlgaard H., Holm E. (1994). Survey of artificial radionuclides in the Barents Sea and the Kara Sea. *J. Environ. Radioactivity* 25, 99-112.
- Strand, P., Balonov, M., Aarkrog, A., Bewers, M. J., Howard, B., Salo, A., & Tsaturov, Y. (1997). *Arctic pollution issues: Radioactive contamination*. Report from an international expert group to the Arctic monitoring and assessment programme (AMAP) (160 pp). Østerås: Norwegian Radiation Protection Authority.
- Stumm, W. & Morgan, J.J., (1981). *Aquatic Chemistry*. John Wiley and Sons, NY.
- Suman D.O. & Bacon, M.P. (1989). Variations in Holocene sedimentation in the North American Basin determined from ^{230}Th measurements. *Deep-Sea Research* 36, 869-878.
- Swift J. H., E. P. Jones, K. Aagaard, E. C. Carmack, M. Hingston, F. R. W. Macdonald, F. A. McLaughlin and R. G. Perkin. (1997) Waters of the Makarov and Canada basins. *Deep-Sea Research II*, Vol. 44, No. 8, pp. 1503-1529
- Swift, J.H., T. Takahashi and H.D. Livingston, (1983). The contribution of the Greenland and Barents Seas to the deep water of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* **88**: 5981-5986.
- The 1994 Arctic Ocean Section*. The First Major Scientific Crossing of the Arctic Ocean. (1996). Edited by Walter Tucker and David Cate Compiled by Vicki Keating.
- Thomson, J., Colley, S., Anderson R., Cook, G.T., MacKenzie, A.B. & Harkness, D.D. (1993). Holocene sediment fluxes in the North-east Atlantic from ^{239}Th excess and radiocarbon measurements, *Paleoceanography* 8, 631-650.
- Thorndike, A.S. (1986). Kinematics of sea ice. In: Untersteiner, N., ed. *Air-sea-ice interactions*. New York: Plenum. 489-549.
- Timofeyev, V. T. (1961). The movement of Atlantic water and heat into the Arctic Basin (translated). *Okeanologia*, 1, 407-411.
- Trapeznikov, A. V., Pozolotina, V. N., Chebotina, M. Ya., Chukanov, V. N., Trapeznikova, V.N., Kulikov, N. V., Nielsen, S. P., & Aarkrog, A. (1993). Radioactive contamination of the Techa river, the Urals. *Health Physics*, 65(5), 481-488.
- Tsunogai, S., Kawasaki M. (1976). Vertical flux organic materials estimated from Th-234 in the ocean (abstract). In *book of Abstracts, Joint Oceanographic Assembly, Edinburgh*, p. 156. FAO
- Tucker W.B., Gow A.J., Meese D.A., Bosworth H.W. (1999). Physical characteristics of summer sea ice across the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 104, 1489-1504.
- U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, (1987).

- UNEP. (2003). Global Environment Outlook 3 (GEO-3) Perspectivas de Medio Ambiente Mundial.
- UNSCEAR, (1977): Sources and effects of ionization radiation. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York, UN, *Report to the General Assembly, with annexes*.
- UNSCEAR, (1982): Ionization Radiation: Sources and biological effects. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York, UN, *Report to the General Assembly, with annexes*.
- UNSCEAR, (1988): Ionization Radiation: Sources, effects and risks of ionizing radiation. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York, UN, *Report to the General Assembly, with annexes*.
- UNSCEAR, (2000). Sources and effects of ionizing radiation. New York: United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, United Nations.
- Untersteiner, N. (1998). On the ice and heat-balance in the Fram Strait. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 93 (C1), 10437-10449.
- Untersteiner, P., (1990). Structure and dynamics of the Arctic Ocean ice cover, In: A. Grantz, L. Johnson and J.F. Sweeney (Editors), *The Arctic Ocean Region*. (The Geology of North America, L.) Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp 37-52.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becqué, S., y van Weering, T. C. E. 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Waters linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 13-27
- Vinje, T., (1985). Physical environment western Barents Sea: Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice field in the Barents Sea. *Norsk Polarinst. Skr.* 179C: 1-26.
- Vinje, T., (1987). *Morphology and dynamics of the Barents Sea ice field*. POAC 77, University of Alaska, Fairbanks.
- Vinje, T., (2001). Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation 1950-2000. *Journal of Climate*, 14(16), 3508-3517.
- Vinje, T., Nordlund, N. and Kvambekk, A. (1998). Monitoring ice thickness in Fram Strait. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C5), 10437-10449.
- Vinnikov KY, Robock A, Stouffer RJ, Walsh JE, Parkinson CL, Cavalieri DJ, et al. (1999). Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*; 286:1934 –7.
- Wallace, D. W. R., Moore, M. y Jones, E.P. (1987). Ventilation of the Arctic Ocean cold halocline: Rates of diapycnal transport, oxygen utilization, and primary production inferred using chlorofluoromethane distributions. *Deep-Sea Research*, 34, 1957-1979.

- Wallace, D. W. R., Shlosser, P., Krysell, M., Bönisch, G. (1992). Haocarbon and tritium/ ^3He dating of water masses in the Nansen Basin, Arctic Ocean. *Deep-Sea Research*, 39, s435-s458.
- Wallace, D.W.R. and R.M. Moore, (1985). Vertical profiles of CCl_3F (F-11) and CCl_2F_2 (F-12) in the central Arctic Ocean basin. *J. Geophys. Res.* 90(C1): 1155-1166.
- Weeks, W. F. y Ackley, S.F., (1986). The growth, structure and properties of sea ice. In: N. Untersteiner (Ed.) , *Geophysics of Sea Ice*. NATO Advanced Studies Institute Series, Series B, Physics, 146. Plenum Press, New York, pp. 9-14.
- Weeks, W.F., (1994). Possible role of sea ice in the transport of hazardous material. In: Proc. Workshop on Arctic Contamination, Interagency Arctic Research Policy Committee, Anchorage, Alaska, 1993. Arctic Research of the United States, 8; 34-52.
- Weis H.V. and Naidu A.S. (1986). ^{210}Pb flux in an Arctic coastal region. *Arctic*, 39, 59-64.
- Wener, I., (2006). Seasonal dynamics of sub-ice fauna below pack ice in the Arctic (Fram Strait) *Deep-Sea Research I* 53 294-309.
- Windom H.L., (1969). atmospheric dust records in permanent snowfields: Implication to marine sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 761-782.
- Wollenburg, I. (1993). Sediment transport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Berichte zur Polarforschung (Rep Polar Res)*, 127, 1-159.
- Yablokov, A.V., Karasev, B. K., Rumyantsev V. M., Kokeyev, M. E., Petrov, O. I., Lystsov, B. N., Yemelyanenko, A. F. & Rubossov, P. M., (1993). "Write Book". Facts and problems related to radioactive waste disposal in seas adjacent to the territory of the Russian Federation. Moscow: Office of the President of the Russian Federation.
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H. R., Park, M. H., Erlenkeuser, H., y Groote, P. 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and icerafted detritus records from core S075-26KL, Portuguese margin. *Paleoceanography* 12, 696- 710.
- Zakharov, V.F. (1966). The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea. *Oceanology*, 6, 815-821.
- Zakharov, V.F. (1976). Cooling of the Arctic and the ice cover of the Arctic Seas. Arctic and Antarctic Research Institute, Leningrad, Russia, pp. 96 (English translation by the Norwegian Polar Institute).
- Zakharov, V.F. (1997). Sea ice in the climate system, Arctic Climate System Study, World Climate Research Programme, WMO/TD-No. 782, World Meteorological Organization, Geneva, 80 pp.

Presupuesto, Programación y Recuento de horas

PRESUPUESTO

Proyecto: El papel del hielo marino del Océano Ártico como mecanismo de transporte de radionúclidos

Recursos humanos

Honorarios

Salario: 10 € / hora
Horas: 480 horas

Desplazamientos

Tarjetas integrales de TMP 13,30 € / cada 10 viajes Número de viajes 184	244,72
Dietas	
Dietas 5,85 € / día Días 33	193,05
Subtotal	5237,77 €

Recursos Material

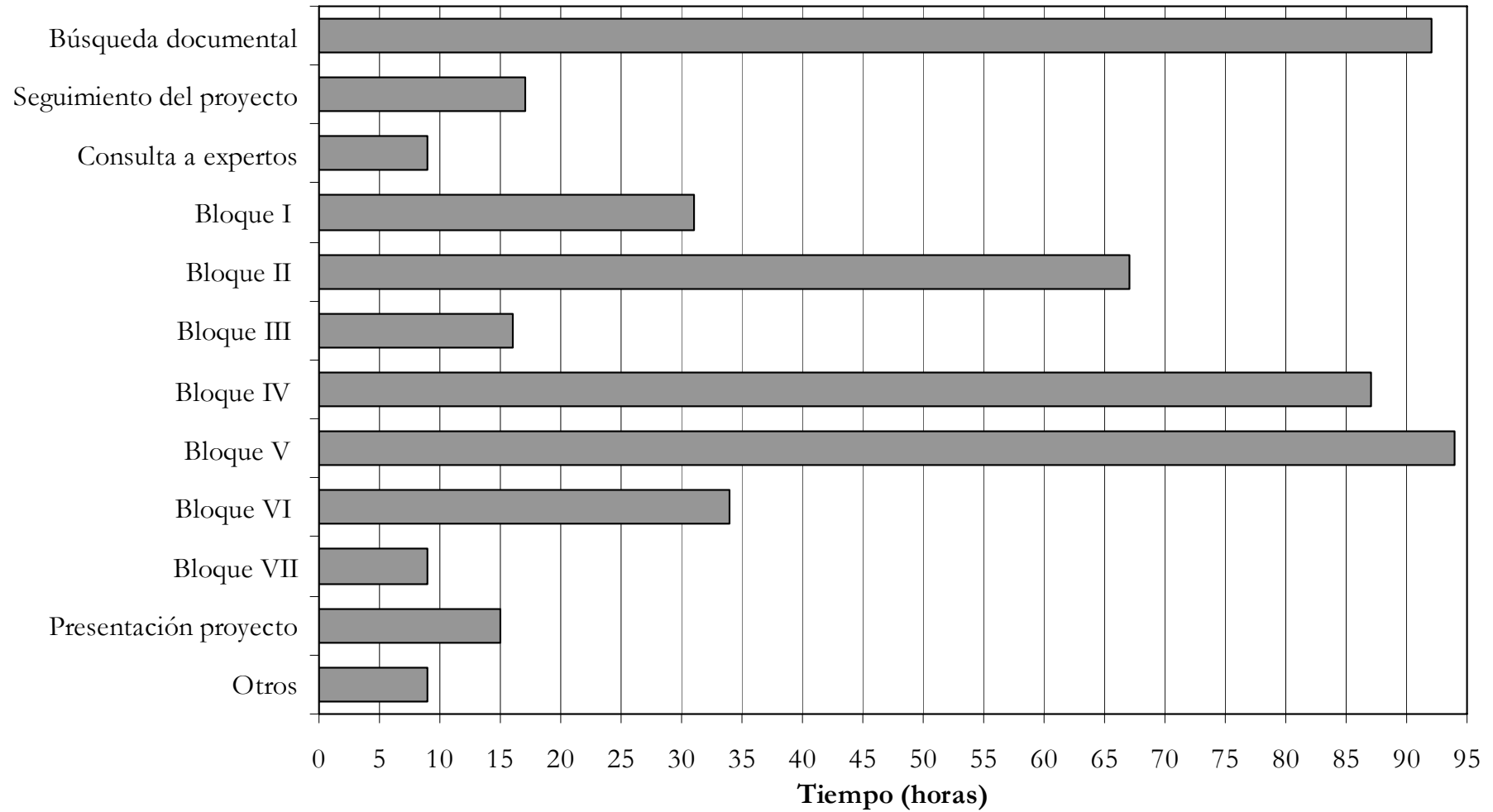
Fotocopias	55
Tinta Impresión	60
Folios y cartulinas	12
Encuadernaciones	15
CDs	3
Subtotal	145 €

Gastos funcionales

Teléfono, amortización de los equipos, luz, alquiler del espacio y comunicaciones.	
Subtotal se calcula aplicando 10-15% al total anterior	538,28 €
Total	5921,05 €
IVA (16%)	947,37 €
TOTAL + IVA	6868,42 €

[illegible]

Figura . Recuento de Horas



Fuente: Elaboración propia

1. Mar de Barents

Tabla 1. Base de datos ^{137}Cs en el mar de Barents

Compartimento	Bq/m2	Estación	Referencia
Sedimento	470	st. 6	Smith et al. 2000
“	101	7	“
“	1092	8	“
“	1128	12	“
“	1644	13	“
“	864	14	“
“	198	19	“
“	325	20	“
“	214	21	“
“	166	95	“
“	196	97	“
“	672	98	“
“	654	99	“
“	504	100	“
“	642	101	“
“	810	102	“
“	894	103	“
“	642	104	“
“	353	105	“
“	1374	106	“
“	936	107	“
“	990	108	“
“	1572	109	“
“	1160	110	“
“	3730	112	“
“	10700	113	“
“	1670	114	“
“	591	115	“
“	1074	116	“
“	270	117	“
“	348	118	“
“	495	119	“

“	426	120	“
Sedimento	300	121	“
“	384	122	“
“	401	st6	Strand et al. 1993 en Smith et al. 1995
“	1065	st8	“
“	668	st12	“
“	255	st29	“
“	951	st 12-RN	“
Columna de agua	8367	st. 287	Cochran et al. 1995
“	13740	st.287	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 2. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en el mar de Barents

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	67,8	6	Smith et al. 2000
“	26,4	7	“
“	864	8	“
“	298	12	“
“	781	13	“
“	247	14	“
“	45,1	19	“
“	99	20	“
“	19	21	“
“	23,6	95	“
“	57,3	97	“
“	253	98	“
“	447	99	“
“	300	100	“
“	320	101	“
“	450	102	“
“	198	103	“
“	150	104	“
“	61,2	105	“
“	652	106	“
“	1000	107	“
“	178	108	“

“	671	109	“
Sedimento	1,91	110	Smith et al. 2000
“	14	112	“
“	56,3	113	“
“	7,37	114	“
“	5,76	115	“
“	218	116	“
“	55,8	117	“
“	52,8	118	“
“	99	119	“
“	48,6	120	“
“	38,4	121	“
“	45,6	122	“
“	72	st6	Strand et al. 1993 en smith et al. 1995
“	938	st8	“
“	407	st12	“
“	13	st29	“
“	155	st 12-RN	“
Columna de agua	55	st. 287	Cochran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 3. Base de datos de ^{210}Pb en el mar de Barents

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
sedimento	3700	6	Strand et al. 1993 en Smith et al. 1995
“	9200	8	“
“	15600	12	“
“	1000	29	“

Fuente: Elaboración propia

2. Mar de Kara y Laptev

Tabla 4. Base de datos de ^{137}Cs en los mares de Kara y Laptev

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	1600	62	Baskaran 1996
“	397	64A	“
“	250	64B	“
“	157	66	“
“	515	4413	“
“	384,4		Strand et al. 1994
“	813,75± 493		Hamilton et al. 1994
“	370		Smith et al. 1995
“	251	1-RN	Strand et al. 1993 en Smith et al. 1995
“	100-1000		Osvarth et al. 1999
Columna de agua	1705	1	Strand et al. 1994
“	1368	2	“
“	1525	5	“
“	2002	7	“
“	1626	8	“
“	1767	10	“
“	755	11	“
“	676	12	“
“	300-3700		Osvarth et al. 1999
“	1619		Hamilton et al. 1994

Fuente: Elaboración propia

Tabla 5. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en los mares de Kara y Laptev

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	24,5	ST 62	Baskaran 1996
“	10,8	64A	“
“	2,62	64B	“
“	2,68	66	“
“	3,65	4413	“
“	24,73	0-10 cm	Strand et al. 1994
“	10 a 30		IAEAA, 1999
“	18,66		Hamilton et al. 1994
“	18	1-RN	Strand et al. 1993 en Smith et al. 1995
“	8 a 25		Osvarth et al. 1999
Columna de agua	1,2	1	Strand et al. 1994
“	0,96	2	“
“	0,93	5	“
“	0,85	6	“
“	1,04	7	“
“	0,9	10	“
“	0,4	11	“
“	0,4	12	“
“	0,2 -3,5		Osvarth et al. 1999

Fuente: Elaboración propia

Tabla 6. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en el mar de Laptev

Bq/Kg	Estación	Referencia
31,44	promedio	Landa et al. 1998
54,8	ARK-IX-4-23811	“
29,1	ARK-IX-4-24011	“
24,6	ARK-IX-4-25122	“
19,5	ARK-IX-4-25313	“
23,3	ARK-IX-4-25812	“
33,3	ARK-IX-4-25822	“
35,5	ARK-IX-4-2621	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 7. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en el mar de Laptev

mBq/Kg	Estación	Referencia
1017	ARK-IX-4-23811	Landa et al. 1998
533	ARK-IX-4-24011	“
496	ARK-IX-4-25122	“
446	ARK-IX-4-25313	“
447	ARK-IX-4-25812	“
534	ARK-IX-4-25822	“
690	ARK-IX-4-2621	“

Fuente: Elaboración propia

3. Mar de Beaufort

Tabla 8. Base de datos de ^{137}Cs en el mar de Beaufort

Compartimento	Bq/Kg	Estación	Referencia
SIS	5,4	PS89-12	Landa et al. 1998
“	7,9	PS89-15	“
“	4	PS89-18	“
“	4,7	PS89-19	“
“	3,4	PS89-23	“
“	1,7	PS93-230-1-1	“
“	3,2	I195AR3	“
“	0,2	I195AR8	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 9. Base de datos $^{239,240}\text{Pu}$ en el mar de Beaufort

Compartimento	mBq/Kg	Estación	Referencia
SIS	364	PS89-12	Landa et al. 1998
“	392	PS89-15	“
“	219	PS89-18	“
“	275	PS89-19	“
“	199	PS89-23	“
“	108	PS93-230-1-1	“

Fuente: Elaboración propia

4. Mar de Chukchi

Tabla 10. Base de datos de ^{137}Cs en el mar de Chukchi

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	107	CH-39	Baskaran and Naidu 1995
“	153	Ch-40	“
“	413	SU-5	“
“	415	KS-1	“
“	407	SU-87-106	“
“	682	84-12	“
“	590	ST	Cooper et al. 1995
“	510	ST	“
“	150	ST	“
Columna de agua	81- 126		Medinets et al. 1992 en Copper et al.1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 11. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en el mar de Chukchi

Compartimento	Bq/Kg.	Estación	Referencia
SIS	19		Meese et al. 1997
“	59		Meese et al. 1997
“	5,6	1B	Baskaran et al. 2005
“	3,5	3	“
“	12,5	4A	“
“	12,6	4B	“
“	2,6	5	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 12. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en el mar de Chukchi

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	14,8		Hardy et al. 1973 en Baskaran and Naidu 1995
“	34,4	Shelf	Huh et al. 1997
“	1,3	slope	Huh et al. 1997
Columna de agua	<33 10-3		Landa et al. 1999

Fuente: Elaboración propia

Tabla 13. Base de datos de ^{210}Pb en el mar de Chukchi

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Sedimento	827	ch-13	Baskaran et al. 1995
“	757	ch-21	“
“	880	ch-25	“
“	628	ch-38	“
“	517	ch-39	“
“	497	ch-40	“
“	1858	su-5	“
“	883	su-11	“
“	725	ks-1	“
“	2023	84-12	“
“	2275	promedio	Huh et al.1997
“	3133	Core 6	“
“	1416	Core 7	“
“	1083,3		Huh et al. 1995 en Huh et al. 1997
Columna de agua	220	8	Smith et al. 2003
“	33,3	2	“
“	16,04	4	“
“	933,3	11	“
“	29,9	6	“

Fuente: Elaboración propia**Tabla 14.** Base de datos de ^{210}Pb en SIS en el mar de Chukchi

Bq/Kg	Estación	Referencia
348,3	1b	Baskaran 2005
511,6	2a	“
340	3	“
2650	4a	“
1905	4b	“
143,3	5	“

Fuente: Elaboración propia

5. Cuenca de Nansen

Tabla 15. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en la Cuenca de Nansen

Compartimento	Bq/Kg.	Estación	Referencia
SIS	31	PS91-229-1-11	Landa et al. 1998
“	8,9	PS91-236-1-11	“
“	71,5	PS91-241-1-06	“
“	78,1	PS91-241-2-02	“
“	17,6	PS91-245-1-11	“
“	48,8	ARK-IX-4-2241	“
“	0,4	ARK-IX-4-2251	“
“	29,8	ARK-IX-4-2271	“
“	37	ARK-IX-4-2291	“
“	64,4	ARK-IX-4-2332	“
Columna de agua	8749 Bq/m ²	358	Cochran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 16. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en la Cuenca de Nansen

Compartimento	mBq/Kg.	Estación	Referencia
SIS	674	PS91-229-1-11	Landa et al 1998
“	335	PS91-236-1-11	“
“	903	PS91-241-1-06	“
“	548	PS91-241-2-02	“
“	554	PS91-245-1-11	“
“	1255	ARK-IX-4-2241	“
“	18	ARK-IX-4-2251	“
“	643	ARK-IX-4-2271	“
“	728	ARK-IX-4-2291	“
“	1410	ARK-IX-4-2332	“
Columna de agua	52 Bq/m ²	358	Cochran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

6. Cuenca de Amundsem

Tabla 17. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en la Cuenca de Amundsem

Bq/Kg	Estación	Referencia
11,2	235	Cooper et al. 1998
12,3	234	“
34,3	232	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 18. Base de datos de ^{210}Pb en SIS en la Cuenca de Amundsem

Bq/Kg	Estación	Referencia
548,3	IRS-1	Baskaran et al. 2005
266,6	IRS-7	“
1805	IRS-9	“
441,6	IRS-10	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 19. Base de datos de ^{210}Pb en la Cuenca de Amundsem

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Columna de agua	2150	35	Smith et al. 2003
“	1733,3	36	“
“	1983,3	37	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 20. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en la Cuenca de Amundsem

Compartimento	Bq/m ²	Referencia
Columna de agua	24,05	Livingston et al. 1995 en Huh et al. 1997
“	35	Livingston 1985 en Aarktog 1988
“	24,2-35	Baskaran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

7. Cuenca de Makarov

Tabla 21. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en la Cuenca de Makarov

Bq/Kg	Estación	Referencia
17,3	222	Cooper et al. 1995
15,7	223	“
15,2	224	“
22,2	226	“
12,4	227	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 22. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en la Cuenca de Makarov

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
sedimento	0,345		Huh et al. 1997
Columna de agua	24		Livingston et al. 1984 en Baskaran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 23. Base de datos de ^{210}Pb Cuenca de Makarov

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
Columna de agua	1566,6	26	Smith et al. 2003
sedimento	3983,3	24	Huh et al. 1997
	1733,3	25	“
	633,3	26	“

Fuente: Elaboración propia

8. Cuenca de Canadá

Tabla 24. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en la Cuenca de Cánada

Bq/Kg	Estación	Referencia
18,7	PS93-235-1-2	Landa et al. 1998
58,8	PS93-236-1-2	“
67,3	PS93-241-1-4	“
73	212	Cooper et al. 1998
8	215	“
10,6	215-E3	“
7,6	218	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 25. Base de datos de ^{210}Pb en la Cuenca de Cánada

Compartimento	Bq/m2	Estación	Referencia
sedimento	1383,3	12	Huh et al. 1997
sedimento	1900	16	“
sedimento	733,3	17	“
sedimento	1483,3	19	“
sedimento	1916,6	20	“
Columna de agua	1040,9		Smith et al. 2003

Fuente: Elaboración propia

Tabla 26. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en SIS en la Cuenca de Cánada

mBq/Kg	Estación	Referencia
425	PS93-235-1-2	Landa et al. 1998
1186	PS93-236-1-2	“
1824	PS93-241-1-4	“
424	PS93-235-1-2	“

Fuente: Elaboración propia

9. Estrecho de Fram

Tabla 27. Base de datos de ^7Be en SIS en el Estrecho de Fram

Bq/Kg	Estación	Referencia
131	7	Masqué submitted
41	8	“
212	10	“
13	11	“
15	12	“
39	13	“
135	16	“
20	20	“
92	21	“
49	22	“
33	23	“
b.d.l.	24	“
44	27	“

Fuente: Elaboración propia. b.d.l. por debajo del límite de detección

Tabla 28. Base de datos de ^{137}Cs en SIS en el Estrecho de Fram

Bq/Kg	Estación	Referencia
17,8	7	Masqué submitted
15	8	“
15,2	10	“
10,0	11	“
14,2	12	“
15,3	13	“
13,5	16	“
2,2	20	“
16,0	21	“
15,2	22	“
13,5	23	“
12,5	24	“
17,3	26	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 29. Base de datos de ^{137}Cs y ^{210}Pb en el Estrecho de Fram

Compartimento	Radionúclido	Bq/m ²	Estación	Referencia
Columna de agua	^{210}Pb	1716,6	39	Smith et al. 2003
Columna de agua	^{137}Cs	314,6		Smith et al. 1990

Fuente: Elaboración propia

Tabla 30. Base de datos de ^{210}Pb en Estrecho de Fram en el Estrecho de Fram

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
sedimento	6608	1	Masqué et al. 2003
“	2574	3	“
“	2321	4	“
“	1505	5	“
“	860	10	“
“	1037	14	“
“	4309	19	“
“	1535	92-25SC7	“
“	4767	92-42 ^a	“
“	3168	92-43 ^a	“
“	3152	92-63 ^a	“
“	1617	92-64	“
“	1645	92-72 ^a	“
“			“
“	2873	92-64	“
“	2065	92-65	“
“	2433	92-65	“
“	4048	92-73	“
“	3122	93-38	“
“	2275	93-65	“
Columna de agua	54		Livingston et al. 1985 en Aarkrog 1988
Columna de agua	35		Livingston et al. 1984 en Cochran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 31. Base de datos de ^{210}Pb en SIS en el Estrecho de Fram

Bq/Kg	Estación	Referencia
369	6	Masqué submitted
278	7	“
109	8	“
389	9	“
325	10	“
61	11	“
100	12	“
223	13	“
312	15	“
37	16	“
19	20	“
119	21	“
106	22	“
58	23	“
22	24	“
9	26	“
93	27	“
282	28	“

Fuente: Elaboración propia

Tabla 32. Base de datos de $^{239,240}\text{Pu}$ en el Estrecho de Fram

Compartimento	Bq/m ²	Estación	Referencia
sedimento	35,93	1	Masqué et al. 2003
“	7,30	3	“
“	8,84	4	“
“	0,677	5	“
“	3,86	10	“
“	1,90	14	“
“	5,87	19	“
“	6,7	92-42 ^a	“
“	16,7	92-43 ^a	“
“	8,3	92-63 ^a	“
“	7,7	92-64	“
“	5,5	92-72 ^a	“
Columna de agua	54		Livingston et al. 1985 en Aarkrog 1988
Columna de agua	35		Livingston et al. 1984 en Cochran et al. 1995

Fuente: Elaboración propia

Tabla 33. Base de datos de ^{239,240} Pu en SIS en el Estrecho de Fram

Bq/Kg	Estación	Referencia
0,844	6	Masqué submitted
0,484	7	“
0,580	8	“
0,862	9	“
0,469	10	“
0,140	11	“
0,604	12	“
0,487	13	“
0,612	15	“
0,47	16	“
0,114	20	“
0,543	21	“
0,487	22	“
0,318	23	“
0,315	24	“
0,62	26	“
0,521	27	“
0,47	28	“

Fuente: Elaboración propia