



Licenciatura en Física
Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología
Universidad Nacional de Tucumán

Tesis de Licenciatura

Asociación entre las tormentas geomagnéticas y la Oscilación del Atlántico Norte

Gerardo Luciano FLORES IVALDI

Director: Ana Georgina Elias

Co-Director: Marta María Zossi

Noviembre de 2020

Indice

Agradecimientos	3
Introducción	4
Capítulo 1. Principales características de la circulación atmosférica en la troposfera	5
1.1 Energía en el tope de la atmósfera y distribución de la insolación	5
1.2 Algunas características de la atmósfera	6
1.3 Balance energético en la tropósfera a través de la circulación atmosférica	8
1.4 Principales fuerzas que determinan la circulación de aire en la atmósfera	10
1.4.1 Fuerza debida al gradiente de presión	10
1.4.2 Fuerza de Coriolis	10
1.4.3 Fuerza de fricción	10
1.5 Vientos de altura y flujo geostrófico	11
1.6 Viento Gradiente	11
1.7 Vientos de Superficie	12
1.8 Celdas de circulación atmosférica	13
1.9 Distribución superficial de los centros de presión	14
1.10 Indices climáticos de circulación	15
1.10.1 Indice de la Oscilación del Sur, SOI	15
1.10.2 Indice del Modo Anular del Sur, SAM	16
1.10.3 Indice de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO	17
1.10.3.1 Fase positiva de la NAO	19
1.10.3.1 Fase negativa de la NAO	20
1.10.4 Indice del Modo Anular del Norte, NAM, u Oscilación del Arctico, AO	20
Capítulo 2. Posibles efectos de la variabilidad solar sobre el clima de la Tierra	23
2.1 Introducción historica	23
2.2 Actividad solar y actividad geomagnética	24

2.3 Relación entre actividad solar y temperatura	25
2.4 Relación entre actividad solar y precipitación	29
2.5 Fundamentos físicos de la asociación Sol-clima	30
Capítulo 3. Análisis estadístico de la posible asociación entre la NAO y la actividad geomagnética	32
3.1 Datos	32
3.1.1 Índice de la NAO	32
3.1.2 Índices de actividad geomagnética y solar	33
3.2 Análisis de correlación	38
3.2.1 Análisis individual de series estacionales y mensuales	38
3.2.2 Análisis de series mensuales	41
3.2.3 Correlación móvil	44
3.3 Método de superposición	46
3.4 Relación con el índice AO	50
Capítulo 4. Argumentación de los resultados obtenidos y conclusiones	52
4.1 Asociación física entre la NAO y la actividad geomagnética	52
4.2 Vórtice polar estratosférico	53
4.3 Conexión entre la NAO y la NAM a alturas estratosféricas	56
4.4 Posible intervención de la QBO	57
4.5 Conclusiones generales	58
4.6 Líneas futuras de investigación	60
Referencias	61

Agradecimientos

Agradezco al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, de la Universidad Nacional de Tucumán, por el lugar que me brindó para realizar este trabajo de Tesis.

Agradezco a mi Directora de Tesis, Dra. Ana G. Elias, y a mi Co-Directora, Dra. Marta M. Zossi, quienes me guiaron en este trabajo de investigación para que fuera riguroso, original, y en un tema de relevancia en la investigación sobre la Física de la Atmósfera y el estudio de la relación Sol-Tierra. También agradezco a los miembros del Comité de Seguimiento, Dr. Gustavo A. Mansilla y Dra. Teresita Heredia.

Por último, agradezco a mis padres, que siempre me apoyaron en mis estudios, amigos, y colegas.

Introducción

La Oscilación del Atlántico Norte, NAO (por las siglas en Inglés de “North Atlantic Oscillation”) es una fluctuación de gran escala en la masa atmosférica en la región del Atlántico Norte, entre la zona subtropical de altas presiones y la zona polar de baja presión. Su influencia se extiende desde la región central de América del Norte hasta el centro de Europa e incluso hasta el Norte de Asia, determinando la variabilidad del clima en esta región, sobre todo en la estación de invierno.

La NAO varía anualmente, y además tiende a permanecer en alguna de sus dos fases durante intervalos de varios años, presentando variaciones de mayor escala temporal e incluso tendencias de largo plazo que responderían a distintos forzantes externos como por ejemplo aerosoles debido a erupciones volcánicas, el aumento de gases de efecto invernadero, y variaciones en la actividad solar a través de los efectos de las tormentas geomagnéticas.

El forzante solar, objetivo de esta Tesis, es parte de numerosos estudios que sugieren que a través de la actividad geomagnética de origen solar este forzante genera cambios en la atmósfera neutra y su circulación que luego se traducen en variaciones en la NAO.

En términos más generales, la posibilidad de que la actividad solar cause perturbaciones en el clima ha generado gran interés y es una importante área de investigación desde principios del siglo pasado. Desde la detección del calentamiento global, atribuido principalmente al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero, se han incrementado notablemente los estudios sobre la posible responsabilidad del Sol en los cambios del clima terrestre. El análisis de la influencia de las tormentas geomagnéticas sobre la NAO que se presenta en esta Tesis es un caso particular más en el estudio del complejo sistema Sol-Tierra en el cual la meteorología “tradicional” y la espacial presentan tantos desafíos e incógnitas de los cuales hoy dependen aspectos vitales de nuestra sociedad.

El objetivo de esta Tesis es comprender los procesos involucrados en la variación de la NAO, a través de su estudio y de un diagnóstico de su comportamiento, para poder determinar, cualitativa y cuantitativamente, los efectos de forzantes naturales y antropogénicos sobre la misma. Los primeros dos Capítulos de este trabajo son de carácter introductorio y ponen en contexto este objetivo. En los Capítulos 3 y 4 se detalla la labor de investigación realizada y se presentan los resultados obtenidos acompañados de su interpretación física. Finalmente el Capítulo 5 brinda las conclusiones y perspectivas futuras de esta línea temática.

CAPÍTULO 1

Principales características de la circulación atmosférica en la troposfera

La circulación atmosférica es un fenómeno impulsado y sostenido por el calentamiento desigual en la troposfera. Su configuración depende además de otros factores de gran importancia como son el movimiento de rotación de la Tierra, la configuración de tierras y mares, las propiedades físico-químicas del aire y fuerzas de roce.

Al ser la NAO (objeto de esta Tesis) parte de la circulación atmosférica, y para poder comprender los procesos involucrados en su determinación y variación, se presenta en este capítulo las características de la circulación atmosférica en general, el efecto del Sol (fuente de energía que gobierna los sistemas de esta circulación) y el análisis de otros factores intervinientes.

1.1 Energía en el tope de la atmósfera y distribución de la insolación

El Sol emite radiación electromagnética en todas direcciones. La Tierra, a una distancia promedio de ~149.600.000 km, recibe una pequeña porción de esta radiación que equivale a menos de una millonésima parte de la energía total emitida. Esta pequeña porción de energía, sin embargo, inyecta una gran cantidad de energía al sistema Tierra-atmósfera.

La energía proveniente del Sol que llega al tope de la atmósfera recibe el nombre de insolación o irradiancia total solar, TSI (Total Solar Irradiance). Su valor promedio es de 1365 W/m² y permanece casi constante a lo largo del tiempo, motivo por el cual se lo conoce como constante solar. Reconstrucciones basadas en Carbono 14 y Berilio 10 muestran que la constante solar ha variado en no más del 10% en los últimos 1000 millones de años.

En la Figura 1 se muestra una reconstrucción del TSI basado en las fluctuaciones de Carbono 14 y Berilio 10 (Bard et al., 2000).

La energía que llega a la tierra no está uniformemente distribuida debido a la forma del planeta. El punto que recibe insolación perpendicular a la superficie de la Tierra se denomina punto subsolar. Si ignoráramos la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto del plano de la eclíptica, este punto estaría sobre el Ecuador geográfico. Cualquier otro punto recibe insolación en forma oblicua, de manera que a medida que nos alejamos del Ecuador la insolación es cada vez más oblicua llegando a ser rasante en los polos. Cuando la insolación es perpendicular a la superficie terrestre, la radiación por unidad de área es mayor. A esto se suma el hecho que la radiación oblicua a la superficie terrestre recorre mayor distancia en la atmósfera, sufriendo una mayor absorción y reflexión. Otro factor que afecta a la insolación es la distancia Tierra-Sol que varía a lo largo del año.

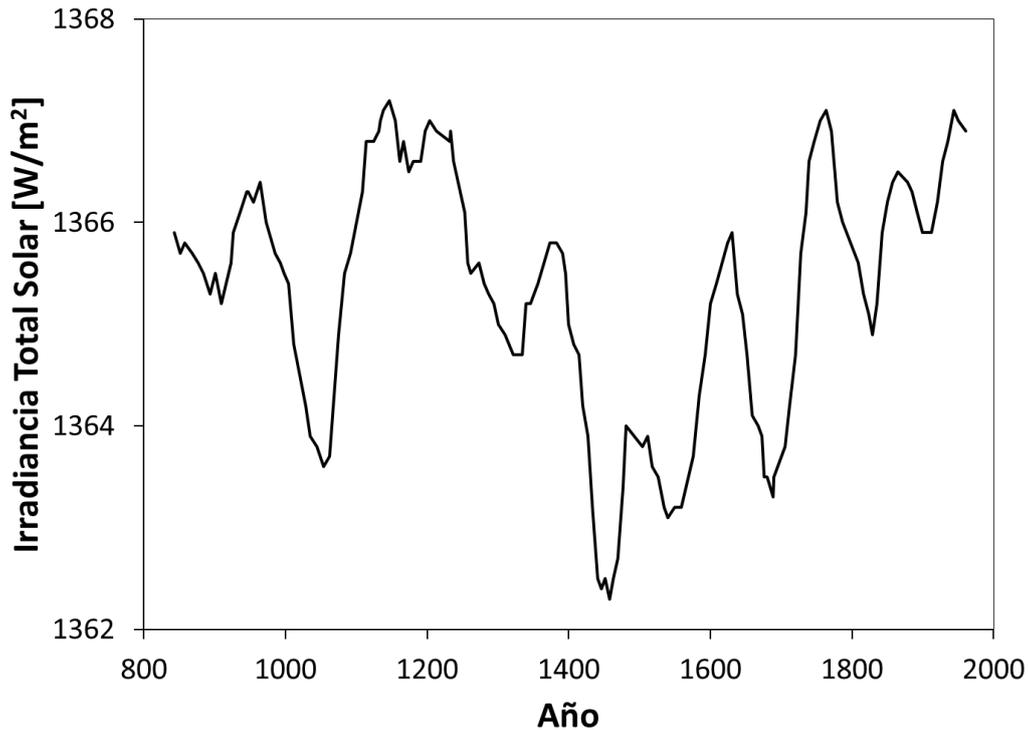


Figura 1.1 Reconstrucción de la irradiancia total solar, TSI, basado en fluctuaciones del Carbono 14 (^{14}C) y Berilio 10 (^{10}Be). Bard, E. et al., 2003, Reconstructed Solar Irradiance Data. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2003-006. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

El hecho que nuestro planeta tenga su eje de rotación inclinado 23.5° con respecto a la perpendicular a la eclíptica, determina que el punto subsolar pueda moverse al norte y al sur del Ecuador hasta una latitud de 23.5° , que corresponde a los trópicos (trópico de Cáncer al norte y trópico de Capricornio al sur). La inclinación del eje terrestre genera los cambios estacionales del ángulo que forma el Sol con el horizonte al medio día y hace variar la duración del día y la noche a lo largo del año. De manera que la insolación no solo varía con la latitud sino que cambia también a lo largo del año de manera cíclica, generando las estaciones.

1.2 Algunas características de la atmósfera

La atmósfera es una mezcla de gases que rodea la tierra y está distribuida alrededor de la superficie formando una delgada capa. Cada uno de los componentes atmosféricos se comporta según sus propiedades particulares. La composición de esa mezcla de gases no fue siempre la misma sino que evolucionó junto a nuestro planeta. Actualmente la atmósfera está compuesta por un 78% de nitrógeno molecular (N_2), 20% de oxígeno molecular (O_2) y el

resto principalmente de Argón (Ar), Dióxido de Carbono (CO₂). Neón (Ne), metano (CH₄), vapor de agua (H₂O) y aerosoles.

La atmósfera mantiene constante la proporción de gases que la componen, por más que la densidad del aire varíe con la posición y con la altura. Por encima de los 100 km los constituyentes se separan por difusión debido a que la turbulencia no es suficiente para mantenerlos mezclados, y el O₂ comienza a disociarse, principalmente por absorción de radiación solar correspondiente a las bandas de Schumann-Runge (175.0nm λ<math><205.0\text{nm}</math>).

La parte de la atmósfera más baja, hasta los 80-100 km, presenta homogeneidad en su composición gracias a la mezcla que producen la turbulencia y la convección. Esta región se denomina homósfera. En la región por encima de esta altura domina la difusión molecular y la gravedad es capaz de separar los distintos componentes según su peso. La composición deja de ser uniforme por lo que esta región se denomina heterósfera.

La región de la atmósfera con presencia de partículas cargadas en cantidad suficiente como para alterar las ondas de radio, recibe el nombre de ionósfera. Esta región comienza a partir de los 50-80 km de altura aproximadamente y es la más sensible a la actividad solar ya que la densidad de electrones en ella se debe principalmente a la radiación solar en el rango del extremo ultra-violeta. En regiones de alta latitud se vuelve importante también la inyección de partículas energéticas durante tormentas geomagnéticas, que precisamente es el forzante natural que se analiza en este trabajo.

Las regiones atmosféricas, según el criterio de variación de la temperatura con la altura son:

- * troposfera, comprendida entre la superficie de la Tierra y los 8-10 km,
- * estratosfera, comprendida entre los 8-10 km y los 40-50 km,
- * mesosfera, comprendida entre los 40-50 km y los 80-90 km,
- * termosfera, comprendida entre los 80-90 km y los 600 km aproximadamente.

En la Figura 2 se muestra el perfil de temperatura de la atmósfera junto con la denominación de las distintas regiones.

Desde los 600 km y sin un límite superior definido, continúa la exosfera con una temperatura casi constante.

En la troposfera, que es la región donde se desarrolla la oscilación que se analiza en esta Tesis, se encuentra el 75 - 80 % de la masa de aire de la atmósfera y es donde se desarrollan todos los fenómenos que asociamos con el clima. La altura de la troposfera varía con la latitud. En la zona de los trópicos su altura puede alcanzar ~16 kilómetros, mientras que en los polos es de ~9 km. Es una de las capas atmosféricas más turbulentas y en ella la temperatura promedio decrece con la altura a razón de unos 6.5°C/km.

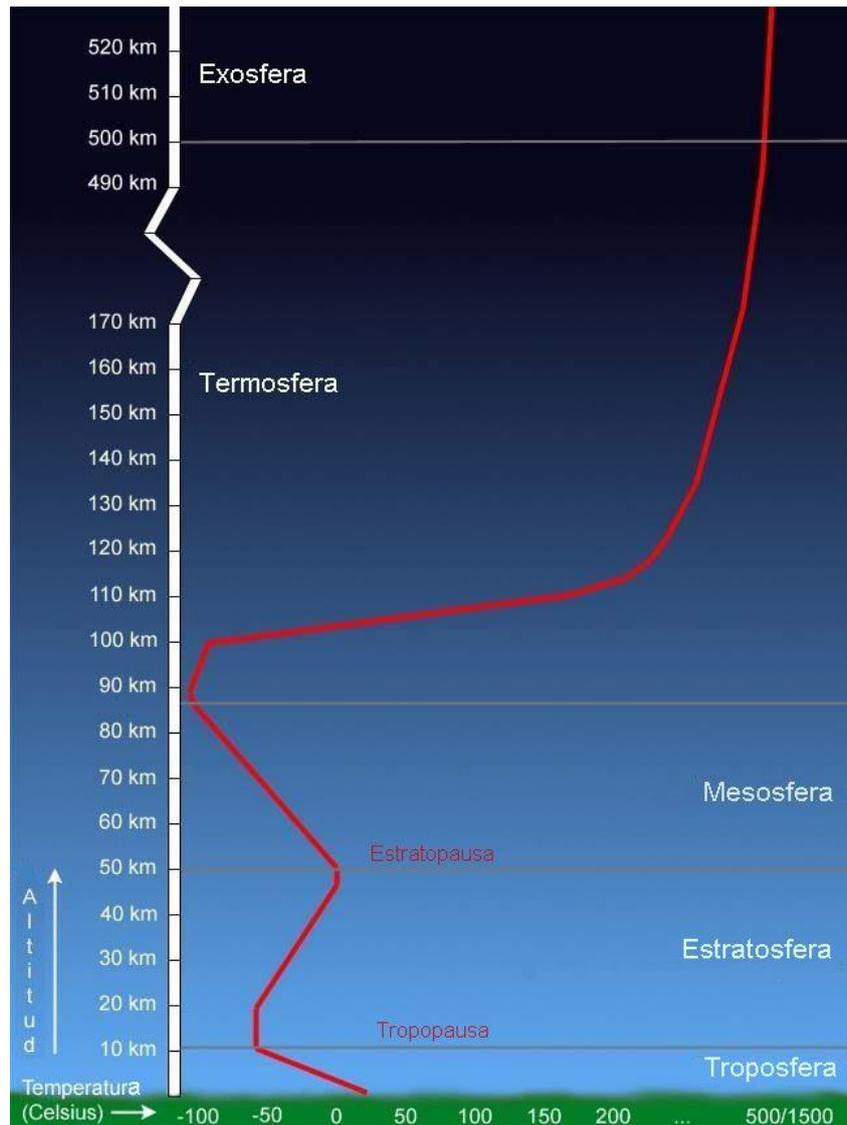


Figura 1.2 Perfil de temperatura de la atmósfera junto con la denominación de las distintas regiones. (http://www.srh.noaa.gov/srh/jetstream_sp/atmos/atm_profile_sp.htm)
<http://photos1.blogger.com/blogger/162/3303/1600/perfil.0.jpg>

1.3 Balance energético en la tropósfera a través de la circulación atmosférica

En la tropósfera tienen lugar la mayoría de los procesos por los cuales el planeta logra un equilibrio entre la energía que recibe del Sol y la que emite hacia el espacio exterior. La energía que llega proveniente del Sol es en parte reflejada por el sistema Tierra-atmósfera y en parte absorbida. La porción de energía reflejada, denominada albedo, es ~31% de la energía solar total que llega. El ~69% restante, luego de ciertos procesos, es devuelto al espacio en forma de radiación infrarroja. De este 69%, ~25% alcanza la superficie de la

Tierra de manera directa, ~18% es absorbido por partículas en la atmósfera (polvo cenizas y las moléculas que componen el aire), ~21% es reflejado por las nubes, ~3% es absorbido por las nubes, y ~3% es reflejado por la superficie terrestre.

Otro proceso que contribuye al balance energético es la dispersión (o “scattering” en Inglés), en el cual la radiación electromagnética, en su interacción con las moléculas que encuentra a su paso en la atmósfera, es redirigida ~20% hacia la Tierra y ~7% es reflejada al espacio exterior. Un ~3% de la insolación es absorbida por el ozono en la estratosfera.

La energía se distribuye por todo el planeta tanto por conducción, como a través de procesos que involucran movimientos de masas (convección) y por radiación. Del 69% de la insolación que la Tierra devuelve al espacio, sólo un 8% es emitido directamente. Se genera un equilibrio entre la atmósfera y la Tierra. La condensación y la evaporación del agua contribuyen a redistribuir la energía a través del calor latente. Parte de la radiación emitida por el planeta es absorbida por algunos gases, como el dióxido de carbono y el vapor de agua, y estos re-direccionan la energía retrasando el proceso por el cual es emitida hacia el espacio.

En conjunto, todos estos procesos y mecanismos resultan en un equilibrio energético entre la insolación recibida, la reflejada y la energía que el planeta luego de “procesarla” emite en la zona del infrarrojo.

En la atmósfera terrestre, el aire puede moverse en todas las direcciones siguiendo corrientes convectivas. El movimiento horizontal del aire es lo que llamamos viento y esto ocurre cuando sobre una misma horizontal, hay diferencias en la presión atmosférica. El viento entonces es una consecuencia directa del gradiente de presiones, por lo que su dirección, suponiendo que la Tierra no rotara, es la del gradiente de presión y su magnitud es directamente proporcional a la diferencia de presiones entre dos puntos.

La circulación atmosférica generada por los vientos es un importante mecanismo de transporte de energía y de masa que redistribuye la energía entre el Ecuador y los polos generando distintos patrones climáticos.

Generalmente se categoriza la circulación atmosférica en tres niveles:

- * circulación primaria: circulación de escala global debido a la diferencia de radiación con la latitud, a la rotación de la Tierra y a la distribución de la tierra y los océanos. Es la manera principal de transferencia de energía a diferentes partes de la superficie de la Tierra.

- * circulación secundaria, o migratoria: circulación de menor escala espacial que la global. Un ejemplo de esta circulación es la de los vientos Monzones.

- * circulación terciaria: circulación más localizada que la circulación secundaria, como por ejemplo vientos locales y tornados.

Los vientos que se desplazan a lo largo de los meridianos reciben el nombre de flujos meridionales, o circulación meridional, y los que se desplazan a lo largo de los paralelos se denominan flujos zonales, o circulación zonal.

El aire cálido del Ecuador fluye hacia los polos. A medida que el aire se aleja del ecuador la fuerza de Coriolis lo defleca hacia el Oeste. El aire se enfría y desciende cerca de los 30° de latitud soplando desde el Noreste hacia el Sudoeste en el Hemisferio Norte y desde el Sudeste hacia el Noroeste en el Hemisferio Sur. Estos vientos se encuentran entre los 5°N y 5°S, región que se denomina Zona de Convergencia Intertropical, donde los vientos son calmos.

1.4 Principales fuerzas que determinan la circulación de aire en la atmósfera

1.4.1 Fuerza debida al gradiente de presión

Se entiende por gradiente de presión a la diferencia de presión horizontal entre dos puntos situados a la misma altitud. La existencia de este gradiente de presión genera una fuerza resultante sobre la masa de aire proporcional al valor del gradiente de presión. Por lo tanto, cuando mayor sea la diferencia de las presiones mayor será la velocidad del viento. La dirección de la velocidad será la del gradiente (si es que la Tierra no rotara) y dirigida desde la zona de baja presión hacia la zona de mayor presión. El valor y dirección del gradiente de presiones se obtiene de los mapas de isobaras (puntos de igual presión). En las regiones donde las isobaras están más juntas, el gradiente de presiones es mayor, y por ende es mayor la velocidad de los vientos.

1.4.2 Fuerza de Coriolis

Una vez que el aire ha empezado a moverse, comienza a actuar sobre él la fuerza de Coriolis. Esta fuerza está relacionada con el producto vectorial de la velocidad del objeto (en nuestro caso aire) y la velocidad angular de la Tierra. El hecho que dependa de la velocidad del objeto hace que su magnitud y su efecto aumenten a medida que el cuerpo, o el aire, se aceleran. Sin embargo la fuerza de Coriolis tiene otro efecto que la hace particular: desvía la dirección de la velocidad. Efectivamente, al ser resultado de un producto vectorial, es siempre perpendicular a la velocidad del objeto y a la velocidad angular de la Tierra. Esto significa que un objeto que se mueve de norte a sur en el hemisferio norte es desviado hacia la derecha. Si un objeto se mueve en el hemisferio sur, de sur a norte, es desviado a la izquierda.

1.4.3 Fuerza de fricción

La fuerza debida al gradiente de presión genera una aceleración, la cual haría crecer la velocidad del viento mientras exista el gradiente. Sin embargo el aire no aumenta su velocidad indefinidamente debido a fuerzas de roce que tienden a equilibrar el desbalance de presiones. Esta fuerza se debe al roce entre las mismas moléculas de los gases que componen el aire y, fundamentalmente, la interacción con la superficie terrestre. Esta fuerza disminuye con la altura.

1.5 Vientos de altura y flujo geostrófico

A pocos kilómetros de altura, el aire puede fluir de manera tal que los efectos de la fricción pueden ser despreciados. En estas condiciones, sobre una parcela de aire, sólo pueden actuar dos fuerzas que la desplacen horizontalmente, estas son; la fuerza de Coriolis y la fuerza debida al gradiente de presiones. Para que la parcela comience a moverse, la única fuerza capaz de acelerarla desde el reposo es la fuerza del gradiente de presiones. Una vez que la parcela de aire ha sido acelerada y su velocidad es distinta de cero, entonces empieza a actuar la fuerza de Coriolis. A medida que el viento se acelera por el gradiente de presión, la fuerza de Coriolis aumenta la deflexión pues es proporcional a la velocidad del viento. Por lo tanto, el incremento en la velocidad implica un aumento en la deflexión.

Eventualmente la deflexión debida a Coriolis logra que los vientos viajen en forma paralela a las isobaras. Bajo estas condiciones, la fuerza debida al gradiente de presión es equiparada con la fuerza de Coriolis, generándose un equilibrio entre ambas. Mientras continúe este balance, el viento resultante seguirá fluyendo paralelo a las isobaras, a una velocidad constante. Bajo estas condiciones, cuando la fuerza debida al gradiente de presión es exactamente igual y opuesta a la fuerza de Coriolis, decimos que el flujo de aire se encuentra en un balance geostrófico. Los vientos generados en este tipo de equilibrio se denominan vientos geostróficos. Estos vientos, que viajan paralelos a las isobaras y con velocidad proporcionales al gradiente de presiones, son una idealización ya que en la atmósfera los vientos nunca son puramente geostróficos, sin embargo su estudio permite una muy buena aproximación a los vientos reales. Este estudio permite a los meteorólogos predecir la velocidad de los vientos conociendo el valor de las presiones en diferentes regiones, o, a la inversa, conociendo la velocidad de los vientos pueden determinar la diferentes presiones. En la superficie son muchos otros los factores que influyen en la velocidad y dirección de los vientos. Pero, en general, podemos decir que a unos kilómetros de altura, el viento fluye paralelo a las isobaras y con una velocidad proporcional al gradiente de presiones.

1.6 Viento Gradiente

Las isobaras en nuestro planeta presentan formas curvas. En algunos casos forman anillos alrededor de centros de baja o de alta presión. Los vientos geostróficos siguen paralelos a las isobaras, por ende, comienzan una trayectoria circular alrededor de un centro de alta o baja presión. Los vientos de esta naturaleza, que se mueven paralelos a isobaras curvadas, reciben el nombre de vientos gradientes. Si consideramos un centro de baja presión, el viento que se dirigirá hacia él en el hemisferio norte, se defleca hacia la derecha generando una trayectoria en contra del sentido de las agujas del reloj (anithoraria) (Figura 1.3a). En el caso del hemisferio sur, la trayectoria será en el sentido de las agujas del reloj (horaria) (Figura 1.3b). Como los centros de bajas presiones son llamados ciclones, los vientos a su alrededor se denominan vientos ciclónicos.

Los centros de alta presión, denominados anticiclones, tienen a su alrededor un flujo anticiclónico de sentido antihorario para el hemisferio sur y horario para el hemisferio norte.

El desbalance entre la fuerza de Coriolis y la debida al gradiente de presión es lo que determina el cambio en la dirección que genera flujos curvados.

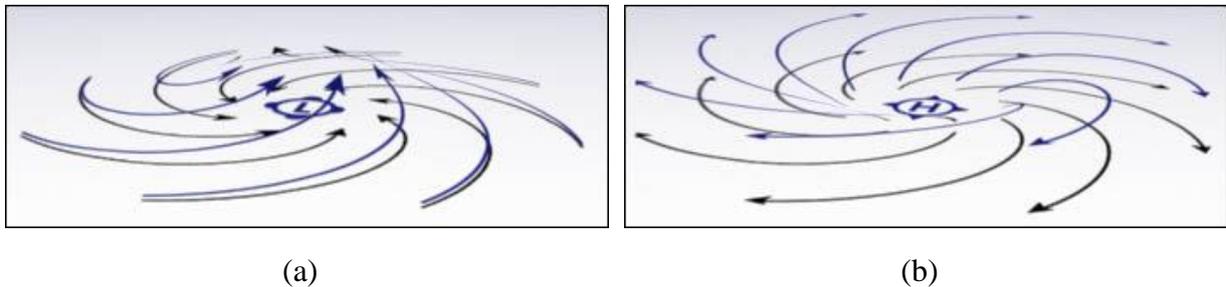


Figura 1.3 Circulación alrededor de una centro de baja (a) y de (b) alta presión en el hemisferio norte. (a) El centro de baja presión (L por low) atrae aire de su alrededor que a su vez gira en sentido anti-horario en el hemisferio norte (horario en el hemisferio sur) y en su centro el aire asciende. (b) El centro de alta presión (H por high) expulsa aire el cual gira en sentido horario en el hemisferio norte (anti-horario en el hemisferio sur) y en su centro el aire desciende. (Fuente: https://earthobservatory.nasa.gov/features/NAO/NAO_2.php)

1.7 Vientos de Superficie

Cerca de la superficie terrestre, el viento se ve afectado por la fuerza de fricción, tanto en intensidad como en dirección, de una manera mucho más importante de lo que ocurre a unos pocos kilómetros de altura. El roce no sólo reduce la velocidad del viento, sino que reduce también el efecto de la fuerza de Coriolis (precisamente mediante la disminución de la velocidad del viento). La interacción entre la fuerza de roce y la fuerza de Coriolis, determina el ángulo en el cual viajará el viento a través de las isobaras. Esto es, la rugosidad del terreno determinara el ángulo con el cual fluirá el viento y la velocidad a la que lo hará.

Sobre el mar, donde la fricción es baja, el viento se desvía unos 10° o 20° de las isobaras y su velocidad es alrededor de unos dos tercios de la velocidad del viento geostrófico. En lugares de terrenos más rugosos el ángulo de la velocidad del viento con las isobaras puede llegar a ser de hasta 45° y la velocidad se puede reducir hasta un 50% respecto de la velocidad geostrófica. Cuando al modelo de viento gradiente le agregamos la fricción, vemos que el viento corta las isobaras en diferentes ángulos dependiendo de la rugosidad del terreno, pero siempre de presiones altas a presiones bajas. En el hemisferio sur, la fricción causa un flujo convergente alrededor de los ciclones y un flujo divergente alrededor de los anticiclones.

1.8 Celdas de circulación atmosférica

Como se mencionó anteriormente, la atmósfera recibe la insolación de manera no uniforme. La circulación global en un intento de equiparar la energía en todo el planeta transporta tanto masa como energía desde el Ecuador a los polos redistribuyéndola en todo el planeta.

El modelo de circulación de Hadley es un modelo simplificado que permite entender la forma en que tiene lugar la circulación atmosférica. Este modelo tiene los siguientes supuestos básicos:

- a) La Tierra está cubierta por agua. Esto significa que es uniforme y no hay diferencia entre el calor recibido o absorbido en tierra o en mar.
- b) El Sol está siempre sobre el Ecuador, es decir que no se consideran cambios estacionales.
- c) La Tierra no rota, por lo tanto no interviene la fuerza de Coriolis.

Bajo estas condiciones podemos suponer que en la zona del Ecuador se produce una zona de baja presión, ya que la insolación genera una disminución de la densidad del aire. Lo opuesto ocurre en los polos, donde el enfriamiento de la superficie genera un aumento en la densidad del aire y por lo tanto un incremento en la presión. En respuesta a la presencia de esta diferencia de presión, el aire frío de los polos se dirigirá hacia el ecuador viajando por la superficie terrestre, mientras que el aire cálido del Ecuador ascenderá y se dirigirá hacia los polos. De esta manera el aire que viaja del Ecuador al polo, y viceversa, genera un “loop”. Si bien este modelo simplificado está bastante alejado de la realidad, permite hacer varias aproximaciones y da una clara idea del proceso de circulación en la atmósfera.

Cuando se tiene en cuenta la rotación terrestre se forman tres celdas (o células) de circulación en cada hemisferio, como se observa en la Figura 1.4: la celda de Hadley entre el Ecuador y unos 30° de latitud, la celda de Ferrel entre los 30° y los 60° , y la celda polar por arriba de los 60° .

En la zona de aguas ecuatoriales, el aire es cálido, y los gradientes de presiones horizontales son débiles, por lo que el viento es suave. El aire cálido asciende en el Ecuador hasta que alcanza la tropopausa, la cual actúa como una barrera causando que el aire se desvíe lateralmente hacia los polos. La fuerza de Coriolis desvía este flujo hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, creando vientos hacia el oeste. Este aire se va enfriando por la energía radiada y a su vez los vientos hacia el oeste van convergiendo en una zona ubicada a una latitud de unos 30° . En esas condiciones, el aumento de masa por la convergencia de vientos y el enfriamiento por radiación, generan una franja de alta presión alrededor del planeta a una latitud de unos $\sim 30^\circ$. Este fenómeno se da a ambos lados del Ecuador y se conoce a esta región como “altas subtropicales”. La convergencia de aire relativamente seco y que se calienta por compresión al descender, produce generalmente cielos limpios y superficies cálidas. Es en esa zona donde se encuentran los desiertos más grandes del mundo, como el desierto del Sahara.

Parte del aire se dirige hacia los polos, generando corrientes hacia el este debido a la fuerza de Coriolis. Estos vientos se conocen como vientos del oeste o “westerlies”. En su viaje hacia los polos, este viento se encuentra con una masa de aire frío que proviene de los polos. Estas dos masas de aire no se mezclan rápidamente y quedan separadas por una frontera que se conoce como el frente polar: una zona de baja presión donde los vientos de superficies convergen y se forman tormentas. Parte del aire que asciende se dirige hacia el Ecuador y parte hacia los polos completando esta celda. La última celda se encuentra sobre la región polar y el frente polar.

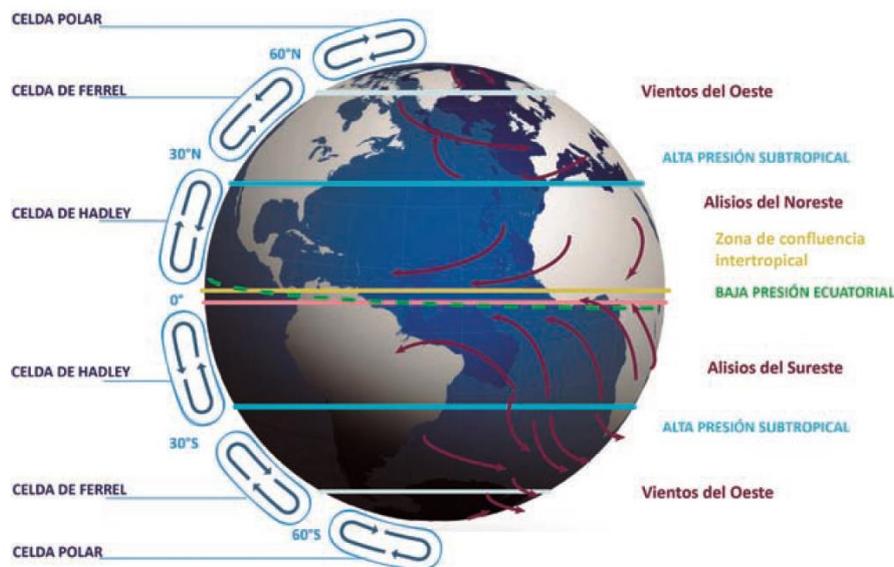


Figura 1.4 Modelo de circulación de tres celdas, patrones de circulación, franjas zonales presión y vientos (Fuente: adaptado de <http://www.sealevel.jpl.nasa.gov>, Pabón Caicedo & Montealegre Bocanegra, 2017)

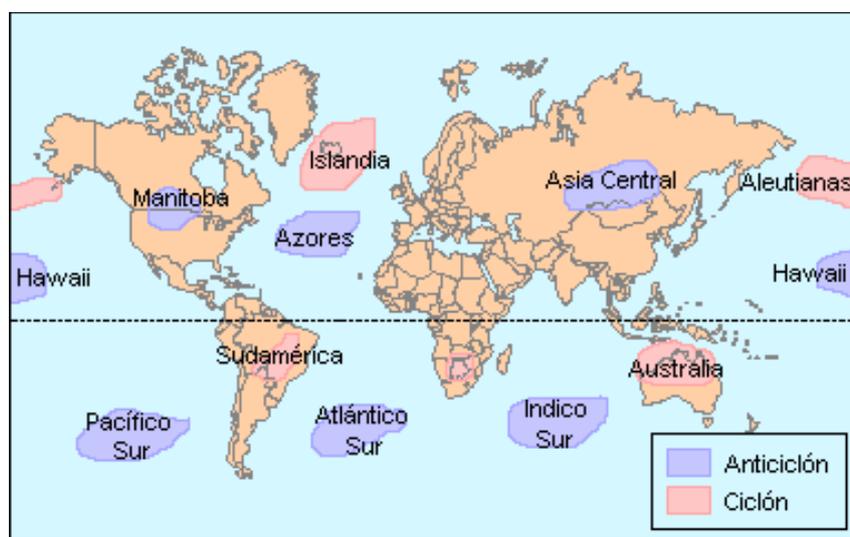
1.9 Distribución superficial de los centros de presión

Al observar la distribución de presiones en todo el globo, se puede observar que hay regiones de baja o alta presión que permanecen en una misma posición a lo largo del tiempo. Puede haber algunos pequeños cambios en la localización de estos centros de alta o baja presión, pero en general nos referimos a ellos como ciclones y anticiclones permanentes.

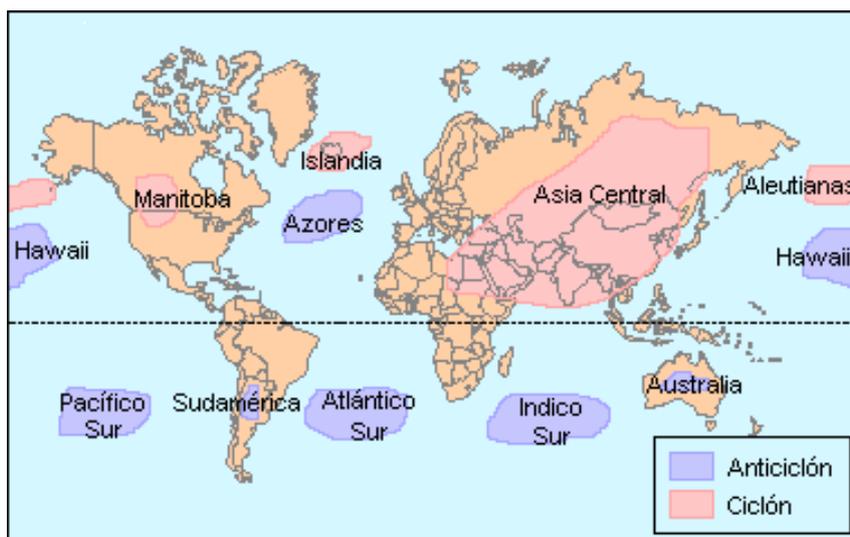
Durante Enero, entre los 25° y los 35° de latitud norte se encuentra el anticiclón de las Bermudas y, en el océano Pacífico, su contraparte, el anticiclón del Pacífico. Donde se espera encontrar al frente polar, entre los 40 y los 65, hay dos centros con bajas presiones semipermanentes. En el Atlántico norte, se encuentra el anticiclón de Islandia, sobre Groenlandia e Islandia, mientras que el ciclón de las Aleutianas está situado el noroeste de

Alaska, en el Pacífico del Norte. En el hemisferio sur se genera una franja prácticamente continua de alta presión en la zona del frente polar.

Durante el mes de Enero, se forman también otros centros de naturaleza semipermanente. Por ejemplo sobre Asia se forma el anticiclón de Siberia, que se forma por el intenso enfriamiento del suelo. Otro anticiclón que se forma durante esta época es el anticiclón Canadiense sobre América del Norte. Esta distribución de presiones cambia con las estaciones y algunas áreas donde se registraban bajas presiones se pueden convertir en zonas de presiones altas. Los centros de baja o alta presión que se forman por calentamiento o enfriamiento del suelo se denominan bajas y altas térmicas. En la Figura 1.5 se muestran los mapas de centros ciclónicos y anticlónicos para Enero y Julio.



(a)



(b)

Figura 1.5 Centros anticlónicos (de alta presión) y ciclónicos (de baja presión) durante (a) Enero y (b) Julio. (Fuente: <http://mgb-rosario.blogspot.com/>)

1.10 Índices climáticos de circulación

Un índice climático es un parámetro que se utiliza para caracterizar un aspecto del clima (NCAR, 2015), como sería un patrón de circulación que es lo que nos interesa en este trabajo de Tesis. En general se calculan empleando series de alguna variable del clima de alguna estación elegida, o combinación de variables, o incluso promedios sobre alguna región. Otros emplean funciones ortogonales empíricas, es decir que realizan un filtrado estadístico previo de la o las variables en cuestión. Se usan en general valores denominados “anomalías” que son el apartamiento del índice respecto de su valor promedio respecto de un período que se considera como base. En general este período es el comprendido entre 1959 y 1970.

Describiremos a continuación solo tres de estos índices climáticos, que en particular son índices de circulación, y entre los cuales está el índice de la NAO.

1.10.1 Índice de la Oscilación del Sur, SOI

El índice de Oscilación del Sur, SOI (Southern Oscillation Index), corresponde a la diferencia de presión entre Tahiti (17.5°S , 149.6°W) y Darwin (12.4°S , 130.9°E) y es el primer indicador del fenómeno de El Niño. Períodos de valores negativos de SOI se conocen como períodos de El Niño y están asociados con aguas más cálidas que lo normal hacia el Este del Pacífico tropical. Períodos de valores positivos de SOI se conocen como períodos de La Niña, y se caracterizan por presión baja sobre el agua cálida y presión alta sobre el agua fría. La Figura 1.6 muestra la serie del SOI durante el período 1950 hasta el presente.

El fenómeno de El Niño se refiere a condiciones de temperaturas excepcionalmente cálidas del agua del Pacífico tropical, y está vinculado a grandes cambios en la atmósfera a través del fenómeno conocido como la Oscilación del Sur. Las causas y efectos de este fenómeno natural no están completamente establecidos y entendidos, si bien se conoce que la energía solar es la principal responsable de las circulaciones atmosférica y oceánica, y que a esto se suman los vientos predominantes que favorecen la formación de las corrientes marinas.

En situaciones normales, los vientos alisios soplan en dirección este-oeste en el Pacífico ecuatorial. Los alisios conducen el agua desde América hacia la región de Indonesia. En consecuencia el viento “arrastra” el agua superficial cálida hacia el oeste, dejando “expuesta” agua más fría, es decir que la termoclina en el este se eleva, y en el oeste desciende. Durante un evento de El Niño, los vientos alisios se debilitan provocando que la termoclina sea menos profunda en el oeste y más profunda en el Pacífico oriental tropical. El consiguiente aumento de la temperatura del mar calienta y humedece el aire circundante por lo que se desencadena la convección, y las zonas de convergencia y la precipitación asociada se trasladan a una nueva ubicación con un cambio resultante en la circulación atmosférica.

En las últimas décadas han surgido nuevos índices de El Niño basados en la temperatura de la superficie del mar, en vez de la presión. El que se considera ahora como más representativo es el llamado Niño3.4 (Barnston et al. 1997) basado en la temperatura del mar en la zona comprendida entre 5°N y 5°S en latitud, y 170°W y 120°W en longitud, y el Índice Oceánico

de El Niño, ONI (Oceanic Niño Index) basado en el promedio móvil de 3 meses del índice Niño3.4.

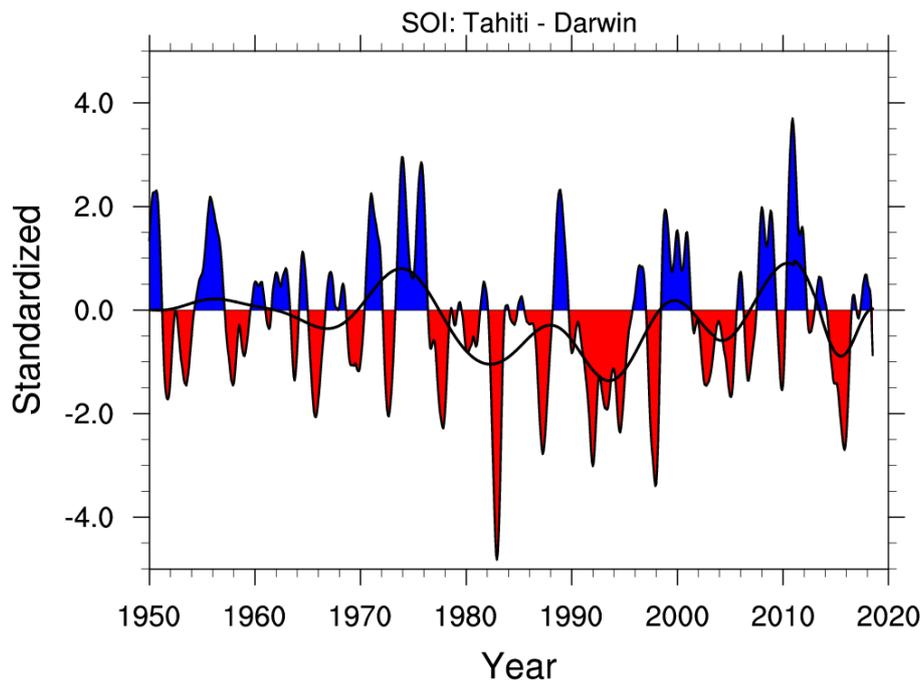


Figura 1.6 Serie estandarizada del índice de la Oscilación del Sur, SOI (Southern Oscillation Index). Valores negativos (rojo) indican épocas de El Niño y valores positivos (rojo) de La Niña. (Fuente: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/soi.html>)

1.10.2 Índice del Modo Anular del Sur, SAM

El Modo Anular del Sur (SAM, Southern Annular Mode), conocido también como la Oscilación Antártica, se define como el movimiento norte-sur del cinturón de vientos oeste que circunda la Antártida. Este índice, que se grafica en la Figura 1.7 corresponde a la diferencia de presión zonal entre las latitudes 40°S y 65°S, y es un indicador de la variabilidad climática del hemisferio sur.

En su fase positiva, este modo anular se contrae hacia Antártida y en su fase negativa se mueve hacia el Ecuador, afectando la intensidad y posición de frentes fríos y sistemas de tormentas de latitudes medias. Valores positivos del SAM corresponden a vientos del oeste más débiles que los normales, mientras valores negativos indican una expansión del cinturón de fuertes vientos del oeste hacia el Ecuador.

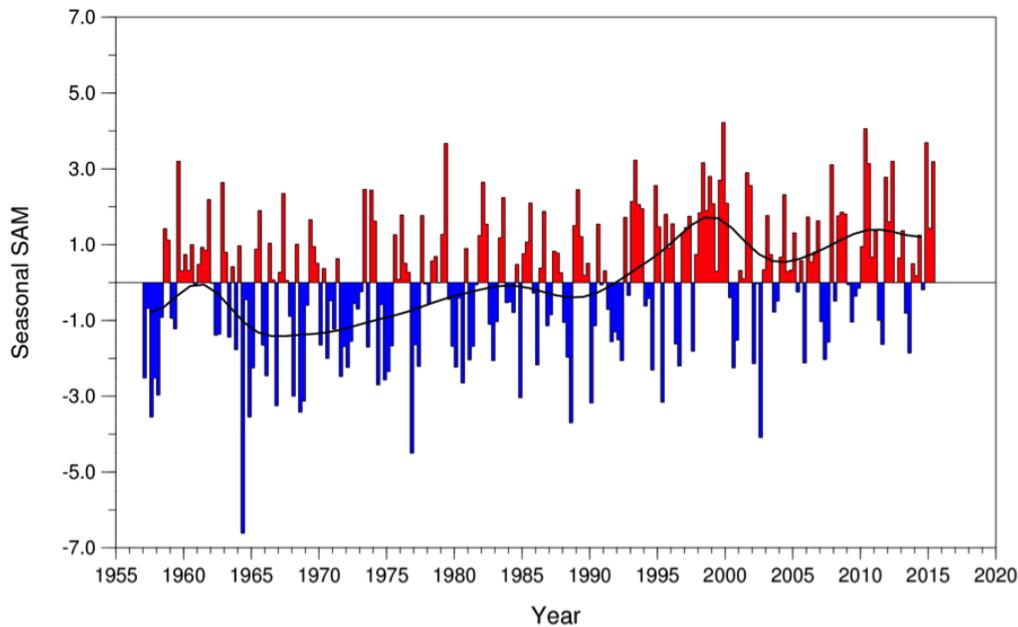


Figura 1.7 Índice del Modo Anular del Atlántico Sur, SAM (Southern Annular Mode). (Fuente: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>)

1.10.3 Índice de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO

Como este es el índice de mayor interés para este trabajo, su definición y condiciones asociadas se dan con más detalle a continuación.

La NAO forma un sistema permanente de baja presión sobre Groenlandia e Islandia, y de alta presión sobre las islas Azores (un grupo de islas al oeste de Portugal). Esto puede verse en la Figura 1.8, donde estos sistemas, o centros de presión se indican, respectivamente, con las letras “H” (por alta en Ingles: High) y “L” (por baja en Ingles: Low). Durante la mayor parte del año estas presiones son moderadas y su influencia en el clima de la región es mínima. Sin embargo, durante el invierno ambos centros de presión se intensifican y comienzan a fluctuar entre dos estados: uno denominado “fase positiva” de la NAO durante el cual crece el centro de alta presión en las Azores, y otro denominado “fase negativa” de la NAO durante el cual disminuye más de lo normal el centro de baja presión de Islandia.

La NAO afecta la región norte del Océano Atlántico y los continentes que lo rodean. Alrededor de cada centro de presión se genera, como se vio en la Sección 1.6, una circulación: en sentido horario en el caso del centro de alta presión (Figura 1.3a) y en sentido anti-horario en el caso del de baja presión (Figura 1.3b). En el área entre estos patrones de circulación se forma una corriente que canaliza los sistemas meteorológicos desde Estados Unidos hacia Europa, de manera que la oscilación de presiones controla la intensidad de los vientos del oeste y la dirección de la trayectoria de las tormentas a través del Atlántico Norte.

El índice que se utiliza como indicador de la NAO, y que se grafica en la Figura 1.9, se estima a partir de la diferencia de las anomalías de la presión superficial entre dos puntos,

uno de ellos ubicado en el ártico y otro punto ubicado en el Atlántico subtropical. En particular estos puntos corresponden a Reykjavik (Isalndia), y Gibraltar y Ponta Delgada (Azores) (Hurrell, 1995; Jones et al., 1997).

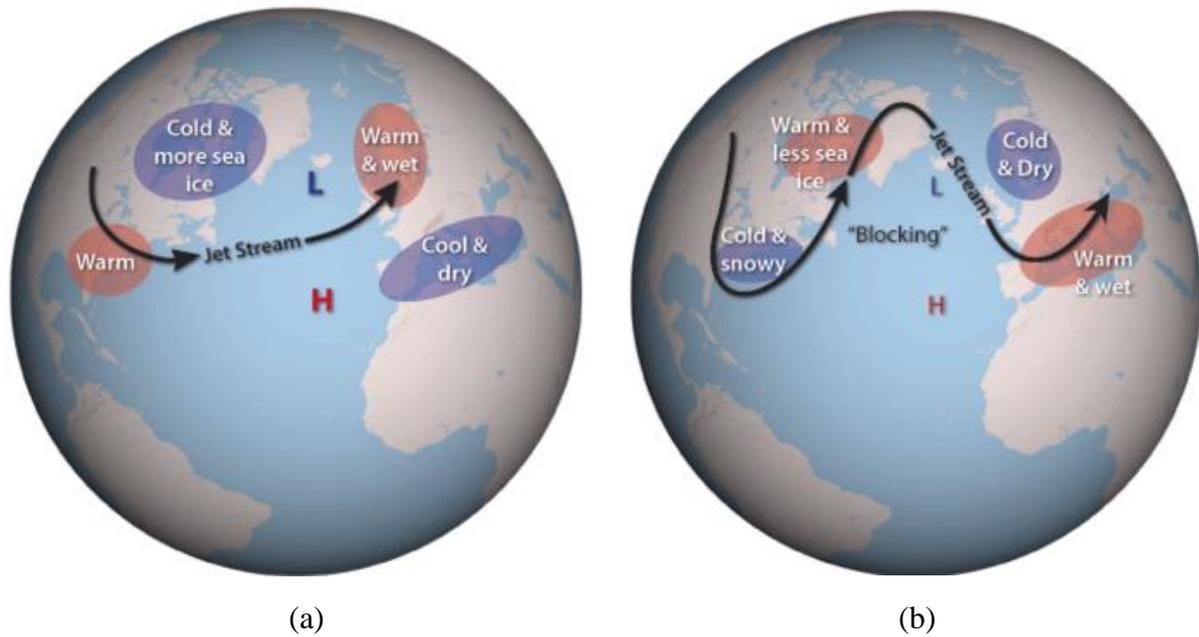


Figura 1.8 Presión sobre la superficie en las fases (a) positiva y (b) negativa de la NAO. La flecha negra corresponde a una “porción” del jet polar de la NAM (o AO). (Fuente: https://www.climate.gov/sites/default/files/NAO_Schematic_0.png)

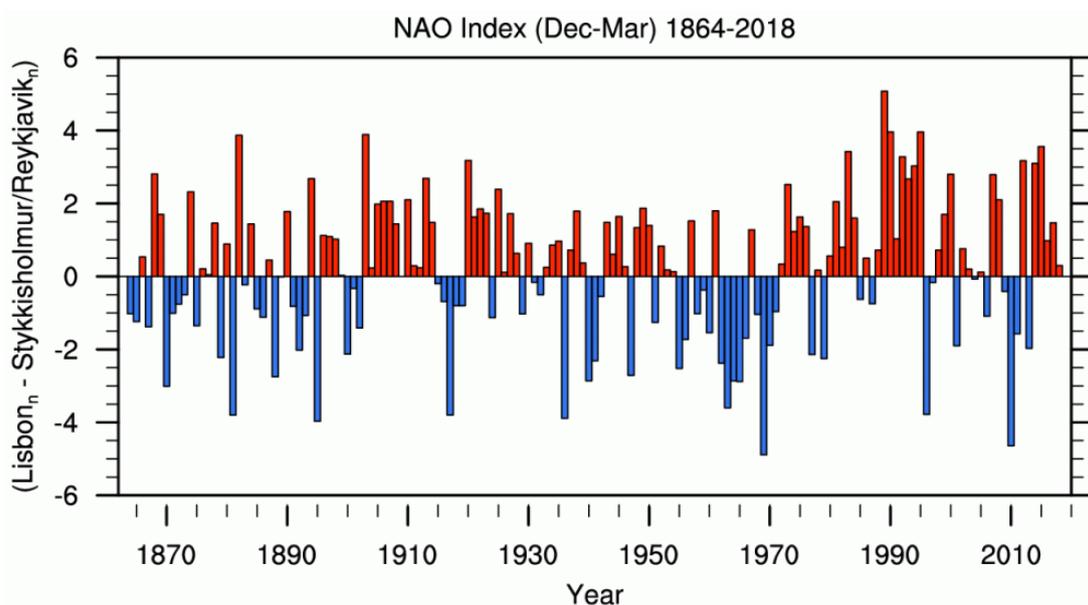


Figura 1.9 Índice de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO (North Atlantic Oscillation). (Fuente: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/viz.htm>)

1.10.3.1 Fase positiva de la NAO

La NAO se encuentra en fase positiva cuando ambos centros de presión son más intensos que en promedio, es decir una presión en las Azores por encima de la media, y en Islandia por debajo de la media. Esto resulta en una mayor diferencia de presión entre ellos y por consiguiente una mayor corriente desde el este que se desplaza hacia el norte, como se observa en la Figura 1.8(a) y 1.10(a). Hay más tormentas y precipitación en el Norte de Europa, y temperaturas mayores al promedio, asociadas al arribo de masas de aire que provienen de latitudes más bajas. Más al sur en Europa, en la zona del Mediterráneo, el invierno es más soleado pero más frío.

El efecto de la NAO también aparece en Estados Unidos, ya que la intensificación del centro de alta presión de las Azores hace que el viento que gira a su alrededor en sentido horario empuje aire cálido del Atlántico tropical hacia la costa Norteamericana (rama de circulación por debajo del centro de las Azores), de manera que esta fase positiva también está asociada menores nevadas en la zona este de Estados Unidos.

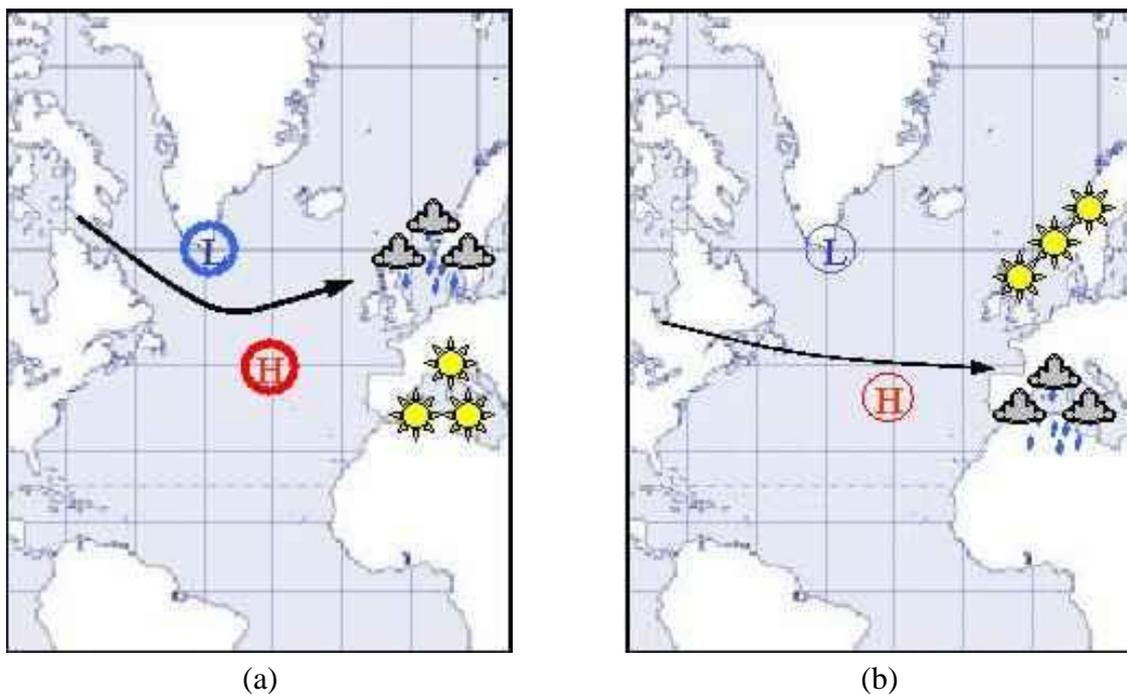


Figura 1.10 (a) Fase positiva de la NAO donde se destacan los centros de baja (L) y alta (H) presión intensificados y la corriente este-oeste desviada hacia el norte de Europa. (b) Fase negativa de la NAO donde se destacan los centros de presión debilitados y la corriente este-oeste sin desviarse. (Fuente: http://klimat.czn.uj.edu.pl/enid/1__Oceans_and_climate/_North_Atlantic_Oscillation_1vs.html)

1.10.3.1 Fase negativa de la NAO

La NAO se encuentra en fase negativa cuando ambos centros de presión son más débiles que en promedio, es decir la alta presión de las Azores se debilita y la presión en Islandia aumenta respecto de su valor normal. La corriente oeste-este entre ellos se debilita y se desvía menos hacia el norte. En consecuencia es ahora el sur de Europa el que experimenta más precipitación y temperaturas más cálidas, como se observa en la Figura 1.8(b) y 1.10(b). En contraste, el norte de Europa tiene menos precipitaciones y menores temperaturas. Esta fase está asociada inviernos fríos y con tormentas en la zona este de Estados Unidos.

1.10.4 Índice del Modo Anular del Norte, NAM, u Oscilación del Artico, AO

Este índice está íntimamente relacionado al de la NAO, solo que abarca la región zonal completa, es decir también al Pacífico. La similitud entre ambos índices puede notarse en la Figura 1.11 que muestra las series de la NAO y el AO (o NAM) promedio mensual durante el período de disponibilidad del AO. Los datos de la AO fueron obtenidos de la NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ao/>).

Este es un modo de variabilidad climática de gran escala caracterizado por vientos que circulan zonalmente en sentido antihorario alrededor del Artico a $\sim 55^{\circ}\text{N}$. Cuando el AO está en su fase positiva, un anillo de vientos intensos, denominado “jet” polar o “jet stream” por “corriente de chorro”, circula alrededor del Polo Norte confinando aire frío en la región polar. La Figura 1.12 muestra un esquema de la circulación de este jet para las distintas fases de la NAM, o AO. En la fase negativa del AO este cinturón se debilita y distorsiona haciendo que el aire frío se desplace a latitudes más bajas.

El índice AO se obtiene a partir del modo principal que se obtiene de un método de análisis estadístico llamado de “Funciones Ortogonales Empíricas”, EOF (Empirical Orthogonal Function), de la anomalía de la altura geopotencial de 1000 hPa (nivel del mar) entre los 20°N y 90°N . En Estadística este análisis se conoce como Análisis de Componentes Principales, PCA (Principal Component Analysis), y es muy utilizado en estudios climáticos para determinar modos o patrones espaciales de variación, y como varían en el tiempo, como es el caso de la AO.

Se podría pensar que la NAO es una manifestación regional de la NAM.

La NAM ha sido calculada también para otras alturas geopotenciales (Badwin & Dunkerton, 2001; Baldwin & Thompson, 2009) entre los 1000 hPa (nivel del mar) y 10 hPa (30 km), lo que facilita el análisis del acoplamiento vertical de la troposfera con la estratosfera, que se verá más adelante en el Capítulo 4.

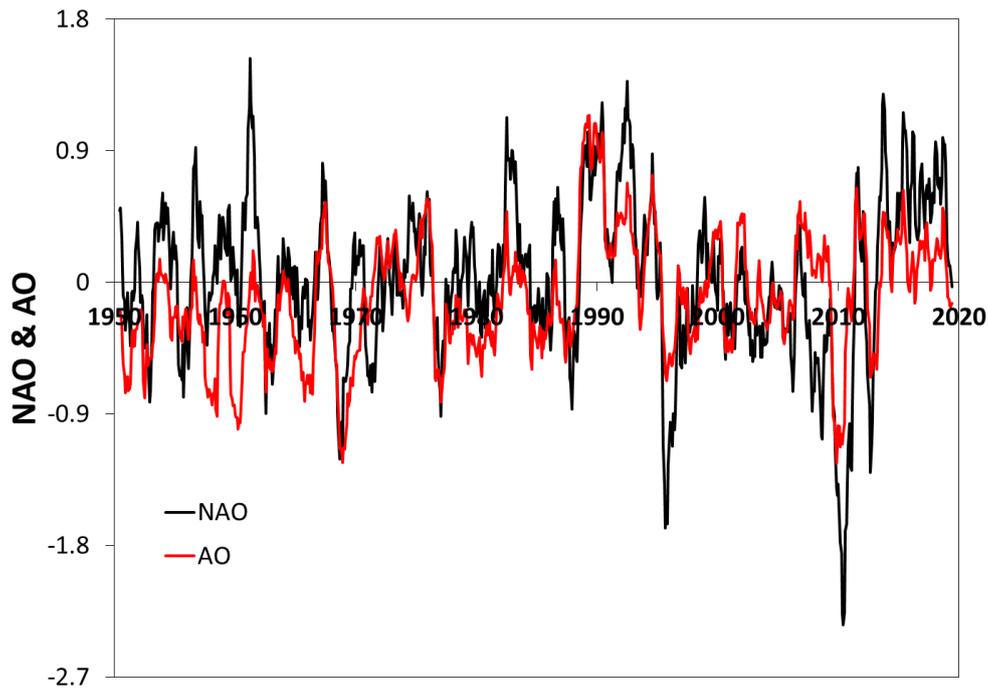


Figura 1.11 El índice de la NAO (línea negra) y del AO (línea roja) promedios mensuales. Notar que los valores de la NAO difieren de los valores de la Figura 1.9, pero no el patrón de variabilidad. Esto se debe a diferentes estandarizaciones de las diversas bases de datos de las cuales se puede obtener este índice.

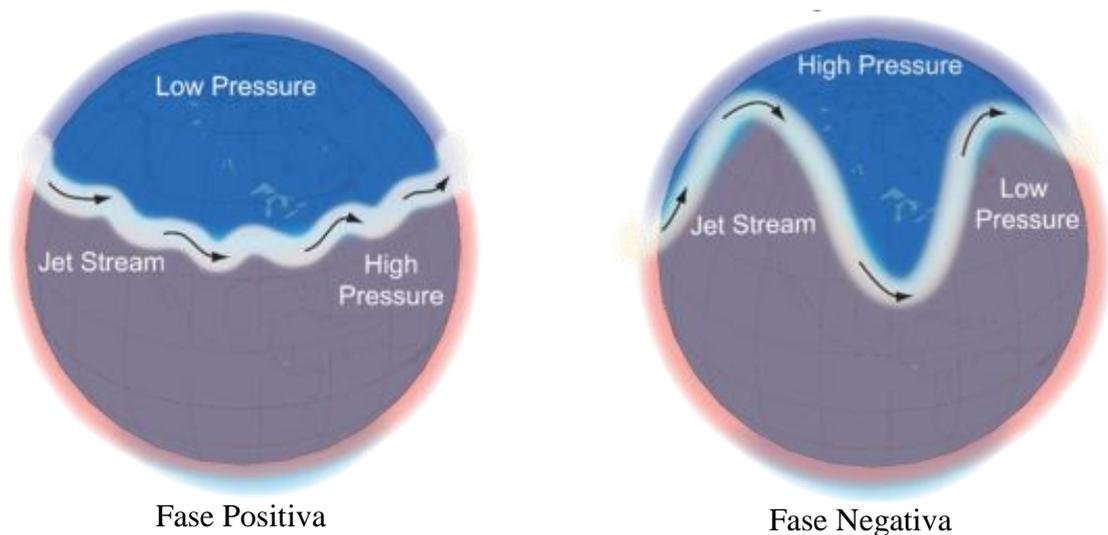


Figura 1.12 Fases positiva y negativa del Modo Anular del Norte, NAM (Northern Annular Mode), también denominado Oscilación del Artico, AO (Arctic Oscillation). El “jet stream” corresponde a la corriente de vientos que circula alrededor del Polo Norte confinando aire frío en la región polar, el cual se debilita y distorsiona en la fase negativa. (Fuente: https://energyeducation.ca/encyclopedia/Northern_Annular_Mode)

CAPÍTULO 2

Posibles efectos de la variabilidad solar sobre el clima de la Tierra

La posible relación entre la variabilidad solar y la del clima de la Tierra sigue siendo un tema controversial que atrae la atención de una gran comunidad científica desde hace mucho tiempo. Esto se debe a que las correlaciones entre parámetros del clima y parámetros solares, ya sean de actividad solar o geomagnética, en la mayoría de los casos no es constante en el tiempo y, más importante aún, porque no se ha encontrado aún un mecanismo físico convincente que explique esta posible relación.

En este Capítulo se describen los antecedentes, los últimos avances sobre la posible existencia y explicación física de esta asociación, y los parámetros de actividad solar y geomagnética que se emplean en el análisis desarrollado en esta Tesis.

2.1 Introducción histórica

Comparaciones entre variaciones de la actividad solar y del clima durante los últimos 10.000 años han revelado que están sincronizadas en un amplio rango de escalas de tiempo, desde décadas hasta milenios, sugiriendo la posible existencia de una relación causa-efecto entre ellas. La relación entre la actividad solar y el clima de la Tierra fue sugerida por primera vez por Antonio Maria Schyrleo de Rheita in 1645 (Hoyt & Schatten, 1997). Durante las últimas décadas el estudio de esta relación se intensificó y numerosas publicaciones han mostrado resultados estadísticos significativos que sugieren una asociación entre variaciones del clima y la actividad solar (ver Brunetti (2003) quien presenta una detallada recopilación de trabajos sobre el tema).

Aunque existen muchos trabajos que muestran correlaciones estadísticamente significativas entre parámetros climáticos y variaciones de parámetros solares, no hay aún una explicación física convincente para estos resultados debido por un lado a la complejidad del sistema climático y por otro a que los resultados que se obtienen de análisis estadísticos muchas veces no se mantienen en el tiempo.

La irradiancia solar total (TSI), que es la irradiancia que llega a la Tierra integrada en todas las longitudes de onda, es un canal a través del cual la radiación solar puede tener un impacto sobre el clima de la troposfera ya que es la que proporciona la energía al sistema Tierra-atmósfera. Sin embargo, la variación de TSI en un ciclo solar de 11 años es de ~0.1%, lo que, según los modelos, no es suficiente para producir un efecto apreciable sobre el clima (Hegerl et al., 2007).

Otro posible mecanismo físico para explicar las conexiones Sol-clima es la modulación de los rayos cósmicos por la actividad solar y geomagnética, que afectaría la cubierta nubosa (Marsh & Svensmark 2003; Carslaw 2009; Dorman 2012; Svensmark et al., 2016,2017).

Aunque el proceso detallado de como los rayos cósmicos afectan la ionización en la atmósfera y la producción de núcleos de condensación de nubes ha sido muy estudiado (Kirkby et al., 2011), el mecanismo de su influencia sobre la cantidad de nubes en la troposfera no está entendido completamente aún. Si bien hay numerosas publicaciones que presentan correlaciones significativas entre la nubosidad y los rayos cósmicos, también trabajos que son más escépticos respecto a este tema (Gray et al., 2010).

Un tercer canal de interacción está relacionado con la actividad geomagnética que afectaría la dinámica del clima, y es el aspecto que nos interesa en esta Tesis. En efecto, la influencia solar sobre la superficie terrestre también puede consistir en una respuesta dinámica al forzante solar transmitida desde la atmósfera superior, en lugar de un efecto radiativo directo (Thejll et al., 2003; Palamara & Bryant, 2004; Bucha, 2002, 2012, 2014, 2019). Bucha (2012) encuentra una correlación positiva entre la actividad geomagnética y la temperatura en superficie y la explica a través del efecto que tendrían las partículas cargadas que penetran desde la magnetosfera durante una tormenta geomagnética y alteran procesos dinámicos de la atmósfera media y baja. Bucha (2012) muestra que perturbaciones pequeñas en la estratosfera superior debido a la actividad geomagnética pueden afectar la circulación en la estratosfera inferior y la troposfera.

Este resumen es solo una pequeña muestra para introducir desde el punto de vista histórico el estudio de la relación Sol-clima no solo desde el punto de vista estadístico sino también desde el punto de vista “físico” mencionando brevemente las posibles explicaciones físicas de la relación entre variaciones en el Sol y variaciones en el clima. En las secciones que siguen se mencionan antecedentes históricos adicionales de acuerdo a distintos parámetros de clima estudiados.

2.2 Actividad solar y actividad geomagnética

La variación del “output” solar se manifiesta de muchas formas. Por ejemplo, a través de las variaciones del número de manchas solares (R_z), agujeros coronales, erupciones solares y el viento solar (Feynman, 1982). Este output da origen a dos tipos de “actividades”: actividad solar y actividad geomagnética. Si bien la actividad solar es la fuente de las perturbaciones geomagnéticas que dan lugar también a lo que se denomina “actividad geomagnética”, la actividad solar y la actividad geomagnética no son lo mismo (Cliver, 1994).

La actividad solar se define como perturbaciones que ocurren en el Sol relacionadas con las manchas solares que son zonas oscuras del Sol que aparecen en la fotosfera, con un intenso campo magnético. La manifestación de las mismas son las eyecciones de agujeros coronales, CMEs (por Coronal Mass Ejections).

Las manifestaciones que no están relacionadas con las manchas solares, como ser las corrientes de viento solar de alta velocidad que emanan de agujeros coronales, dan lugar a la actividad geomagnética.

Ambas manifestaciones dan lugar a tormentas magnéticas, sólo que las debidas a CMEs duran poco y tienen poco impacto en el promedio de la actividad geomagnética. Las tormentas debidas a agujeros coronales son más débiles pero duran más tiempo de manera tal que contribuyen más al promedio de la actividad geomagnética (Georgieva & Kirov, 2011).

De esta manera la actividad geomagnética está más relacionada con manifestaciones solares no relacionadas con las manchas solares.

Se suele llamar actividad solar a la fuente de variación de los índices de ambas actividades: la solar y la geomagnética, de ahí muchas veces la confusión de creer que son sinónimos. Indicadores clásicos de la actividad solar son Rz y F0.7. Indicadores clásicos de la actividad geomagnética son los índices aa, Kp y Dst.

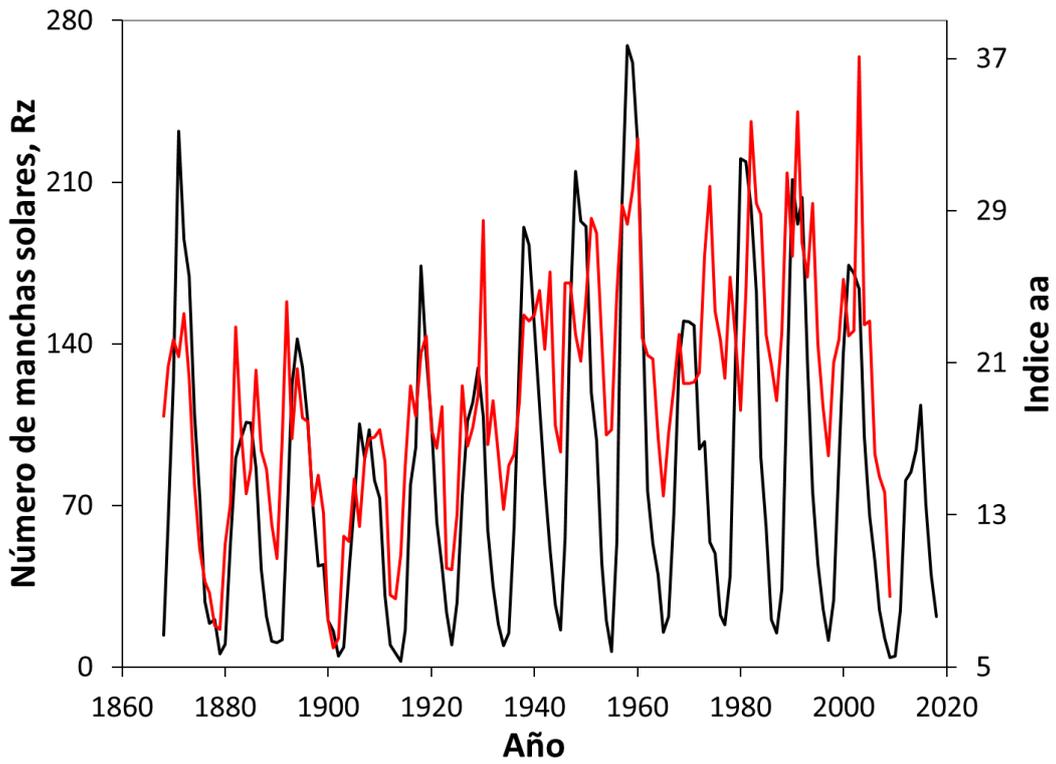
Como ejemplo de sus diferencias, se muestra en la Figura 2.1 la variación de largo plazo de estos cinco parámetros. Para filtrar la variación en escalas de tiempo menor a 10 años, se muestra el promedio móvil de 10 años de cada una de ellas. Se observa claramente que la asociación mejora a medida que nos centramos en variaciones en mayor escala de tiempo.

Es decir, las curvas de Rz y aa se parecen más en la Figura 2.1(b) que en la 2.1(a).

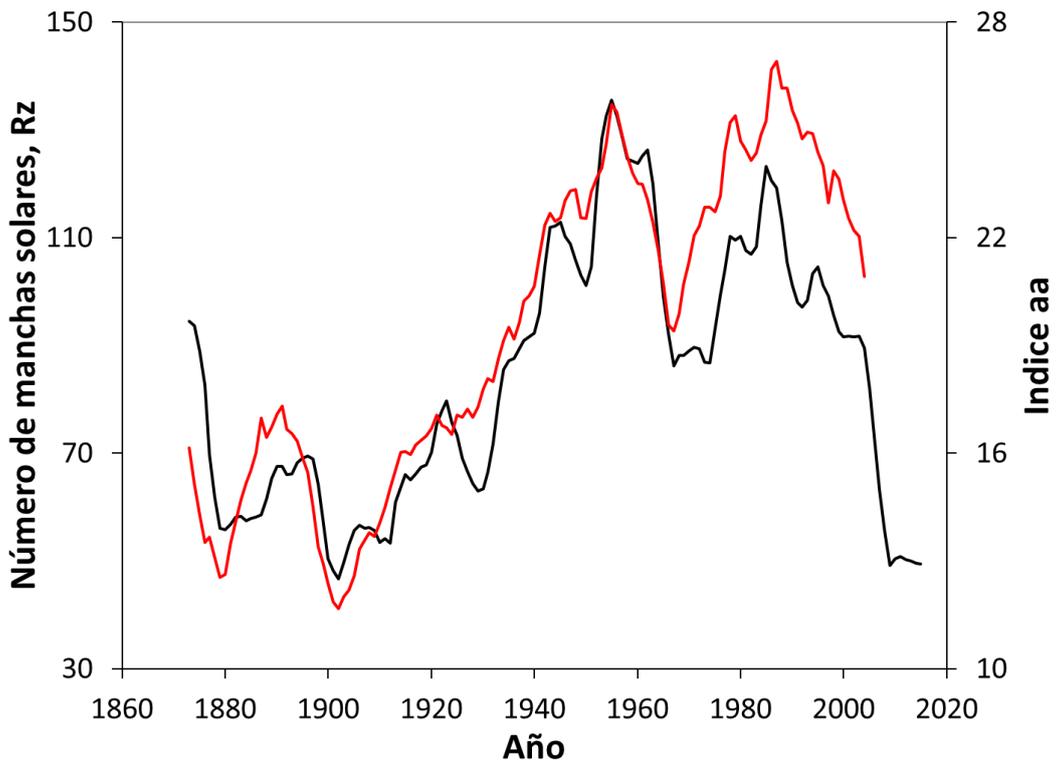
2.3 Relación entre actividad solar y temperatura

Hay numerosos estudios publicados que analizan la posible asociación entre la variabilidad solar, a través de las variaciones de la actividad solar y la actividad geomagnéticas, y la variabilidad de la temperatura en la troposfera.

El Sol varía en diversas escalas de tiempo, y una de las más notorias es periodicidad de ~11 años y la modulación del máximo de esta periodicidad por el ciclo de ~80-90 años denominado ciclo de Gleissberg, y por otros ciclos de mayor periodicidad. En particular, durante el siglo 17 la amplitud del ciclo de ~11 años fue prácticamente nula de manera que durante aproximadamente 70 años, entre 1650 y 1715, no se observaron manchas solares, como puede verse en el Figura 2.2. Este período se denomina Mínimo de Maunder y coincidió con un período muy frío denominado la Pequeña Era de Hielo, durante el cual Europa y América del Norte estuvieron sometidas a inviernos con muy bajas temperaturas. A pesar de tratarse de una coincidencia, este hecho se tomó como evidencia de la influencia directa del Sol sobre la temperatura y Eddy (1976) fue uno de los primeros en sugerir la conexión entre estos hechos.



(a)



(b)

Figura 2.1 Número de manchas solares, Rz (línea negra) como indicador de la actividad solar, y el índice aa (línea roja) como indicador de la actividad geomagnética: (a) promedio anual y (b) promedio móvil de 11 años.

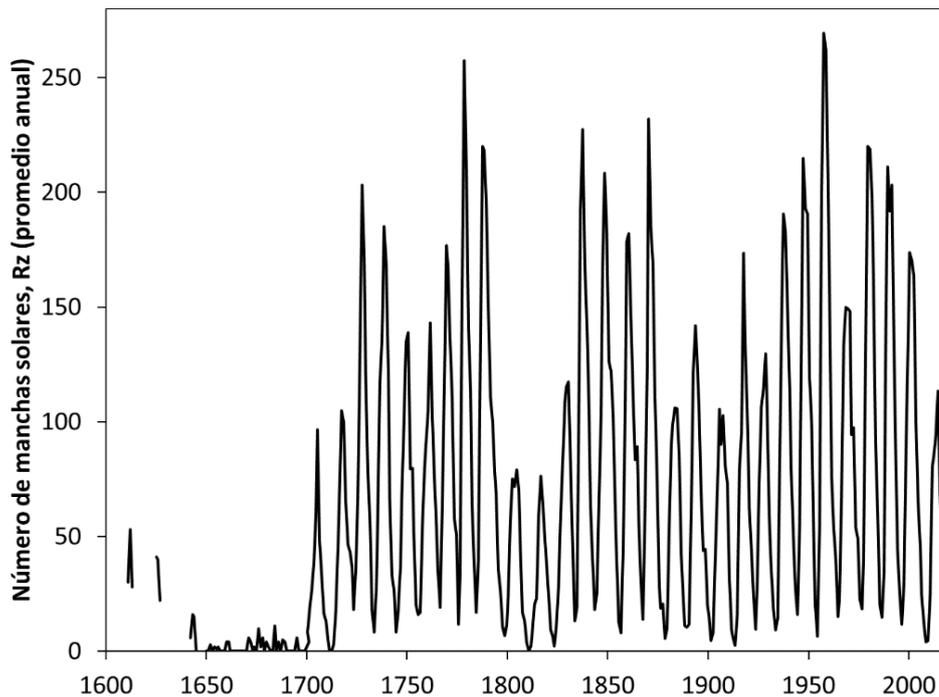
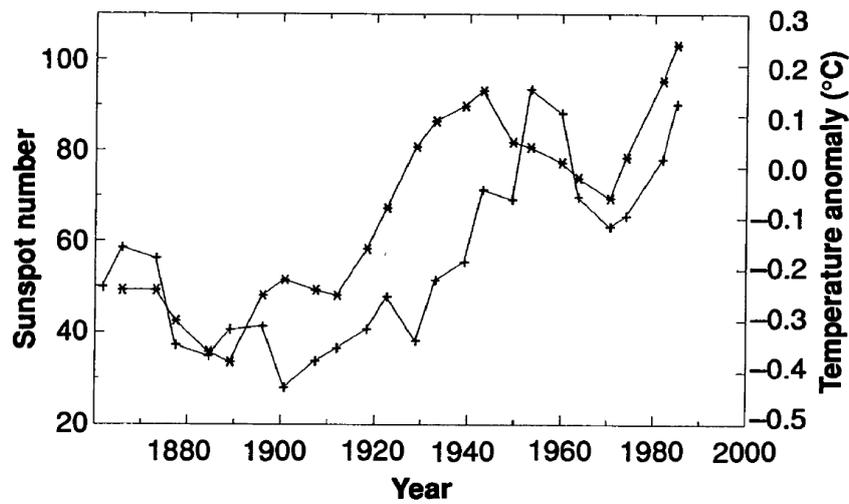


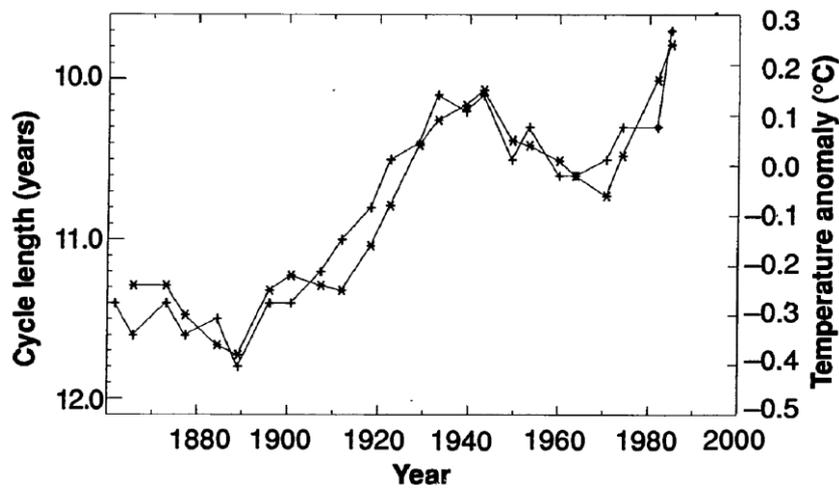
Figura 2.2 Serie del número de manchas solares, Rz, promedio anual utilizado en el trabajo de Eddy (1976).

En el año 1991, Friis-Christensen & Lassen (1991) publican un trabajo que hace resurgir la idea de que el Sol podría explicar parte del calentamiento observado en la troposfera de la Tierra. Ellos observan que la temperatura del hemisferio norte presenta una alta correlación con la longitud del ciclo solar SCL (por Solar Cycle Length), en vez del tradicional indicador de actividad solar Rz. Esto puede notarse en la Figura 2.3 donde se ve que ambas curvas, la de la temperatura y la de SCL varían casi al unísono. Este parámetro de actividad solar, que es usado por primera vez por Friis-Christensen & Lassen, presenta la variación de Gleissberg desfasada unos 20 años respecto de la misma variación que muestra Rz. Esto la pone en fase con la curva de temperatura y resulta en la alta correlación detectada. Las series mostradas (Rz, SCL y la temperatura promedio del hemisferio norte) están filtradas con el filtro de Gleissberg que en este caso elimina oscilaciones menores a ~25-30 años.

Ciclos de actividad solar cortos están asociados a ciclos con mayor actividad que ciclos largos, es decir que menor SCL implicaría mayor TSI, y lo que Friis-Christensen & Lassen (1991) concluyen es que la oscilación de Gleissberg de ~80 años en la TSI es más intensa que la de ~11 años y por eso es detectable en la temperatura, como se observa en la Figura 2.3.



(a)



(b)

Figura 2.3 Temperatura del Hemisferio Norte (asteriscos) y (a) número de manchas solares, Rz (cruces), (b) longitud del ciclo solar (cruces). Los valores de las tres series corresponden a valores promedio de cada ciclo solar tomados de mínimo a mínimo y de máximo a máximo, suavizados con el filtro de Gleissberg. El año al cual corresponde cada dato es el año central del ciclo en el cual fueron promediados. (Figuras extraídas de Friis-Christensen & Lassen (1991), correspondientes a las Figuras 1 y 2)

Así, hacia fines del siglo 20 la búsqueda de conexiones entre el Sol y el clima pasa de buscar asociaciones en la escala decadal correspondiente al ciclo de actividad solar, a mayores escalas de tiempo.

Estos estudios fueron considerados como una negación del efecto sobre el clima del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, dando lugar a estudios posteriores que

demonstraron en base a resultados simulaciones de modelos climáticos que el efecto de la influencia antropogénica era mucho mayor que el de la variabilidad solar. Precisamente, los reportes del IPCC (disponibles en <https://www.ipcc.ch/reports/>) presentan una excelente revisión sobre los efectos de la variación del Sol sobre el clima, en los cuales se concluye que el efecto antropogénico es el preponderante y el determinante de la variación a largo plazo que se observa en escala global, no solo de la temperatura sino también de diversos otros parámetros troposféricos.

Por otro lado, autores como Scafetta (Scafetta, 2014; 2016) y Soon (Soon et al., 2014; 2015) presentan resultados que apuntan a la responsabilidad del Sol en el clima para ciertas periodicidades de más largo plazo que la variación decadal.

2.4 Relación entre actividad solar y precipitación

Son numerosas las publicaciones que analizan la posible asociación entre la variabilidad solar y la precipitación. En este caso se estudia tanto los valores promedio, como su distribución y valores extremos debido a las consecuencias que tienen las precipitaciones intensas que se dan en muy corto tiempo y las sequías. Un ejemplo de esto es el estudio sobre la variabilidad de la precipitación monzónica de la India asociada al forzante solar (Agnihotri & Dutta, 2003; Agnihotri et al., 2011) usando como argumento cambios en el calor radiativo y empleando como parámetro solar la variación temporal de TSI. Kodera (2004) sugiere, por otro lado, que la influencia solar sobre el monzón es debida a la modulación de patrones de circulación que involucran la troposfera ecuatorial y la estratosfera, más en consonancia con la línea que se sigue en este trabajo de Tesis.

Otros trabajos como Heredia & Elias (2013, 2016) analizan el comportamiento a largo plazo de la precipitación en la región del Noroeste Argentino, NOA, asociado a la actividad solar y geomagnética junto en la actividad antropogénica, y sugieren que el forzante solar tendría su rol en las variaciones observada.

El forzante solar también actuaría a través de lo que se conoce como la “hipótesis planetaria” relacionada con el movimiento del Sol alrededor del baricentro del sistema solar. Esta hipótesis sostiene que la fuerza gravitatoria sobre la atmósfera solar que ejercen los planetas más grandes, inducirían una variabilidad en la actividad solar con periodicidades de ~20, ~30 y ~60 años (Cionco & Pavlov, 2018; Scafetta, 2016), las cuales son detectadas en algunos parámetros de la precipitación (Heredia et al., 2019), e incluso otras variables hidrológicas (descargas de ríos por ejemplo) (Cionco & Abuin, 2016).

Sin entrar en más detalles en esta línea, sólo se pretende destacar cuan vasta es el área de investigación dedicada a la relación Sol-clima.

2.5 Fundamentos físicos de la asociación Sol-clima

Existen tres fundamentos físicos que podrían explicar una asociación entre la variabilidad de solar y la del clima como se menciona en la Sección 2.1. Una es a través de la TSI que tendría un efecto directo sobre la troposfera. Otro es la modulación de los rayos cósmicos por la actividad solar y geomagnética que afectaría la cubierta nubosa, y por último las variaciones de la actividad geomagnética que afectaría la dinámica del clima.

En este trabajo nos interesan fundamentalmente dos: el efecto directo que tendría la variación del TSI y el efecto sobre la circulación atmosférica de la actividad geomagnética.

En cuanto a la primera, la variabilidad solar puede afectar el medio ambiente y el clima de diferentes maneras (Haigh 2007; Gray et al. 2010), sin embargo, la variabilidad de la TSI medida durante las últimas décadas es demasiado pequeña para explicar las variaciones climáticas observadas (por ejemplo Fröhlich 2006; Yeo et al. 2014). Su variación en un ciclo solar de 11 años es de $\sim 0.1\%$, lo que, según los modelos climáticos, hace que este mecanismo no sea suficiente para producir un efecto apreciable sobre el clima.

Los datos instrumentales de las últimas tres décadas muestran que la variación de TSI entre un mínimo y un máximo del ciclo solar undecenal (o decadal) es de aproximadamente 1 W/m^2 (Fröhlich, 2006). Teniendo en cuenta el albedo y la forma de la Tierra, resulta que la variación de la energía disponible para la Tierra es de $\sim 0.17 \text{ W/m}^2$, que es muy pequeño en comparación con el forzante radiativo estimado para los gases de efecto invernadero que resulta $\sim 2.45 \text{ W/m}^2$ (Lockwood, 2012). Por ejemplo, el cambio de energía disponible ante una duplicación del CO_2 en la atmósfera sería de $\sim 3.7 \text{ W/m}^2$ (IPCC, 2007). Sin embargo, los registros históricos y paleoclimáticos indican que las variaciones en TSI influyeron significativamente en el clima de la Tierra, al menos desde el punto de vista estadístico.

Se pueden reconstruir registros de TSI a partir de registros de isótopos cosmogénicos almacenados en núcleos de hielo y anillos de árboles. Steinhilber et al. (2009) reconstruyeron los cambios en TSI de los últimos 9300 años. Sus resultados indican que los períodos con baja actividad solar, como el mínimo de Maunder, tuvieron un TSI de $\sim 0.9 \text{ W/m}^2$ menor que el TSI en el presente. Este resultado sugiere que la TSI podría presentar variaciones más importantes en escalas de tiempo mayores a la decadal, algo ya sugerido por Friis Christensen & Lassen (1991) y mencionado en la Sección 2.3.

La variabilidad en TSI es fuertemente dependiente de la longitud de onda, observándose grandes cambios en la región UV del espectro. Un aumento en la intensidad UV solar conduce a un aumento en la producción de ozono estratosférico, el cual es el responsable del calentamiento radiativo estratosférico. Hay estudios que muestran que el acoplamiento dinámico estratosfera-troposfera a través de la tropopausa hace que los cambios en la temperatura y vientos estratosféricos puedan influir en la troposfera (Matthes et al. 2006; Lockwood et al., 2010).

Simulaciones con modelos atmosféricos mostraron que un aumento del 1% en la radiación UV generaría un aumento del 1% al 2% en las concentraciones de ozono en la estratosfera.

Haigh (1996) modeló los efectos de un aumento del ozono en la estratosfera demostrando que se produciría un ensanchamiento de la extensión latitudinal de la circulación de células Hadley junto con una reubicación hacia los polos de las tormentas de latitud media. Esto conduciría a un calentamiento en las latitudes medias, disminuciones regionales en la precipitación y condiciones más húmedas en los trópicos.

El segundo mecanismo, que sería a través de la modulación de los rayos cósmicos por la actividad solar y geomagnética, como ya se mencionó, afectaría la cubierta nubosa (Marsh & Svensmark 2003; Carslaw 2009; Dorman 2012; Svensmark et al., 2016,2017) y así a la temperatura y patrones de precipitación asociados.

El tercer mecanismo, que es el que brindaría parte de la explicación de los resultados que se obtienen en este trabajo y que se detallan en los Capítulos 3 y 4, consiste en la respuesta dinámica al forzante solar transmitida desde la atmósfera superior (Bucha, 2002, 2012, 2014, 2019). Una de las vías de esta transmisión incluye el efecto que el jet polar estratosférico tendría sobre la circulación de la troposfera y que detallaremos también más adelante luego de la exposición de los resultados de la búsqueda de una asociación entre la NAO y la actividad geomagnética.

..... Agregamos aquí lo del jet polar ¿???

CAPÍTULO 3

Análisis estadístico de la posible asociación entre la NAO y la actividad geomagnética

La detección de la posible asociación entre la NAO y la actividad geomagnética, como forzante natural de este parámetro climático, se llevó a cabo primero estadísticamente, analizando variabilidades de largo y corto plazo. Se describe a continuación las series de tiempo utilizadas para esto y los métodos estadísticos aplicados, junto con los resultados obtenidos.

3.1 Datos

Las series de tiempo correspondientes a los parámetros utilizados en el análisis estadístico para detectar asociación entre la NAO y la actividad geomagnética se obtuvieron de bases de datos disponibles libremente en centros de datos para uso científico y con propósitos académicos.

3.1.1 Índice de la NAO

El índice de la NAO, o simplemente NAO, se obtuvo de la base de datos de la “Unidad de Investigación Climática” (CRU por las siglas de “Climatic Research Unit”), perteneciente a la Escuela de Ciencias del Medio Ambiente de la Facultad de Ciencias de la Universidad de East Anglia, UK (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/>) (Hurrell, 1995; Jones et al., 1997).

La CRU es una institución cuyo propósito es aportar a la comprensión científica del sistema climático y sus interacciones con la sociedad a través de la investigación y de la disponibilidad de una gran base de datos (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>) para llevar adelante este propósito.

Hay otros sitios que también tienen disponibles la NAO, y que no son exactamente iguales a la serie que se obtiene de la CRU, ya que algunos están normalizados respecto de algún período que se elige como base, o se obtienen por métodos más complejos de descomposición en modos de variación. Sin embargo la variabilidad que presenta cada una de ellas, y que es lo que interesa en este trabajo de Tesis, es la misma y no genera diferencias en los resultados que aquí se obtienen.

La serie que usamos corresponde a la diferencia entre las presiones estandarizadas medidas en Gibraltar, UK (al sur de España) (36.0°N, 5.4°O) y en Reykjavik, Islandia (64.2°N, 21.9°W). Es decir que la NAO no tiene unidades.

Las series individuales de presión promedio mensual en Gibraltar y Reykjavik se obtuvieron del mismo sitio. Originalmente se utilizaba la presión en Ponta Arenas, Azores (38.5°N, 28.0°O).

La Figura 3.1 presenta la serie mensual de la NAO junto con el promedio móvil de 12 meses de la misma que corresponde a haber filtrado las variaciones intra-anales.

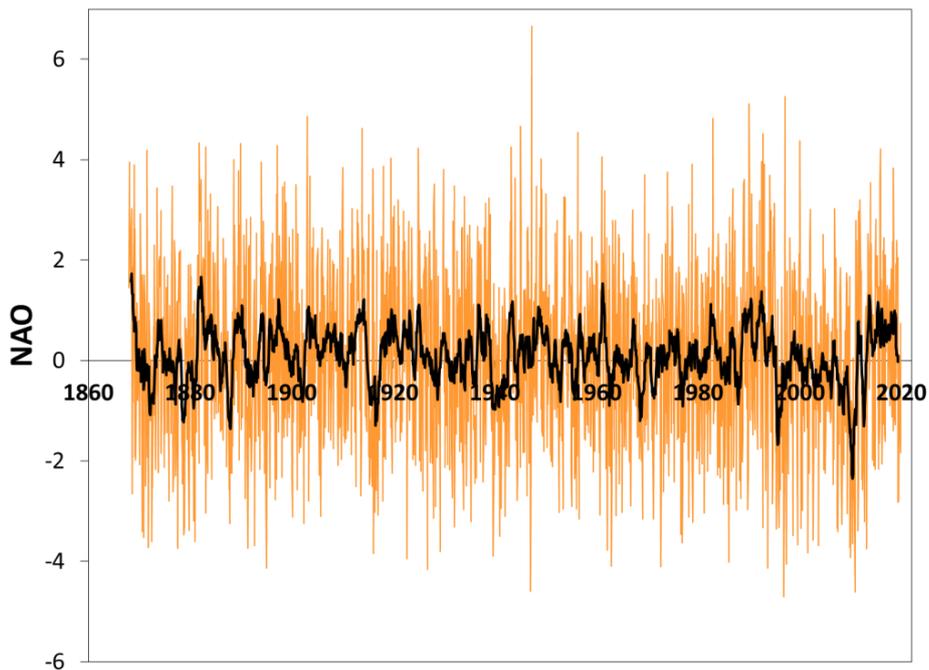


Figura 3.1 Serie mensual del índice de la NAO (línea naranja) obtenido del CRU (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>), y su promedio móvil de 12 meses (línea negra).

En la Figura 3.2 se observa el promedio anual de la NAO junto con el promedio correspondiente a la estación de invierno del hemisferio norte, es decir Diciembre-Enero-Febrero, que llamaremos DJF (December-January-February).

Para el análisis de superposición, que se detalla en la Sección 3.3, se utilizaron datos diarios de la NAO que se obtuvieron del sitio:

<https://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks/norm.daily.nao.index.b500101.current.ascii>

3.1.2 Índices de actividad geomagnética y solar

Los índices de actividad geomagnética se utilizan para describir la variación del campo magnético de la Tierra debido a sistemas irregulares de corriente en la ionosfera y la magnetosfera terrestres, o perturbaciones en los sistemas de corrientes regulares, ocasionadas por la interacción del viento solar con la magnetosfera y la ionosfera. Cuando hay tormentas

o eventos solares geo-efectivos estas corrientes o perturbaciones de corrientes intensifican o deprimen la perturbación natural que estos sistemas de corriente hacen al campo magnético de la Tierra y generan lo que se denominan tormentas geomagnéticas (a pesar que el origen es solar, y no terrestre).

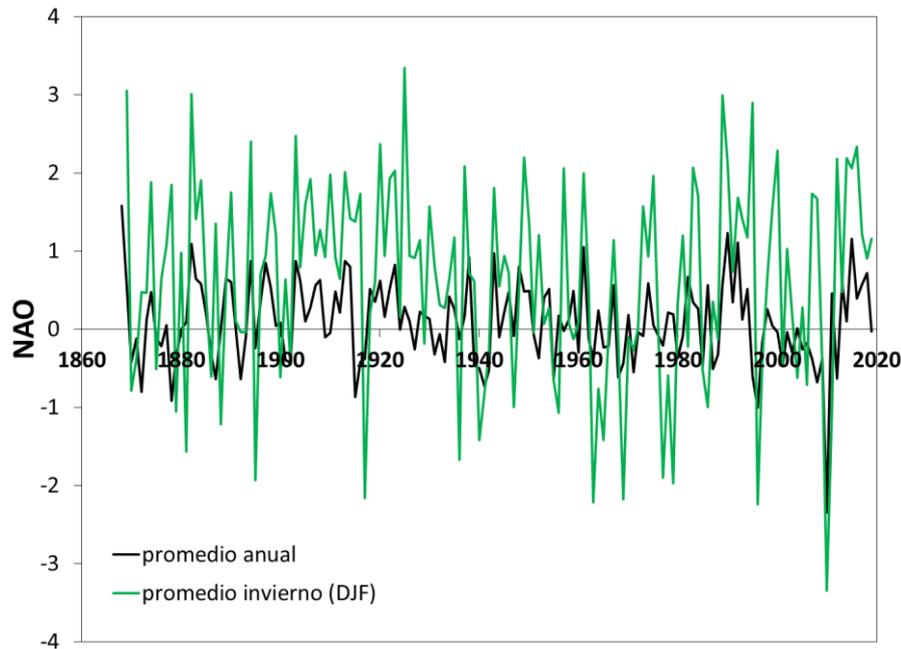


Figura 3.2 Serie promedio anual del índice de la NAO (línea negra) obtenido del CRU (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>), y serie promedio de la estación de invierno (Diciembre-Enero-Febrero, DJF por December-January-February) (línea verde).

Existen varios índices para medir las tormentas geomagnéticas. En este trabajo de Tesis se eligió como indicador de la actividad geomagnética al índice aa debido a que cuenta con la serie de tiempo más extensa comenzando en el año 1868. Este índice se deriva de las mediciones de otro índice geomagnético denominado K de dos observatorios antipodales, prácticamente a la misma latitud geomagnética y 10 horas aparte en tiempo local, uno en el hemisferio norte y otro en el hemisferio sur, los cuales fueron cambiando con los años (Lockwood et al., 2018). Estos observatorios se listan en la Tabla 3.1 junto con los respectivos períodos de uso para el cálculo de aa.

El índice aa se obtuvo de la base de datos geofísicos del “National Centers for Environmental Information” (NCEI, <https://www.ncmi.noaa.gov/>), perteneciente a la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, del U.S. Department of Commerce). Esta entidad aloja y provee acceso a uno de los archivos más significativos de datos oceánicos, atmosféricos y geofísicos, incluso datos paleo-ambientales. La dirección de donde se obtuvo el índice aa es: ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/AASTAR/, que tiene datos mensuales y también diarios. A partir de los valores mensuales se obtuvieron los promedios anuales utilizados en parte del análisis que se presenta en esta Tesis.

Tabla 3.1 Estaciones usadas para el cálculo del índice aa durante diferentes períodos de tiempo desde 1868 hasta el presente.

Hemisferio Norte			Hemisferio Sur		
Período	Observatorio	Posición geográfica	Período	Observatorio	Posición geográfica
1868-1925	Greenwich	51.5°N, 0.0°E	1868-1919	Melbourne	37.8°S, 145.0°E
1926-1956	Abinger	51.2°N, 359.6°E	1920-1979	Toolangi	37.5°S, 145.5°E
1957-presente	Hartland	51.0°N, 355.5°E	1980-presente	Canberra	35.3°S, 149.4°E

A veces las series del NCEI tardan en ser actualizadas, de manera que se actualizó la serie de datos utilizando la base de datos del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos, ISGI (International Service of Geomagnetic Indices) (http://isgi.unistra.fr/data_download.php) de la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), que provee datos diarios. A partir de ellos se estimaron los valores mensuales y anuales para completar la serie original del NCEI.

La Figura 3.3 muestra la serie mensual del índice aa, junto con su promedio móvil de 12 meses, y la Figura 3.4 la serie anual y la correspondiente a los meses de invierno del hemisferio norte (DJF).

Existen otros índices de actividad geomagnética, como el índice Ap, similar al índice aa, para el cual se utilizan mediciones de 13 observatorios geomagnéticos. Este índice presenta variaciones casi idénticas a aa, como puede observarse en la Figura 3.5, y fue utilizado en algunos estudios de la NAO en lugar de la serie de aa.

Los datos de Ap se obtuvieron también del NCEI (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/INDICES/KP_AP), disponibles desde el año 1932, y se actualizaron hasta la fecha con la base de datos OMNI del NASA/GSFC (National Aeronautics and Space Administration / Goddard Space Flight Center) a través del portal OMNIWeb (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow.html>).

Como indicador de la actividad solar se utilizó la serie de Rz, disponible en el Centro de Datos Mundial WDC-SILSO (por World Data Center-Sunspot Index and Long-term Solar Observations) en Bélgica (<http://www.sidc.be/silso/>). Este centro de datos reemplazó, desde Julio de 2015, la serie original de Rz disponible en NCEI, por una serie nueva revisada en su totalidad. La Figura 3.6 muestra Rz promedio mensual y el promedio móvil de 12 meses disponible desde 1749.

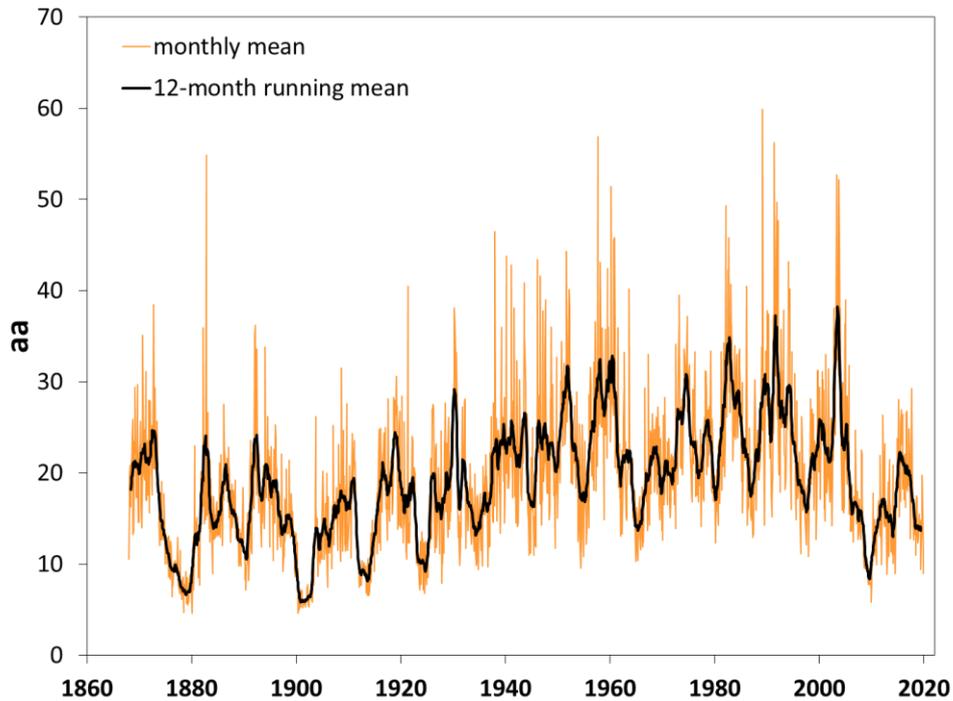


Figura 3.3 Serie mensual del índice aa de actividad geomagnética (línea naranja) obtenido del NCEI y del Servicio de Índices Geomagnéticos (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/AASTAR/ y http://isgi.unistra.fr/data_download.php), y su promedio móvil de 12 meses (línea negra).

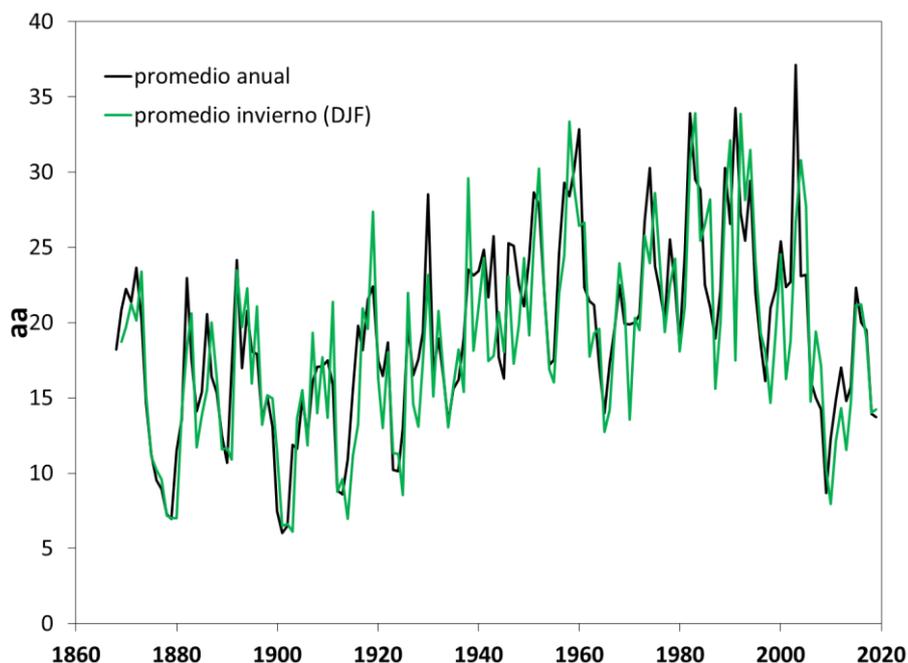


Figura 3.4 Serie promedio anual del índice aa (línea negra) obtenido del NCEI y del Servicio de Índices Geomagnéticos (ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/AASTAR/ y http://isgi.unistra.fr/data_download.php), y serie promedio de la estación de invierno (Diciembre-Enero-Febrero, DJF por December-January-February) (línea verde).

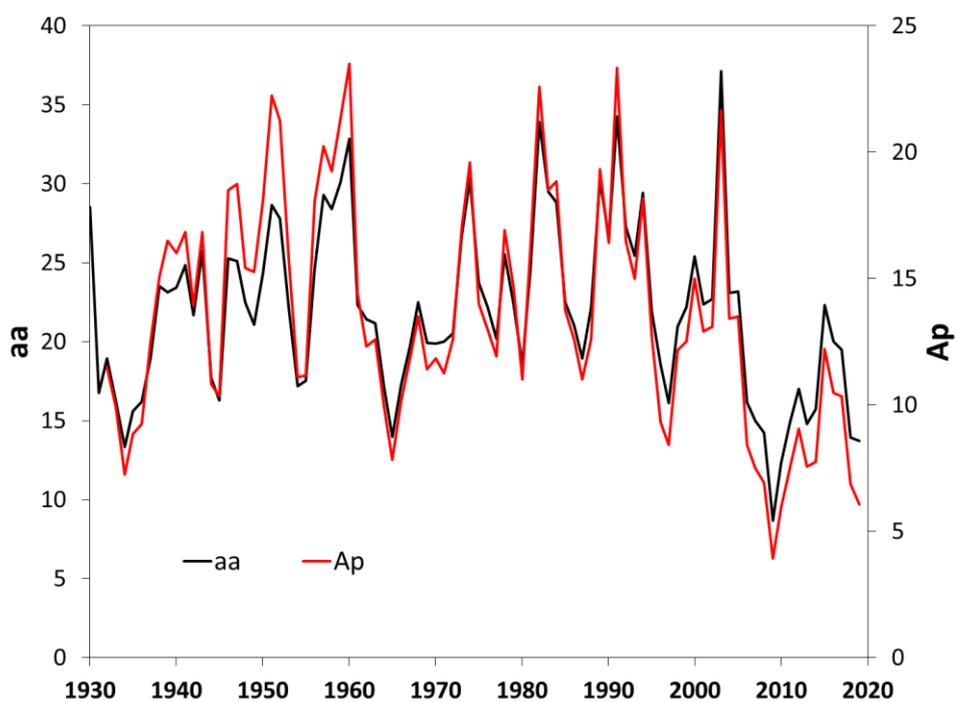


Figura 3.5 Índices aa (línea negra) y Ap (línea roja) promedio anual.

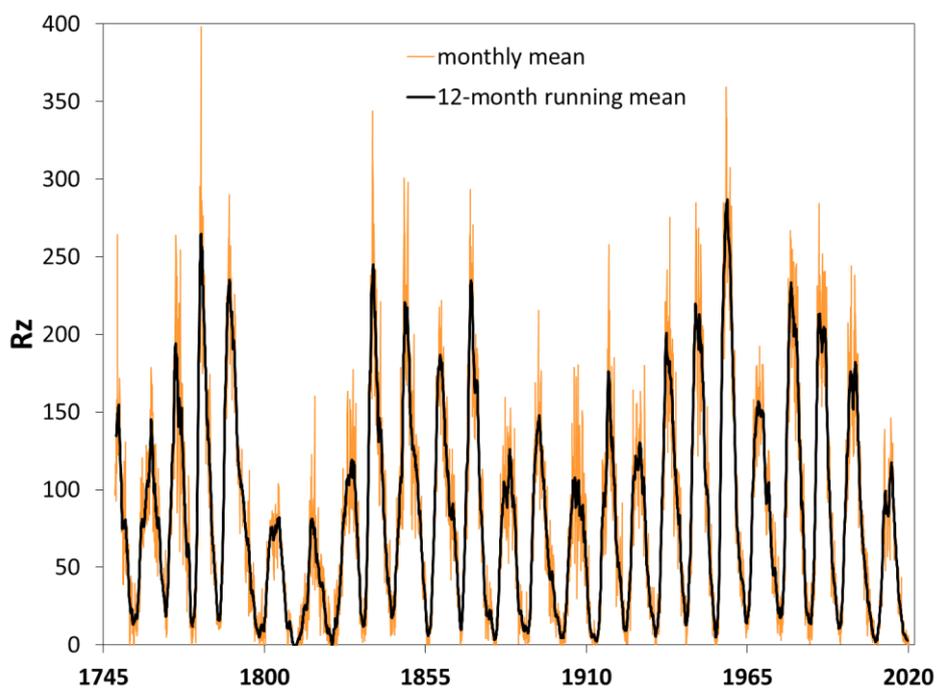


Figura 3.6 Serie mensual del número de manchas solares, Rz, (línea naranja) obtenido de SILSO (<http://www.sidc.be/silso/datafiles>), y su promedio móvil de 12 meses (línea negra).

3.2 Análisis de correlación

Como primer paso para detectar una posible asociación entre la NAO y la actividad geomagnética medida por el índice aa, y siguiendo la metodología del trabajo de Bucha (2014), estimamos coeficientes de correlación r entre ambos parámetros promediados durante los meses de Diciembre-Enero-Febrero-Marzo (DJFM) que correspondería a la estación de invierno del hemisferio norte, junto a otras estaciones del año. Luego se analiza las series mensuales a las que se aplican distintos filtrados.

3.2.1 Análisis individual de series estacionales y mensuales

La Figura 3.7 muestra ambas series, NAO y aa, para el período de disponibilidad de la NAO, 1869-2019, y para el sub-período 1962-1994 durante el cual se observa la máxima correlación señalada por Bucha (2014, 2019). Si este sub-período se incrementa hasta 2011 seguimos observando una buena correlación, aunque menor, al igual que Bucha (2014, 2019), quien obtiene los valores 0.76 y 0.63 respectivamente para cada uno de los períodos mencionados.

La Tabla 3.2 muestra valores de r para distintos sub-períodos, incluyendo los destacados por Bucha (2014, 2019), e incluso incluyendo los meses restantes del año agrupándolos de a cuatro. La diferencia con sus valores se debe al uso de una serie de la NAO ligeramente diferente a la utilizada en esta Tesis.

La significancia de r se estimó con el estadístico t , calculado a partir de la siguiente ecuación

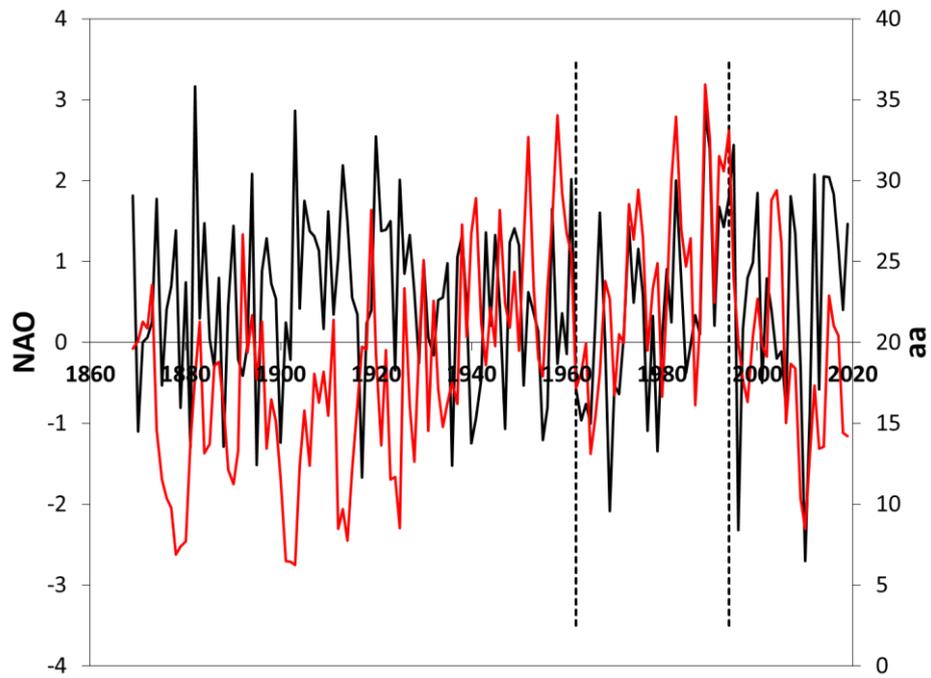
$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.1)$$

donde N es el número de datos u observaciones independientes de la serie para la que se calculó r . Este valor de t se compara con el valor correspondiente a de la distribución t para el nivel de confianza deseado y $N-2$ grados de libertad. A partir de la Ecuación (3.1) se puede obtener el valor límite de r , r_1 , por debajo del cual la correlación sería no significativa al nivel deseado. Este valor está dado por

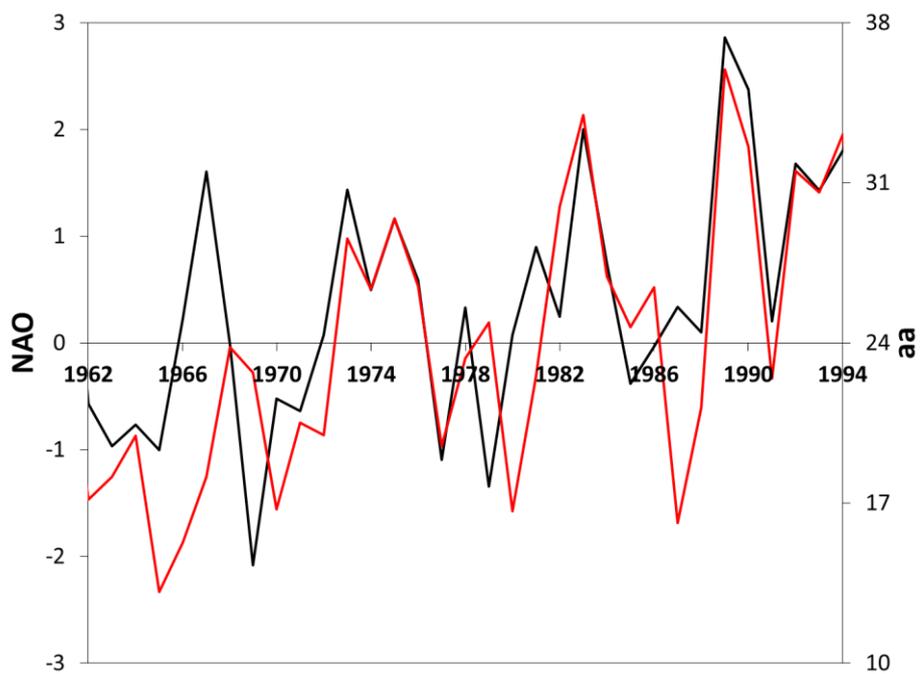
$$r_1 = \pm \frac{t}{\sqrt{(N-2)+t^2}} \quad (3.2)$$

La Tabla 3.2 muestra los valores de r_1 para cada caso (en donde la única variable sería N que varía con la longitud del período considerado) para 99% y 95% de confianza para el test t de dos colas teniendo en cuenta que la correlación podría ser también inversa.

Es evidente, a partir de la Tabla 3.2, que sólo la NAO promediada durante los meses de invierno correlaciona significativamente con el índice aa a partir de la década del 60.



(a)



(b)

Figura 3.7 Promedio de invierno del índice de la NAO (línea negra) obtenido del CRU (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>) correspondiente a los meses de Diciembre-Enero-Febrero-Marzo y del índices aa (línea roja) para el período (a) 1868-2019 y para el sub-período (b) 1962-1994. Las líneas de trazo verticales indican los años 1962 y 1994.

Tabla 3.2 Coeficiente de correlación, r , entre las series anuales de la NAO y el índice aa, correspondientes a promedios de los siguientes meses: Diciembre-Enero-Febrero-Marzo (DJFM), Abril-Mayo-Junio-Julio (AMJJ), y Agosto-Septiembre-Octubre-Noviembre (ASON). Valores de r_1 indican el mínimo valor de r significativo al 95% y 99% nivel de confianza para cada período. Nota: Nivel de confianza (*) 95%, (**) 99%. Líneas sombreadas corresponden a los períodos mencionados por Bucha (2014, 2019).

Período	DJFM	AMJJ	ASON	r_1 (95%)	r_1 (99%)
1868-2019	0.065	0.012	0.081	0.159	0.208
1868-1961	-0.179	0.087	0.043	0.203	0.264
1962-1994	** 0.690	-0.130	0.324	0.344	0.442
1961-2011	** 0.571	0.052	0.226	0.276	0.358
1961-2019	** 0.439	-0.030	0.247	0.256	0.333
1970-2011	** 0.603	0.146	0.240	0.304	0.393
1970-2019	** 0.444	0.010	0.258	0.279	0.361

Siguiendo también con el análisis de Bucha (2014), re-estimamos los valores de r filtrando previamente la tendencia en la NAO y en aa, y prácticamente se mantienen los valores de r como en su caso.

Como aa presenta una tendencia positiva en el período de análisis, se podría pensar que al inicio del período la actividad geomagnético es menor en promedio que hacia las últimas décadas. Como lo indica Bucha (2014), esto podría ser un argumento para la falta de correlación cuando se analiza el período previo a ~1960.

Para completar el análisis de correlación entre la NAO y aa, se estimó r mes a mes. La Tabla 3.3 es equivalente a la Tabla 3.2 pero para las series de cada mes del año por separado.

Es notable que ninguna de las correlaciones de los meses por separado que se promedian en DJFM alcanzan un valor de r igual al que corresponde a las series promediadas; y también que para el mes de Marzo y Octubre las correlaciones son casi todas negativas. Estos meses corresponden a las épocas de equinoccios que es cuando la actividad geomagnética es máxima en el año. Precisamente los índices geomagnéticos presentan una periodicidad semianual con máximo en los equinoccios. Esto contradice, en principio, el argumento de que a mayor valor del índice aa es más importante la asociación directa entre la NAO y aa. Esto se indaga con más detalle en la Sección 3.3 analizando el efecto las tormentas individuales sobre la NAO a partir de datos diarios.

Tabla 3.3 Coeficiente de correlación, r , entre las series anuales de la NAO y el índice aa, correspondientes a cada mes (1: Enero, 2: Febrero, ..., 12: Diciembre). Nota: Nivel de confianza (*) 95%, (**) 99%. Líneas sombreadas corresponden a los períodos mencionados por Bucha (2014, 2019).

Período	1	2	3	4	5	6
1868-2019	0.033	0.055	0.004	-0.101	-0.012	0.134
1868-1961	-0.106	0.000	-0.156	0.053	-0.019	0.095
1962-1994	*0.427	0.224	0.201	-0.339	-0.132	0.060
1961-2011	**0.378	0.202	0.194	*-0.318	0.017	0.174
1961-2019	*0.308	0.176	0.178	*-0.320	-0.065	0.229
1970-2011	**0.413	0.177	0.276	-0.276	0.098	0.224
1970-2019	*0.326	0.156	0.239	*-0.297	-0.022	0.275

Período	7	8	9	10	11	12
1868-2019	0.036	0.024	0.068	-0.001	0.151	0.015
1868-1961	0.114	-0.058	0.022	0.069	0.176	-0.115
1962-1994	-0.008	*0.427	0.129	-0.129	0.049	0.255
1961-2011	0.012	*0.305	0.163	-0.129	0.113	0.282
1961-2019	-0.045	*0.273	0.184	-0.097	0.159	0.205
1970-2011	0.040	0.303	0.155	-0.141	0.090	0.311
1970-2019	-0.039	0.264	0.174	-0.108	0.158	0.224

3.2.2 Análisis de series mensuales

Ahora se considera la serie mensual completa a la que se le filtró la variación estacional (o intra-anual) aplicándole un promedio móvil de 12 meses. Se observa en la Figura 3.8 una variación común a partir de ~1960-1970 de escala de tiempo mayor a ~5 años. Para ver esto más claramente, se filtraron sucesivamente las periodicidades interanuales de 3 y 5 años. Las Figuras 3.9 y 3.10 muestran estos casos donde la NAO y aa parecen variar prácticamente en fase a partir de ~1960-1970. La Tabla 3.4 presenta las correlaciones para los períodos de las Tablas anteriores, donde para el test de significancia se tuvo en cuenta que los datos de cada serie ya no son independientes. Esto se considera dividiendo el número N de datos en la longitud del filtro que se aplicó previamente a las series, es decir 12, 36 y 60 meses respectivamente, con lo que se eleva notablemente los valores de r_1 . De manera que a pesar de aumentar los valores de r , estos no necesariamente son significativamente distintos de $r=0$ ya que no superan el valor ya alto de r_1 .

Tabla 3.4 Coeficiente de correlación, r , entre las serie promedio mensual de la NAO y el índice aa, filtradas con promedios móviles de 12 meses, 36 meses (3 años), 60 meses (5 años) y 132 meses (11 años). Valores de r_1 indican el mínimo valor de r significativo al 95% y 99% nivel de confianza para cada período. Nota: Nivel de confianza (*) 95%, (**) 99%. Líneas sombreadas corresponden a los períodos mencionados por Bucha (2014, 2019).

Período	12	r_1 (95%)	r_1 (99%)	36	r_1 (95%)	r_1 (99%)
1868-2019	0.069	0.159	0.208	0.107	0.275	0.356
1868-1961	-0.031	0.203	0.264	-0.029	0.349	0.449
1962-1994	**0.505	0.344	0.442	**0.766	0.588	0.723
1961-2011	**0.508	0.276	0.358	**0.751	0.474	0.597
1961-2019	**0.342	0.256	0.333	**0.517	0.440	0.558
1970-2011	**0.581	0.304	0.393	**0.801	0.522	0.651
1970-2019	**0.373	0.279	0.361	*0.527	0.478	0.601

Período	60	r_1 (95%)	r_1 (99%)	132	r_1 (95%)	r_1 (99%)
1868-2019	0.099	0.354	0.454	-0.100	0.521	0.650
1868-1961	-0.016	0.449	0.568	-0.173	0.655	0.788
1962-1994	*0.785	0.742	0.866	0.885	0.994	1.000
1961-2011	**0.813	0.602	0.735	0.816	0.861	0.952
1961-2019	*0.566	0.565	0.698	0.706	0.802	0.912
1970-2011	**0.860	0.661	0.794	0.840	0.934	0.986
1970-2019	0.568	0.614	0.749	0.707	0.864	0.953

La Figura 3.10 sugiere una tendencia de largo plazo en la NAO a partir de ~1930, con una ciclicidad de ~30 años, que acompaña el mismo comportamiento en aa. Pero la correlación entre ambas series, aunque es alta en valor (supera 0.8, ver Tabla 3.4), deja de ser significativa dada la longitud de la serie. Se necesitarían muchos más años de datos para poder justificar, al menos estadísticamente, la existencia de una asociación en esta escala de tiempo.

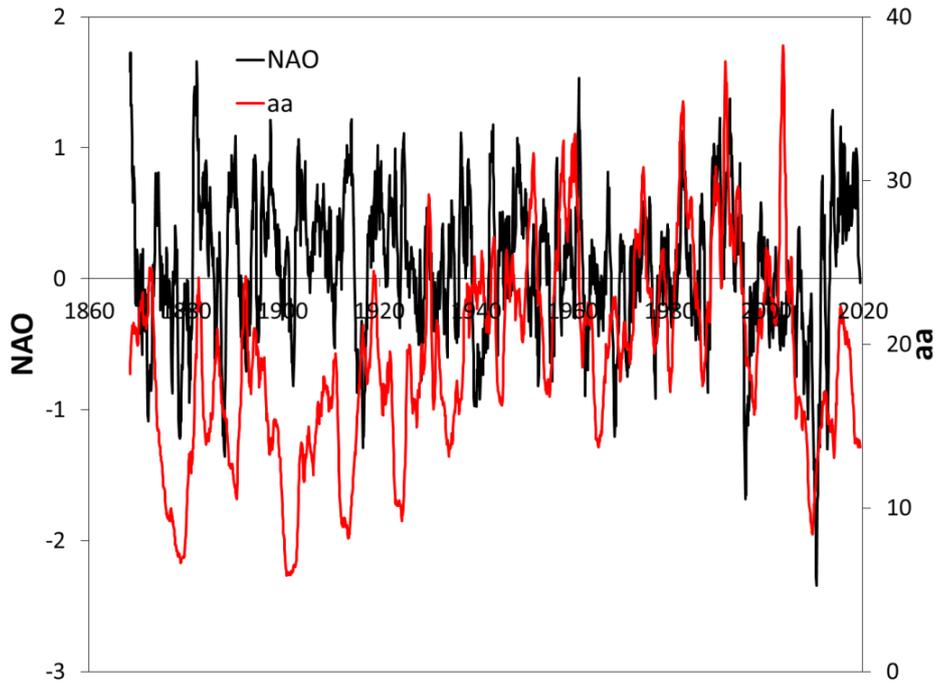


Figura 3.8 Promedio mensual de la NAO (línea negra) y del índice aa (línea roja) filtrados con un promedio móvil de 12 meses (1 año) para el período completo de datos: 1868-2019.

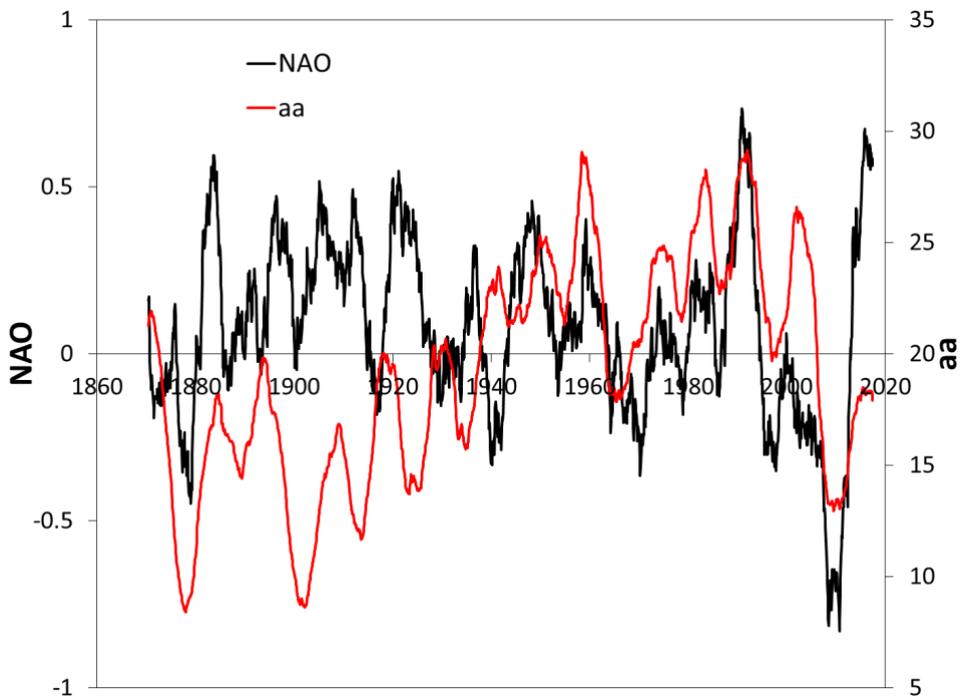


Figura 3.9 Promedio mensual de la NAO (línea negra) y del índice aa (línea roja) filtrados con un promedio móvil de 60 meses (5 años) para el período completo de datos: 1868-2019.

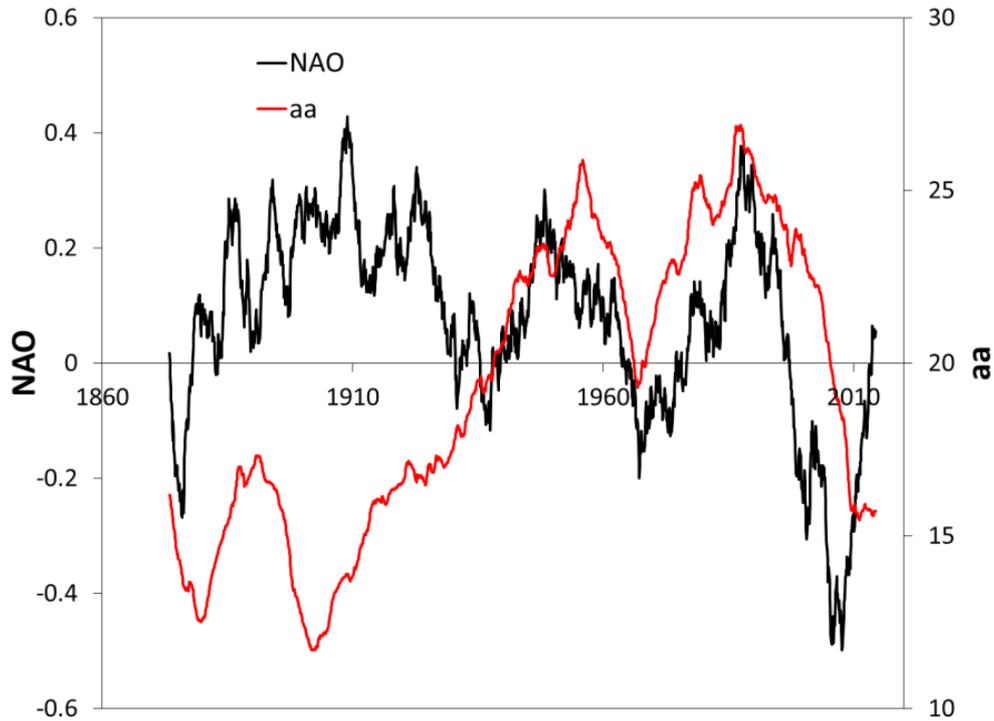
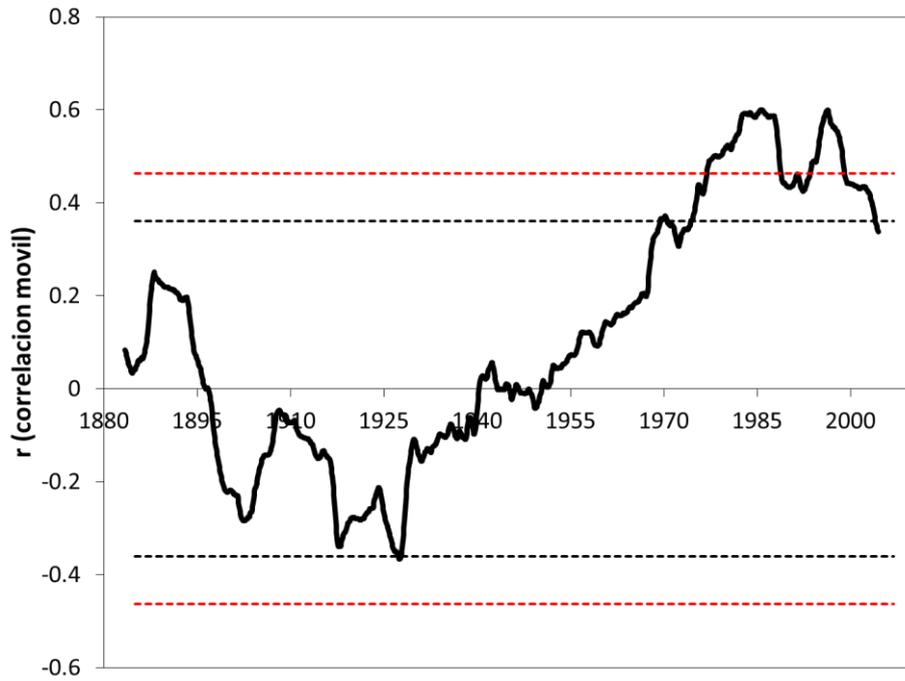


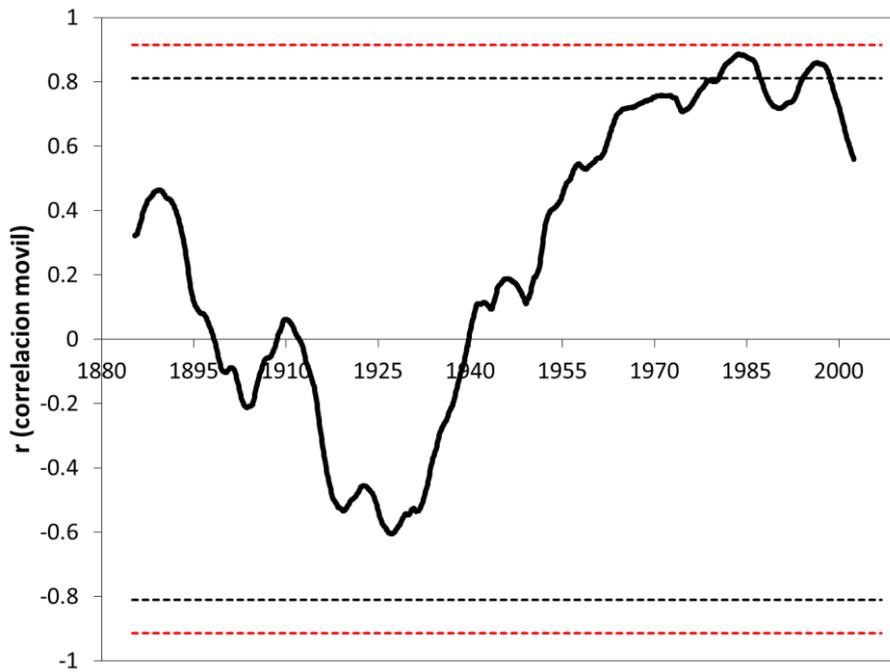
Figura 3.10 Promedio mensual de la NAO (línea negra) y del índice aa (línea roja) filtrados con un promedio móvil de 132 meses (11 años) para el período completo de datos: 1868-2019.

3.2.3 Correlación móvil

Suponiendo que existe una asociación entre la NAO y aa que no es estacionaria en el tiempo, como se desprendería de las Tablas 3.2 a 3.4, y también de las Figuras 3.7 a 3.10, se estimó la correlación móvil con una ventana de 30 años, de la serie mensual filtrada con 12 meses y también con 5 años. La Figura 3.11 muestra los valores de r , donde el año asignado corresponde al año medio del período. Es decir, por ejemplo, el valor de $r=0.60$ en la Figura 3.11(a) que corresponde a 1983, significa que es la correlación entre las series de la NAO y aa mensuales filtradas con un promedio móvil de 12 meses, para el período de 30 años centrado en 1983: 1968-1997. Se indica en la Figura los niveles de confianza al 95% y 99%. El primer valor de r significativo aparece en ~ 1977 es decir que hay asociación significativa estadísticamente a partir de ~ 1965 en adelante. Hacia el final de la series, esta correlación se vuelve nuevamente no significativa.



(a)



(b)

Figura 3.11 Correlación móvil, r , con ventana de 30 años, de la serie mensual filtrada con (a) 12 meses y (b) 60 meses (5 años). El año al que corresponde cada r es el año central del período de 30 años. Niveles de confianza al 95% (línea de trazos negra) y 99% (línea de trazos roja).

3.3 Análisis de superposición de datos diarios

Las tormentas geomagnéticas son eventos cuya escala de tiempo es de horas a días. Teniendo esto en cuenta se decidió analizar la NAO en escala diaria. Se seleccionaron 6 días del período 1950-2020 en los que la actividad geomagnética fue de las más intensas: 11 de Febrero 1958, 15 de Julio 1959, 13 de Noviembre 1960, 8 de Febrero 1986, 13 de Marzo 1989, y 29 de Octubre 2003. La Figura 3.12 muestra la NAO y aa para esos días, o eventos, junto con 15 días antes y 15 días después de cada evento.

En 4 de los 6 casos se observa que la NAO disminuye en el día que aa es máximo ($t=0$) o en pocos días posteriores (ver Figuras 3.12 (b), (d), (e) y (f)), contrario al aumento que se esperaría de acuerdo a lo que sugieren los resultados obtenidos hasta ahora. En 5 de los 6 casos (ver Figuras 3.12 (a), (b), (d), (e) y (f)) se observa que la NAO aumenta en los días posteriores a $t=0$, lo que si estaría de acuerdo con lo sugerido por el análisis previo de más largo plazo.

Para profundizar este análisis se aplicó el método de superposición. Este método de análisis, también llamado de composición o SEA (Superposed Epoch Analysis), es un método de análisis estadístico simple pero poderoso para la detección de ciertos efectos debido a algún forzante, en el análisis de series de tiempo (Singh & Badruddin, 2006). Consiste en ordenar, o clasificar los datos de acuerdo a categorías y comparar los promedios para cada categoría considerada. La clave está en el diseño de este ordenamiento, o categorías, de manera que, si se tiene una cantidad suficiente de eventos similares para superponer, al promediar los datos el efecto del forzante que uno quiere detectar permanece (ya que hay una especie de interferencia constructiva), y todo lo que no se debe a este forzante se cancela en promedio (interferencia destructiva). Es decir que la parte crucial de esta técnica es definir adecuadamente lo que se quiere detectar.

En este caso se quiere estimar el efecto de las tormentas geomagnéticas sobre la NAO en escala diaria. Para esto llamamos, como se hizo en el análisis de tormentas individuales, $t=0$ al momento de la tormenta que corresponderá al día en que el índice aa es máximo y es cuando se esperaría ver algún efecto apreciable en la NAO. Para días alrededor de este evento se esperaría que este efecto se desvanezca. Se elige para este período, nuevamente igual que en el análisis de tormentas individuales, 15 días antes y 15 días después de cada tormenta.

Además se clasificaron las tormentas de acuerdo a su intensidad. A pesar que estas se clasifican en general de acuerdo al índice Dst (Gonzalez et al., 1994; Loewe & Prolss, 1997), dado que este comenzó a medirse recién en 1957, en este trabajo se continuó utilizando el índice aa, clasificando las tormentas de la siguiente manera:

$40 < aa \leq 90$: tormentas débiles

$90 < aa \leq 150$: tormentas moderadas

$150 < aa \leq 250$: tormentas intensas

$aa > 250$: tormentas muy intensas, o severas

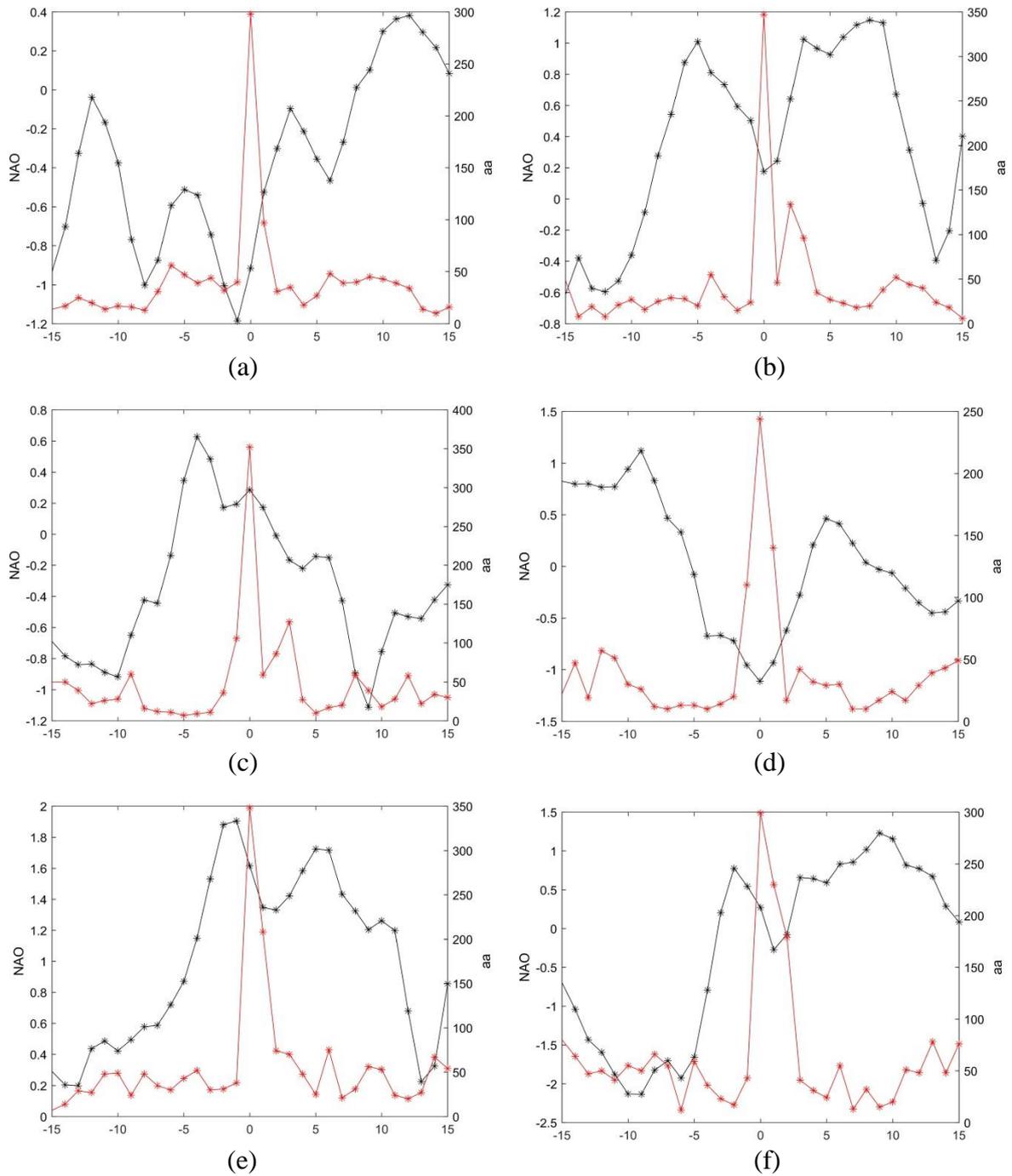


Figura 3.12 NAO (negro) y aa (rojo) diarios con $t=0$ correspondiente a los días (a) 11 de Febrero 1958, (b) 15 de Julio 1959, (c) 13 de Noviembre 1960, (d) 8 de Febrero 1986, (e) 13 de Marzo 1989, y (f) 29 de Octubre 2003. Los 30 días adicionales corresponden a 15 días antes ($t=-15$) y 15 días después (15) alrededor de cada evento ($t=0$).

La serie de datos diarios de la NAO comienza el 1 de Enero de 1950 de manera que este análisis se aplicó al período Enero 1950 – Agosto 2020. La Tabla 3.5 muestra la cantidad de tormentas de acuerdo a la clasificación mencionada considerando el período completo y también considerando solo los meses de invierno Diciembre-Enero-Febrero-Marzo.

Tabla 3.5 Cantidad de tormentas por categoría para el período Enero 1950 – Agosto 2020 considerando todos los meses del año (Período Completo) y considerando solamente los meses de invierno Diciembre-Enero-Febrero-Marzo (Invierno).

Tormentas	Período completo	Invierno
Débiles: $40 < aa \leq 90$	2888	986
Moderadas: $90 < aa \leq 150$	179	43
Intensas: $150 < aa \leq 250$	39	8
Severas: $aa > 250$	7	2

La Figura 3.12 presenta el análisis de superposición para cada intensidad de tormenta utilizando la serie completa de datos y la Figura 3.13 lo mismo pero considerando solo los meses de invierno que es la estación del año en la cual la NAO se intensifica haciéndose notar en el clima de las regiones más afectadas. Para tormentas débiles en ambos casos se observa un incremento de la fase positiva de la NAO casi coincidente con el día de la tormenta y un comportamiento en fase con el índice aa. Para tormentas moderadas, sobre una tendencia creciente de la fase positiva que se inicia antes del momento justo de la tormenta, hay primero una disminución parcial del valor de la fase positiva seguido de un incremento los días posteriores a la tormenta. En el caso de tormentas intensas la NAO cambia pasa casi abruptamente a fase negativa el momento de la tormenta. Finalmente, en el caso de tormentas severas es muy similar al de tormentas moderadas, solo que aquí se observa que los valores promedios comienzan desde la fase negativa.

En conjunto esto estaría de acuerdo con la observación en el largo plazo de un incremento promedio general en la fase positiva de la NAO con la actividad geomagnética excepto en el caso de tormentas intensas pero que son el 1% del total de casos analizados (39 de un total de 3113 tormentas en el caso del período completo y 8 de 1039 en el caso del invierno). Para tormentas moderadas y severas, si bien en el día de la tormenta y en uno o dos días posteriores se observe una disminución, este comportamiento está superpuesto a una tendencia creciente de mayor magnitud.

Este análisis en escala diaria indicaría la presencia de un efecto casi inmediato, o con un lag de unos pocos días, que en promedio resulta en lo que se observa en las Figuras 3.9 y 3.10 a partir de ~1960 o antes incluso.

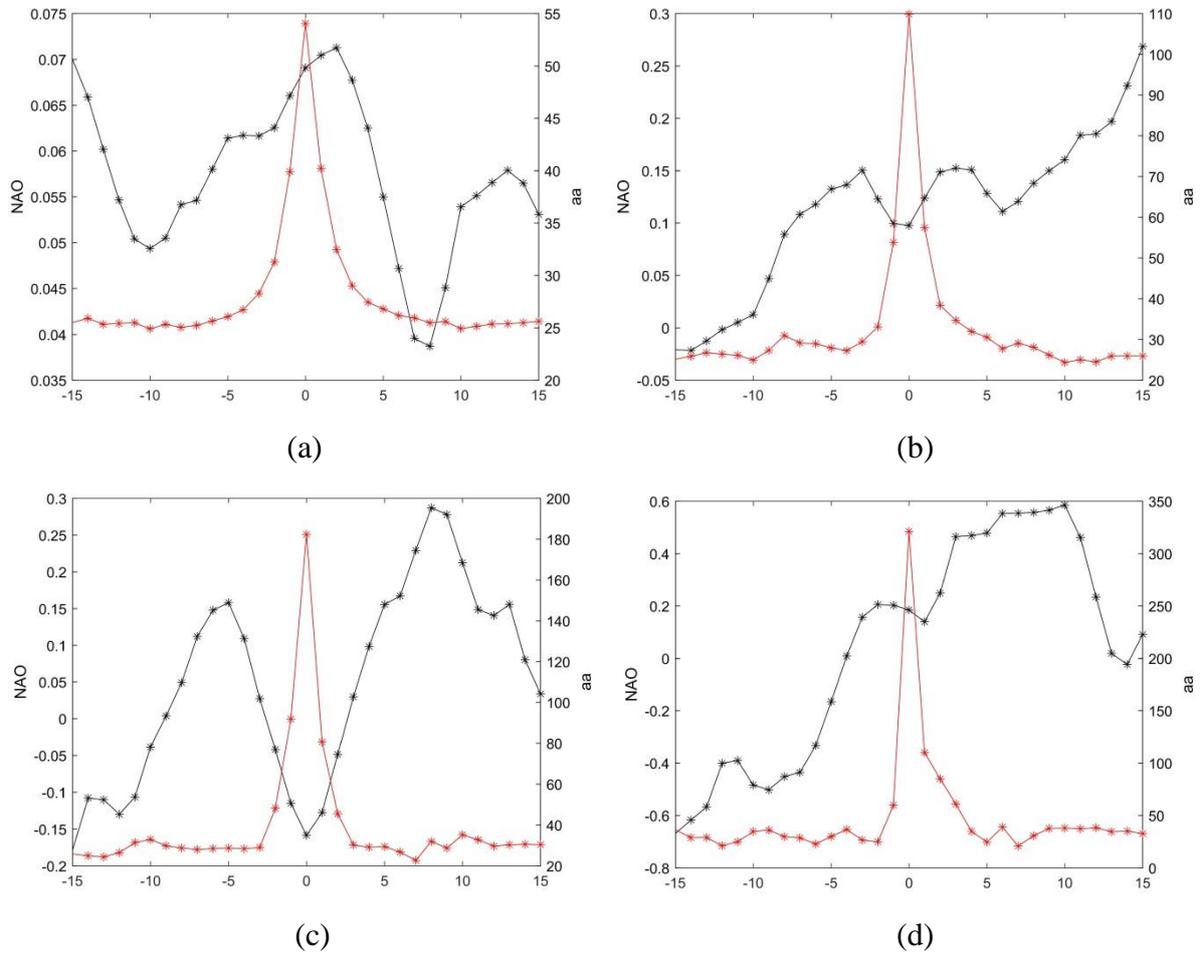


Figura 3.12 Análisis de superposición de la serie diaria de la NAO (negro) para tormentas (a) débiles, (b) moderadas, (c) intensas y (d) severas, según el índice aa (rojo) utilizando el período completo Enero 1950-Agosto 2020. El número de datos promediados en cada caso se lista en la Tabla 3.5.

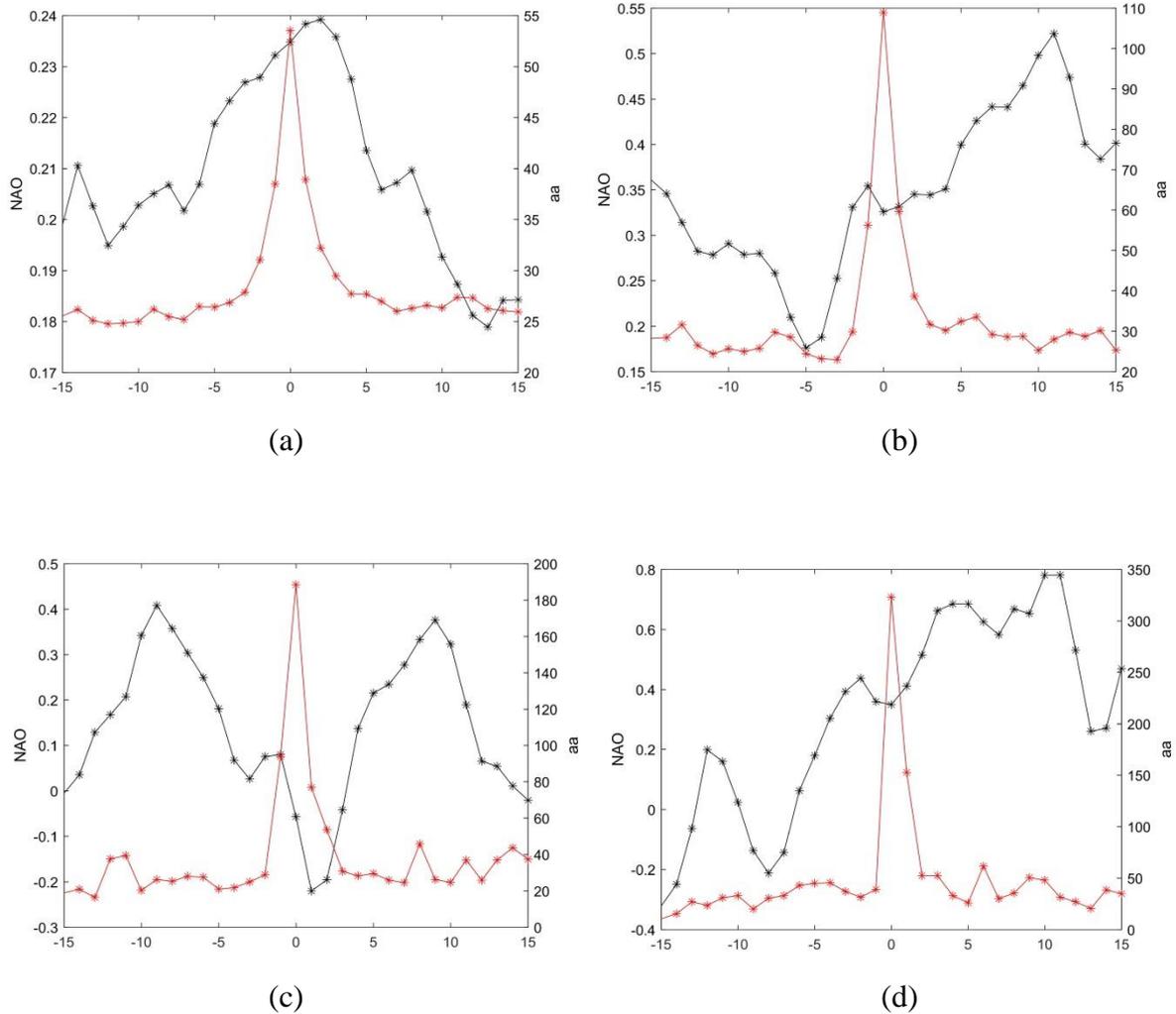
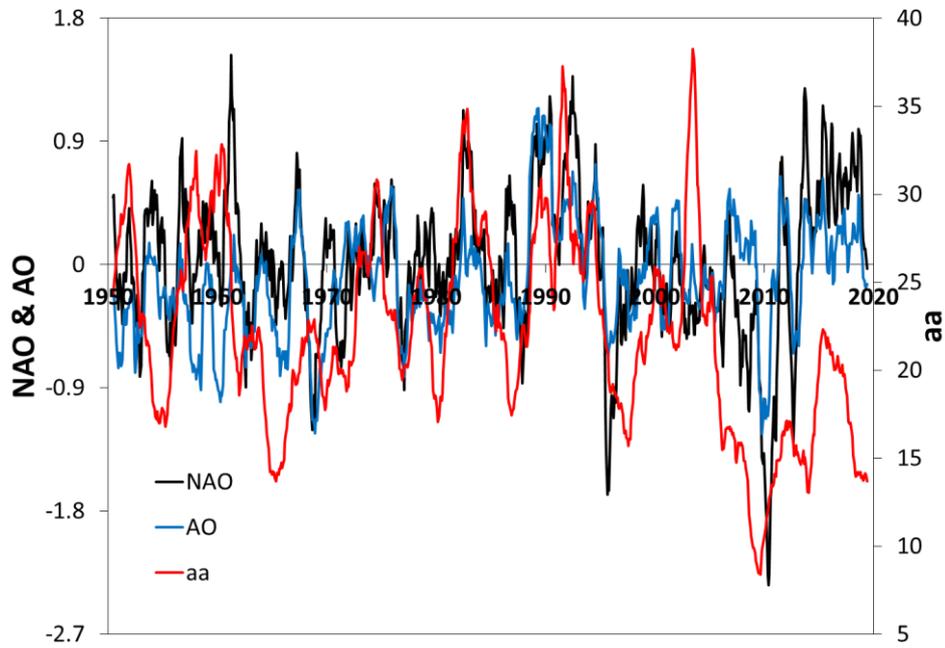


Figura 3.13 Análisis de superposición de la serie diaria de la NAO (negro) para tormentas (a) débiles, (b) moderadas, (c) intensas y (d) severas, según el índice aa (rojo) utilizando el los meses de invierno del hemisferio norte (Diciembre, Enero, Febrero y Marzo) del período Enero 1950-Agosto 2020. El número de datos promediados en cada caso se lista en la Tabla 3.5.

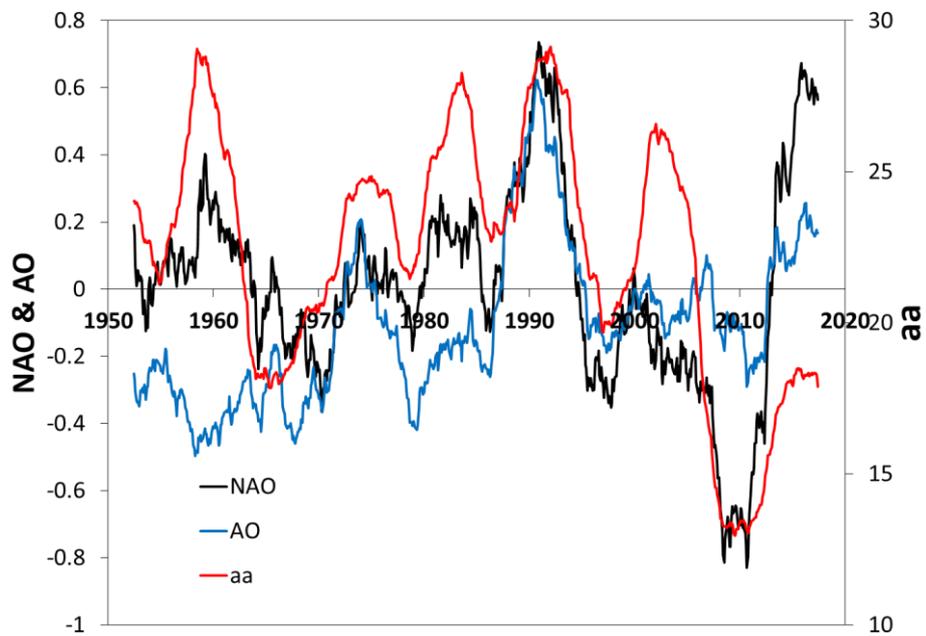
3.4 Relación con el índice AO

Cómo se mencionó en la sección 1.10.4 el índice AO (o NAM) está íntimamente relacionado con la NAO, de manera que sería esperable que presente una asociación con el índice aa parecida a la que presenta la NAO. Esto se observa en las Figura 3.14, donde se superpone a las series mensuales de la NAO, del aa, y del AO, determinado a 1000 hPa, en el período 1950-2019, que es el período de disponibilidad de este último índice. Si bien se observa variabilidad común entre la NAO y la AO, el comportamiento de estas series no es idéntico, sobre todo en relación con el índice aa.

Como se mencionó en la Sección 1.10.4, la NAM ha sido calculada también para otras alturas geopotenciales (Badwin & Dunkerton, 2001; Baldwin & Thompson, 2009) incluyendo la estratosfera. Sin embargo se postpondrá su análisis al Capítulo 4.



(a)



(b)

Figura 3.14 Series promedio mensual de los índices de la NAO, AO y aa filtrados con (a) promedio móvil de 12 meses y (b) promedio móvil de 60 meses (5 años).

CAPÍTULO 4

Argumentación de los resultados obtenidos y conclusiones

Una conexión física posible entre la actividad geomagnética y la NAO es a través de un acoplamiento de procesos iniciados por la actividad geomagnética en capas superiores de la atmósfera. En este capítulo se describe y analiza esta posibilidad que argumentaría los resultados estadísticos obtenidos en esta Tesis, se presentan las conclusiones generales y las líneas futuras de investigación que quedan abiertas a partir de los resultados aquí obtenidos.

4.1 Asociación física entre la NAO y la actividad geomagnética

El índice de la NAO presenta un aumento general sostenido desde ~1960, y en especial en el sub-período ~1960-2000. Este comportamiento se observa también a alturas superiores (Baldwin & Dunkerton, 2001), como se muestra en la Figura 5.1 donde se grafica el índice de la NAM para las alturas 1000 hPa (nivel del mar), 200 hPa (~10km), 50 hPa (~20 km) y 10 hPa (~30 km). Los datos de este índice en escala diaria, con los que se realizó la Figura 5.1, para diversas alturas entre el nivel del mar y los 10 hPa están disponibles en https://people.nwra.com/resumes/baldwin/nam_index_1958-2006.txt, entre los años 1958 y 2006.

Precisamente en este período se detecta una correlación positiva significativa entre la NAO y el aa, como lo hacen también Thejll et al. (2003) y Li et al. (2011), por ejemplo. Mientras que en el período previo a ~1960 la correlación es negativa, aunque no significativa. Esto también es señalado por Li et al. (2011) quienes indican que la asociación entre la NAO y la actividad geomagnética sería no-estacionaria.

Seppälä et al. (2013) indican que la actividad geomagnética tiene un gran potencial para afectar la atmósfera media, pero que aún no es claro el mecanismo por el cual este efecto se comunicaría a la troposfera. Lu et al. (2008) por su lado mostraron que la actividad geomagnética induciría una variabilidad significativa en la circulación de la estratosfera que se extendería hasta la troposfera e intensificaría el vórtice polar, confirmando la hipótesis a cerca del rol de la dinámica acoplando la actividad geomagnética y la estratosfera. Señalan también que dada el corto tiempo de respuesta, es poco probable que los efectos químicos tengan una influencia dominante sobre el vórtice polar.

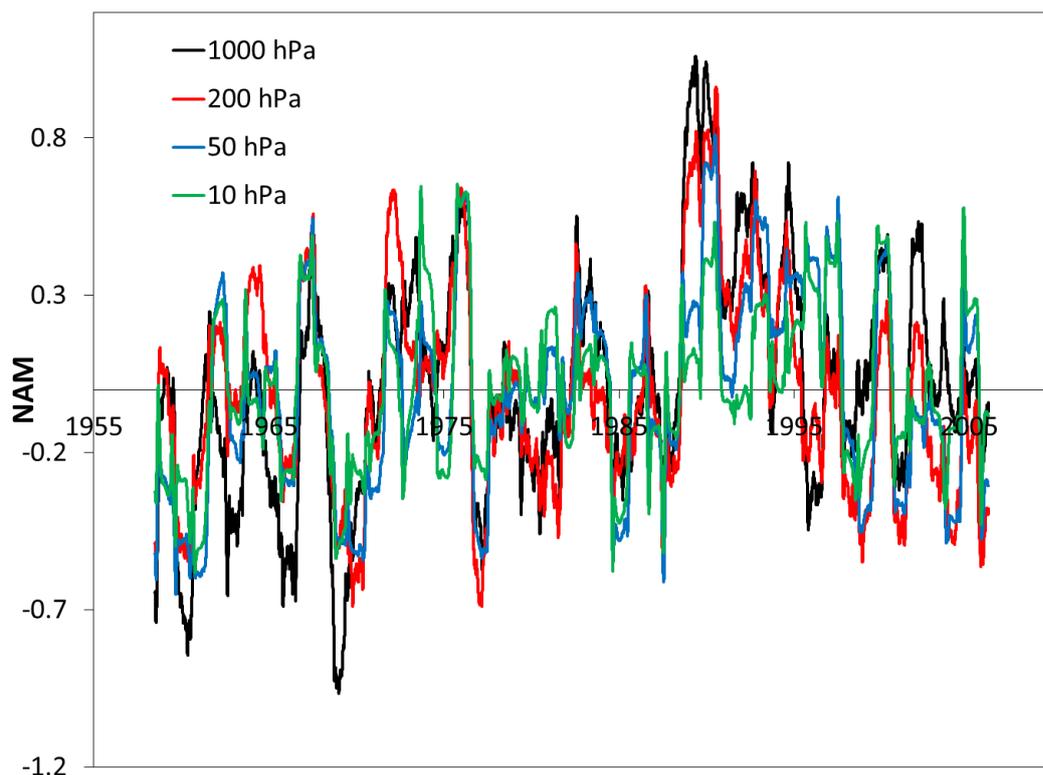


Figura 4.1 Promedio móvil de 365 días del índice diario de la NAM para las alturas 1000 hPa (nivel del mar) (negro), 200 hPa (~10km) (rojo), 50 hPa (~20 km) (azul) y 10 hPa (~30 km) (verde). (Datos disponibles en https://people.nwra.com/resumes/baldwin/nam_index_1958-2006.txt, entre los años 1958 y 2006)

Bucha (2019), para explicar la asociación entre las tormentas geomagnéticas y la NAO analizó el efecto de éstas sobre el vórtice polar estratosférico, y encontró que este efecto depende de la ubicación del centro de este vórtice y de su intensidad. Cuando es intenso y está centrado en el polo, las tormentas geomagnéticas aceleran su penetración hacia alturas menores, profundizando las presiones de los centros que determinan la NAO de manera que se intensifica la fase positiva, como se deduce de la correlación positiva encontrada.

Considerando entonces que la cadena de efectos sería: actividad geomagnética – vórtice polar – NAO, a continuación se profundiza este aspecto de la asociación.

4.2 Vórtice polar estratosférico

El vórtice polar estratosférico es la región contenida por una corriente de aire zonal intensa que circula de oeste a este durante el invierno, denominada jet, o también jet polar nocturno ya que durante esta estación del año en latitudes altas es casi permanentemente de noche. El vórtice polar se extiende desde la tropopausa hasta la estratosfera por encima de los 50 km. Esta región está asociada a bajas temperaturas y bajos valores de concentración de ozono y se

desarrolla a medida que comienza a bajar la temperatura cuando comienza el invierno. Durante la primavera la temperatura de la estratosfera en estas latitudes comienza a ascender y causa la “ruptura” o desaparición de este vórtice y del jet. El rompimiento del jet también puede ocurrir por ondas planetarias de la troposfera, como las ondas de Rossby, que penetran la tropopausa y debilitan este jet polar rompiendo así el vórtice polar, y ocasionando lo que se denomina “calentamiento estratosférico repentino” (“sudden stratospheric warming”). El intenso jet aísla al vórtice polar impidiendo la entrada de aire proveniente de latitudes menores y más cálido, intensificando así el enfriamiento del aire en su interior. El rompimiento del vórtice del hemisferio norte ocurre entre fines de Marzo y principios de Abril. La Figura 4.2 (de manera similar a la Figura 1.12) muestra un esquema de este patrón de circulación incluyendo ahora el vórtice polar.

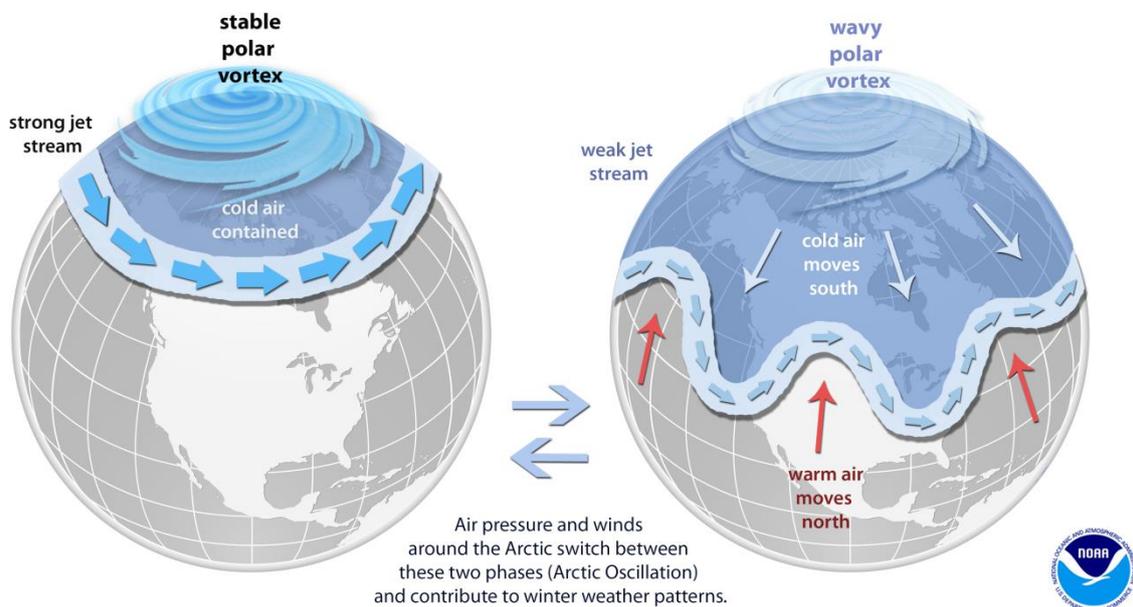


Figura 4.2 Esquema del patrón de circulación del jet polar en el hemisferio norte que aísla al vórtice polar estratosférico. A la izquierda se observa un jet intenso, con un vórtice polar más frío y aislado. A la derecha el jet está debilitado, se vuelve menos zonal y se expande hacia latitudes menores. (Fuente: NOAA, <https://www.noaa.gov/multimedia/infographic/science-behind-polar-vortex-you-might-want-to-put-on-sweater>)

El área de este vórtice varía año a año como se ve en la Figura 4.3 que muestra datos obtenidos del Centro de Predicción Climática de la NOAA (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/polar/polar.shtml#plot7>). Es claro que el vórtice se desarrolla en los meses de invierno y que presenta variabilidad interanual.

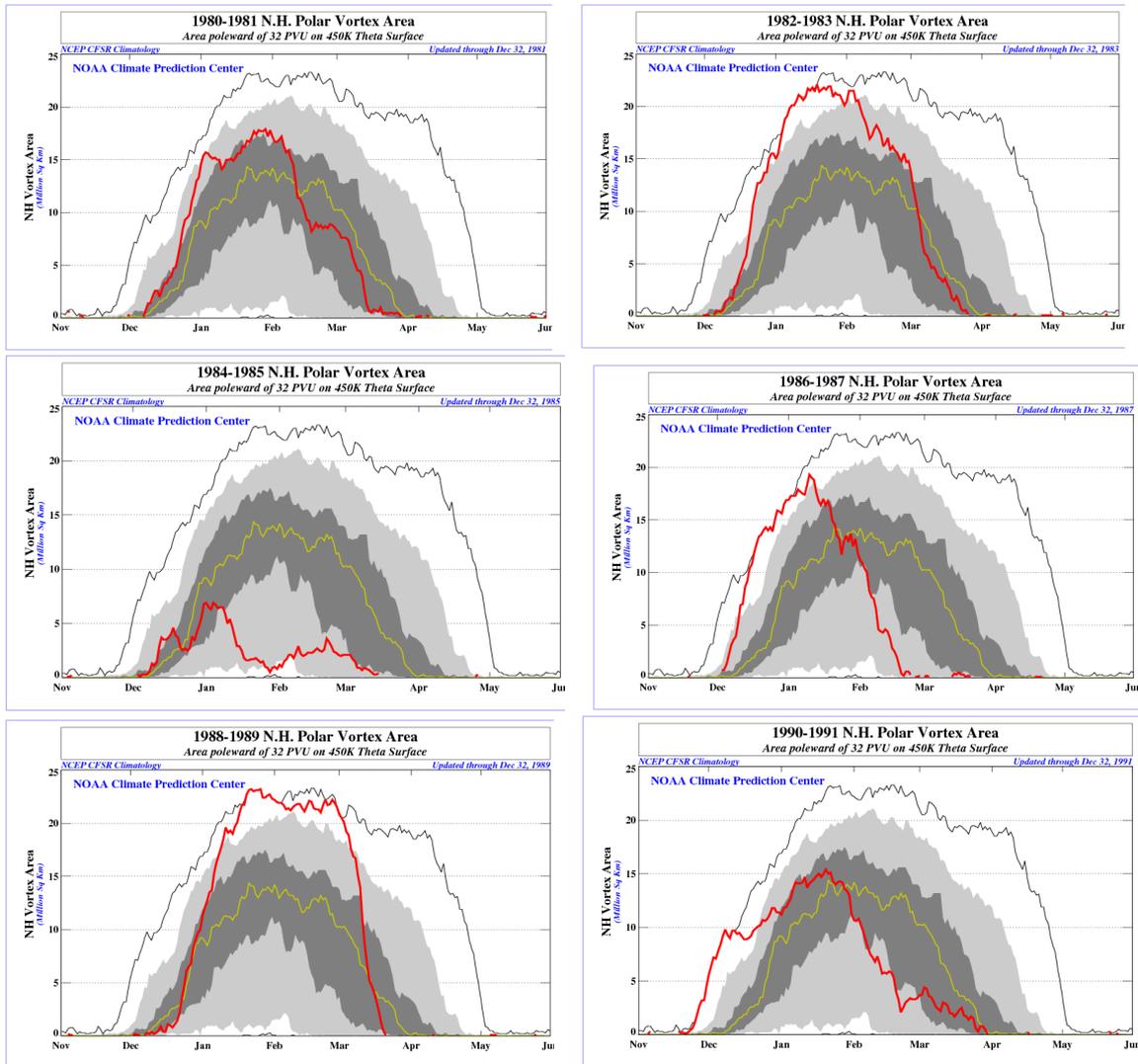


Figura 4.3 Área del vórtice polar estratosférico del hemisferio norte para distintos años (línea roja) en 10^6 km^2 . Se indica el área promedio (línea amarilla), los valores entre el séptimo y tercer decil (zona gris oscuro), entre el noveno y primer decil (zona gris claro), y el máximo y mínimo (línea negra superior e inferior) respecto del período 1979-2019. (Fuente: Centro de Predicción Climática de la NOAA, <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/polar/polar.shtml#plot7>)

Una intensificación del vórtice polar implica valores altos de la fase positiva de la NAM a alturas estratosféricas, es decir a partir de los 10 km (200 hPa). Para investigar la conexión de la actividad geomagnética con la NAO a través de su influencia en la circulación de la estratosfera polar y en particular del vórtice polar, analizamos más en detalle la NAM para distintos niveles hasta la altura de 30 km (10 hPa), considerando a la NAM a estas alturas como indicadora de la intensidad del vórtice polar estratosférico

4.3 Conexión entre la NAO y la NAM a alturas estratosféricas

Para analizar esta posible asociación utilizamos los valores diarios de la NAM con los que se construyó la Figura 4.1. Se estimó el valor promedio de invierno DJFM y se calculó la correlación en los distintos niveles con la NAO y con el índice aa. Estos valores se muestran en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Coeficiente de correlación, r , entre las series anuales de la NAM y el índice aa, $r(\text{NAM}, \text{aa})$, y entre la NAM y la NAO, $r(\text{NAM}, \text{NAO})$, correspondientes a promedios de los meses de invierno: Diciembre-Enero-Febrero-Marzo (DJFM). Nota: Nivel de confianza (*) 95%, (**) 99%. Las 2da y 5ta columnas corresponden al período completo de datos de la NAM, y la 3era, 4ta, 6ta y 7ma a los períodos mencionados por Bucha (2014, 2019).

Altura geopotencial	r(NAM, aa)			r(NAM, NAO)		
	1958-2006	1962-1994	1961-2006	1958-2006	1962-1994	1961-2006
1000 hPa (0 km)	**0.599	**0.738	**0.637	**0.874	**0.877	**0.869
700 hPa (~3 km)	**0.559	**0.649	**0.581	**0.788	**0.794	**0.784
500 hPa (~5 km)	**0.536	**0.613	**0.551	**0.743	**0.756	**0.740
400 hPa (~7 km)	**0.507	**0.576	**0.518	**0.698	**0.715	**0.696
300 hPa (~9 km)	**0.495	**0.564	**0.508	**0.689	**0.709	**0.686
250 hPa (~10 km)	**0.505	**0.584	**0.524	**0.722	**0.746	**0.715
200 hPa (~12 km)	**0.499	**0.598	**0.527	**0.738	**0.779	**0.729
150 hPa (~14 km)	**0.452	**0.570	**0.484	**0.695	**0.764	**0.685
100 hPa (~16 km)	**0.377	**0.498	**0.408	**0.612	**0.707	**0.599
70 hPa (~18 km)	*0.335	**0.459	**0.364	**0.567	**0.675	**0.553
50 hPa (~20 km)	*0.302	**0.424	*0.330	**0.531	**0.645	**0.516
30 hPa (~24 km)	0.252	*0.363	*0.277	**0.476	**0.595	**0.461
20 hPa (26 km)	0.214	*0.310	0.237	**0.434	**0.553	**0.420
10 hPa (~30 km)	0.146	0.213	0.165	**0.373	**0.488	**0.365

De la Tabla se deduce que si bien las correlaciones se mantienen hasta la estratosfera, va disminuyendo su valor. Pero considerando que la estratosfera tiene una dinámica que puede ser diferente a la troposfera, habría que analizar y distinguir que variables afectan en un caso y en otro, que puedan justificar diferencias.

4.4 Posible intervención de la QBO

Dado que la circulación de la estratosfera polar es afectada por la oscilación cuasibienal, QBO (Quasi Biennial Oscillation), sería esperable que tenga influencia también en la NAO y afectar su relación con la actividad geomagnética.

La QBO presenta una cuasi-periodicidad de aproximadamente dos años y consiste en cambios en la dirección del viento zonal estratosférico de este-oeste (easterly) a oeste-este (westerly) (Baldwin et al., 2001). Varios autores han estudiado la interacción entre la QBO en los vientos ecuatoriales de la estratosfera y el ciclo de actividad solar (Labitzke & van Loon, 1993; Soukharev, 1999; Elias & Zossi, 2003; Labitzke, 2005; Zossi & Elias, 2005). Varios de los métodos usados en estos estudios consisten principalmente en agrupar los datos de acuerdo a las fases de la QBO.

Como se menciona al principio de esta sección, la QBO está presente además en otros parámetros estratosféricos no sólo tropical sino también extra-tropical. Holton & Tan (1980) encontraron que la temperatura estratosférica del Polo Norte en invierno es más alta en la fase easterly de la QBO que en la fase westerly. Posteriormente Labitzke (1987) encuentra que este resultado es solo válido para condiciones de mínimo de actividad solar, ya que para máximo solar la temperatura mencionada es mayor durante la fase westerly de la QBO. La inversión de la asociación entre la QBO y la radiación UV solar, y entre la QBO y la temperatura estratosférica polar de invierno cuando se cambia de una fase de actividad solar a otra, como se mencionó, podría sugerir una interacción entre la QBO y la actividad solar de tipo no-lineal. Este tipo de interacción puede desdibujar los efectos de ambas señales (QBO y actividad solar) sobre la atmósfera haciendo necesario un filtrado especial para evidenciar una u otra señal. Con respecto a este tema Labitzke & Van Loon han mostrado en varias publicaciones que existe una fuerte señal del ciclo de actividad solar de 11 años en series de parámetros atmosféricos que es detectable sólo si los datos son estratificados de acuerdo a la fase de la QBO (Labitzke 1987, 2005; Labitzke & Van Loon, 1993; Van Loon & Labitzke, 1994). De otra manera, estos son ocultados al punto de no ser detectables estadísticamente.

Siguiendo este planteo se separaron los períodos con fase easterly fase westerly de la QBO y se re-estimó la asociación entre la NAO, la NAM en sus distintos niveles y el índice aa. Para la fase easterly, la asociación mejora notablemente en todos los casos, y aun en el nivel de 10 hPa, donde para el período de disponibilidad de datos de la NAM a distintas alturas (1958-2006) se observó un $r \sim -0.15$, en este caso el valor asciende a ~ 0.45 . En el caso de la NAO,

para este mismo período r resulta 0.81. Para los años de fase westerly este valor se reduce a 0.26.

La Figura 4.4 muestra como ejemplo la NAO y el índice aa para los años de fase easterly de la QBO.

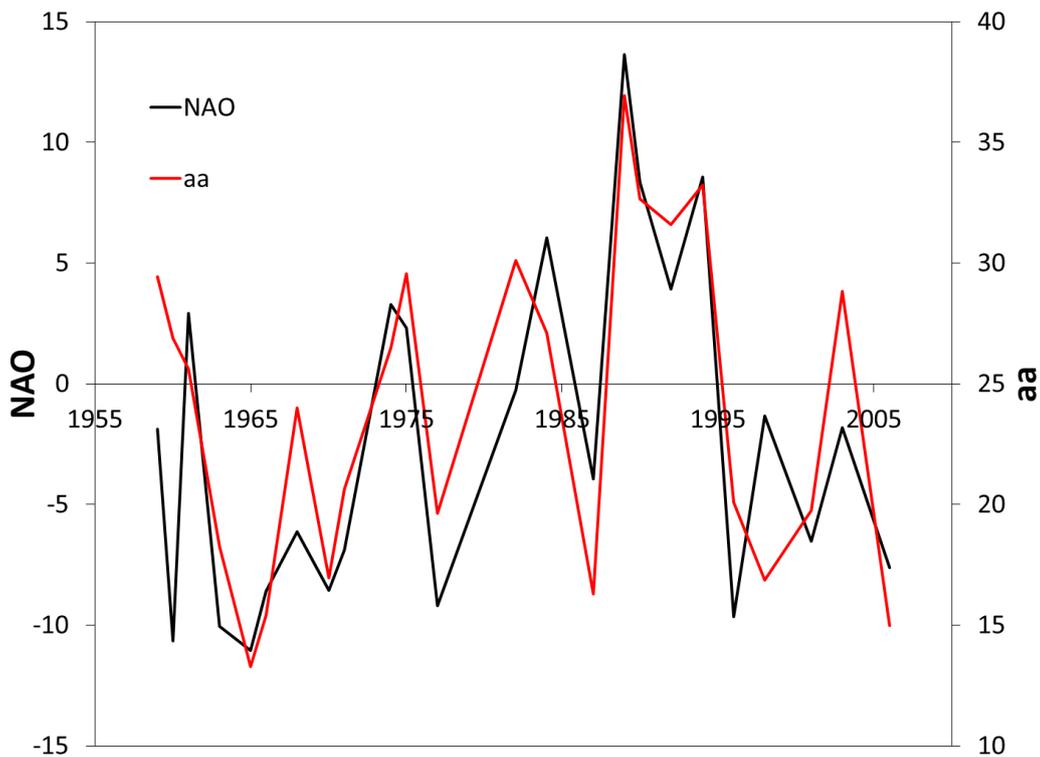


Figura 4.4 Promedio de invierno de la NAO (línea negra) y del índice aa (línea roja) filtrados según la fase de la QBO para fase easterly para el período completo de datos: 1958-2006.

Este resultado sería una evidencia más sobre la conexión de la actividad geomagnética y la NAO a través de un acoplamiento con la circulación estratosférica polar.

4.5 Conclusiones generales

A partir de un análisis estadístico de la asociación entre la NAO y la actividad geomagnética, medida por el índice aa, se encuentra que existe una relación directa. Si bien esta relación no se sostiene para el período completo de disponibilidad de datos, esta asociación es significativa estadísticamente y tendría una explicación física para el período durante el cual se la detecta, a partir de ~1960-1970.

Por otro lado, hay autores como Meraner & Smith (2018) que concluyen que la mayor parte de la variabilidad de la NAO es debido a procesos internos de la atmósfera y a la interacción atmósfera-océano, y que la actividad geomagnética, a través de la precipitación de partículas energéticas, EPP (energetic particle precipitation) por ejemplo, tendría solo un rol de perturbación, o ruido. En este trabajo nos inclinamos por la presencia de una asociación física real entre la actividad geomagnética y este índice de circulación del Atlántico norte.

La explicación física más convincente, según nuestro criterio, y luego de haber indagado en las posibles conexiones de la NAO con la circulación en la estratosfera polar, sería la siguiente: un incremento en la actividad geomagnética induciría un aumento en la intensidad del jet estratosférico polar lo que confinaría e intensificaría la fase positiva de la NAO. La intensificación del jet polar podría deducirse de la relación directa que observamos entre el índice aa y la NAM a alturas estratosféricas (ver Tabla 4.1). Este enfriamiento a su vez podría explicarse por el efecto del ingreso de partículas energéticas de aumentar la concentración de productos nitrogenados que participan de la catálisis del ozono (Zossi et al., 2016). Y una disminución de ozono en la estratosfera produciría una disminución de la temperatura e intensificación del jet polar.

El análisis de corto plazo ratifica los resultados de largo plazo, aunque también indica un efecto opuesto casi instantáneo del ingreso de partículas energéticas. Sin embargo en promedio, el resultado es similar al obtenido a partir del análisis de largo plazo. Este efecto opuesto es explicado por Wilcox et al. (1974) quienes mostraron que existe una influencia entre la estructura del sector magnético solar que induce en la troposfera un decrecimiento en el índice del área de vorticidad durante el invierno del hemisferio norte durante el día posterior a la tormenta, como se ve en su figura reproducida aquí en la Figura 4.5

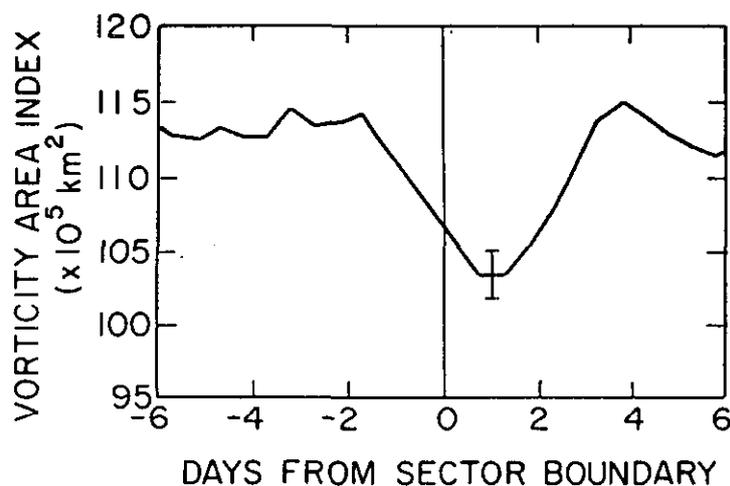


Figura 4.5 Respuesta promedio del índice de área de vorticidad a la estructura de sector magnético solar durante periodos de viento solar. Donde el día cero es el día que llega el viento solar. (Fuente: Wilcox et al. 1974)

Según Asenovska (2013), uno o dos días después de la llegada del viento solar, el índice de la NAO decrece pero luego de unos 4 días después empieza a crecer nuevamente, coincidente también con nuestros resultados del análisis de superposición de la Sección 3.3.

Finalmente, este trabajo de Tesis brinda un caso más de asociación Sol-Tierra a través de un mecanismo de conexión físico real en el que se evidencia un acoplamiento de las distintas capas de la atmósfera que hacen que una región que posiblemente no responde de forma directa al forzante solar, sí lo hace y de manera evidente a través de un efecto indirecto y posiblemente no lineal.

4.6 Líneas futuras de investigación

Este trabajo deja abierta líneas de investigación de interés para el área de Física de la Atmósfera, el estudio de la relación Sol-Tierra en general y el rol de forzantes naturales en el cambio climático. Entre ellas destaco las siguientes:

- * Profundizar el estudio del rol de la QBO estratosférica en la relación entre la actividad solar (o geomagnética) y la NAO (y/o NAM). Esto daría sustento a la conexión vía acoplamiento de diferentes regiones atmosféricas y al posible efecto no-lineal de terceros factores (como la QBO en este caso) que desdibujarían la relación física existente o le quitarían estacionariedad.
- * Realizar un análisis de superposición para los períodos en los que se supone que cambia la asociación entre la actividad geomagnética y la NAO, es decir antes y después de ~1960-1970, e incluso profundizar el estudio en escalas de tiempo diaria.
- * Incluir el efecto invernadero sobre la NAO, el cual no es muy claro aún, como un factor adicional que podría superponerse de manera constructiva, o no, al forzante solar.

Referencias

- Asenovska, Y. (2013), High Speed Solar Wind Influence on NAO Index and Surface Temperature on Earth, *Sun and Geosphere*, 8, 97-100.
- Baldwin, M.P. & T.J. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581–584.
- Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, & M. Takahashi (2001), The Quasi-Biennial Oscillation. *Review of Geophysics* 39, 179-229.
- Baldwin, M.P. & D.W.J. Thompson (2009), A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135, 1661–1672.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus B*, 52, 985-992.
- Barnston, A.G., M. Chelliah & S. B. Goldenberg (1997), Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific, *Atmosphere-Ocean*, 35, 367-383.
- Brunetti, M. (2003), Solar signals in instrumental historical series of meteorological parameters, *Memorie della Soc. Astron. Italiana* 74, 778–785.
- Bucha, V. (2002), Long-term trends in geomagnetic and climatic variability. *Phys. Chem. Earth*, 27, 427–431.
- Bucha, V. (2012), Changes in geomagnetic activity and global temperature during the past 40 years, *Stud. Geophys. Geod.*, 56, 1095-1107.
- Bucha, V. (2014), Geomagnetic activity and the North Atlantic Oscillation, *Studia Geophysica et Geodetica*, 58, 461-472.
- Bucha, V. (2019) Causes of non-stationary relationships between geomagnetic activity and the North Atlantic Oscillation, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 185, 43-49.
- Cionco, R.G., & P. Abuin (2016), On planetary torque signals and sub-decadal frequencies in the discharges of large rivers, *Adv. Space Res.* 57, 1411-1425.
- Cionco, R.G., & D.A. Pavlov (2018), Solar barycentric dynamics from a new solar-planetary ephemeris. *Astron. Astrophys.* 615, A153. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201732349>
- Cliver, E.W. (1994) Solar Activity and Geomagnetic Storms: The First 40 Years. *Eos Trans. AGU*, 75, 569– 575.
- Dorman, L.I., Cosmic rays and space weather: effects on global climate change, *Ann. Geophys.* 30, 9–19, 2012.
- Eddy, J.A. (1976), The Maunder Minimum, *Science*, 192, 1189-1202.

- Elias, A.G., & M. Zossi (2003), A search for an association between the equatorial stratospheric QBO and solar UV irradiance, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1841.
- Feynman, J. (1982), Geomagnetic and solar wind cycles, 1900–1975, *J. Geophys. Res.*, 87, 6153–6162.
- Friis-Christensen, E. & K. Lassen (1991), Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar activity Closely Associated with Climate, *Science*, 254, 698-700.
- Fröhlich, C. (2006). Solar irradiance variability since 1978. Revision of the PMOD composite during Solar Cycle 21, *Space Sci. Rev.*, 125, 53–65.
- Georgieva, K. & B. Kirov (2011) Solar dynamo and geomagnetic activity, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 73, 207-222.
- Gonzalez, W.D., J.A. Joselyn, Y. Kamide, H.W. Kroehl, G. Rostoker, B.T. Tsurutani, & V.M. Vasyliunas (1994), What is a geomagnetic storm?, *J. Geophys. Res.*, 99, 5771-5792.
- Gray, L. J., J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel & W. White (2010), Solar influences on climate, *Rev. Geophys.* 48, RG4001.
- Haigh, J.D. (1996). The Impact of Solar Variability on Climate, *Science*, 272, 981-984.
- Haigh, J.D. (2007). The Sun and the Earth's Climate, *Living Rev. Sol. Phys.* 4, 2.
<https://doi.org/10.12942/lrsp-2007-2>
- Hegerl, G.C., F. W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillett, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Penner & P.A. Stott (2007), Understanding and Attributing Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Heredia, T. & A.G. Elias (2013), A study on possible solar and geomagnetic effects on the precipitation over northwestern Argentina. *Adv. Space Res.* 51, 1883–1892.
- Heredia, T. & A.G. Elias (2016), Precipitation over two Southern Hemisphere locations: Long-term variation linked to natural and anthropogenic forcings, *Adv. Space Res.*, 57,1391-1401.
- Heredia, T., F.M. Bazzano, R.G. Cionco, W. Soon, F.D. Medina & A.G. Elias (2019). Searching for solar-like interannual to bidecadal effects on temperature and precipitation over a Southern Hemisphere location, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 193, 105094.
- Holton, J.R. & H.C. Tan (1980), The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200-2208.

- Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1997), *The Role of the Sun in Climate Change*, Oxford University Press, New York, Estados Unidos.
- IPCC (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hurrell, J.W (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation, *Science*, 269,676-679.
- Jones, P.D., T. Jonsson & D. Wheeler (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Kirkby J., J. Curtius, J. Almeida, E. Dunne, J. Duplissy, S. Ehrhart, et al. (2011), Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation, *Nature* 476(7361): 429-433.
- Labitzke, K. (1987), Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region, *Geophys. Res. Lett.* 14, 135-137.
- Labitzke, K., & H. Van Loon (1993), Some recent studies of probable connections between solar and atmospheric variability, *Annales Geophysicae*, 11, 1084-1094.
- Labitzke, K. (2005), On the solar cycle-QBO relationship: a summary, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 45-54.
- Li, Y., H. Lu, M.J. Jarvis, M.A. Clilverd, & B. Bryson Bates (2011), Nonlinear and nonstationary influences of geomagnetic activity on the winter North Atlantic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 116, D16109.
- Loewe, C.A. & G.W. Pross (1997), Classification and mean behavior of magnetic storms, *J. Geophys. Res.* 102, 14,209-14,213.
- Lockwood, M. (2012). Solar Influence on Global and Regional Climates. *Surv Geophys* 33, 503-534.
- Lockwood, M. A. Chambodut, L.A. Barnard, M.J. Owens, E. Clarke, & V. Mendel (2018). A homogeneous aa index: 1. Secular variation, *J. Space Weather Space Clim.*, 8, A53.
- Lu, H., M.J. Jarvis, R. Hibbins (2008b), Possible solar wind effect on the northern annular mode and northern hemispheric circulation during winter and spring, *J. Geophys. Res.*, 113, D23104.
- Matthes K., Y. Kuroda, K. Kodera & U. Langematz (2006). Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter, *J. Geophys. Res.*, 111,D06108.

- Meraner, K., & H. Schmidt (2018), Climate impact of idealized winter polar mesospheric and stratospheric ozone losses as caused by energetic particle precipitation, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 1079–1089.
- Palamara, D. R. & Bryant, E. A. (2004). Geomagnetic activity forcing of the Northern Annular Mode via the stratosphere. *Annales Geophysicae*, 22, 725-731.
- Pabón Caicedo, J.D & J.D. Montealegre Bocanegra (2017), Los fenómenos de El Niño y de La Niña, su efecto climático e impactos socioeconómicos, Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Colección Jorge Alvarez Lleras No. 34, Bogotá, Colombia.
- Scafetta, N. (2014), Discussion on the spectral coherence between planetary, solar and climate oscillations: a reply to some critiques. *Astrophys. Space Sci.*, 354, 275–299.
- Scafetta, N. (2016), High resolution coherence analysis between planetary and climate oscillations. *Adv. Space Res.* 57, 2121–2135.
- Seppälä, A., H. Lu, M.A. Clilverd, & C.J. Rodger (2013), Geomagnetic activity signatures in wintertime stratosphere wind, temperature, and wave response, *J. Geophys. Res.*, 118, A2169–A2183.
- Singh, Y.P. & Badruddin (2006), Statistical considerations in superposed epoch analysis and its applications in space research, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 68, 803–813.
- Soon, W., Velasco Herrera, V.M., Selvaraj, K., Traversi, R., Usoskin, I., Chen, C.T.A., Lou, J.-Y., Kao, S.-J., Carter, R.M., Pipin, V., Severi, M., Becagli, S., 2014. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. *Earth-Science Rev.* 134, 1-15.
- Soon, W., Connolly, R., Connolly, M., 2015. Re-evaluating the role of solar variability on Northern Hemisphere temperature trends since the 19th century. *Earth-Science Rev.* 150, 409-452.
- Soukharev, B. (1999), On the solar/QBO effect on the interannual variability of total ozone and the stratospheric circulation over Northern Europe, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 61, 1093-110.
- Steinhilber, F., J.A. Abreu, J. Beer, I. Brunner, M. Christl, H. Fischer, U. Heikkilä, P.W. Kubik, M. Mann, K.G. McCracken, H. Miller, H. Miyahara, H. Oerter, & F. Wilhelms (2012), 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 109, 5967-5971.
- Svensmark, J., M.B. Enghoff, N. Shaviv, & H. Svensmark, The response of clouds and aerosols to cosmic ray decreases, *J. Geophys. Res.*, 121, 8152– 8181, 2016.

- Svensmark, H., M.B. Enghoff, N.J. Shaviv & J. Svensmark, Increased ionization supports growth of aerosols into cloud condensation nuclei, *Nature Communications*, 10.1038/s41467-017-02082-2, 8, 1, 2017.
- Thejll, P., B. Christiansen & H. Gleisner (2003) On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity, *Geophysical Research Letters*, 30, 1347, doi:10.1029/2002GL016598.
- Van Loon, H., & K. Labitzke (1994), The 10–12 year atmospheric oscillation, *Meteorologische Zeitschrift N.F.*, 3, 259–266.
- Wilcox, J.M., P.H. Scherrer, L. Svalgaard, W.O. Roberts, R.H. Olson, & R.L. Jenne (1974) Influence of Solar Magnetic Sector Structure on Terrestrial Atmospheric Vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 31, 581–588.
- Yeo, K.L., N.A. Krivova & S.K. Solanki (2014). Solar Cycle Variation in Solar Irradiance, *Space Sci. Rev.*, 186,137–167.
- Zossi, M., & A.G. Elias (2005), The equatorial stratospheric QBO and geomagnetic activity, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 67, 1280-1286.
- Zossi, M., E.M. Zotto, G. Mansilla, & P. Fernandez (2016), Effects of energetic particles precipitation on stratospheric ozone in the Southern Hemisphere, *Adv. Space Res.*, 58, 2080-2089.