



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

La reconstrucción de la dinámica fluvial y su conexión con la variabilidad climática a partir de fuentes documentales y registros instrumentales

Juan Carlos Peña Rabadán

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

8. MODOS DE VARIABILIDAD ATMOSFÉRICA EN EUROPA OCCIDENTAL (MESES DE JULIO - AGOSTO) Y SU CONEXIÓN CON INU_sws

8. MODOS DE VARIABILIDAD ATMOSFÉRICA EN EUROPA OCCIDENTAL (MESES DE JULIO - AGOSTO) Y SU CONEXIÓN CON INUs_{sws}

8.1. Introducción

El clima se define por el promedio del conjunto de las condiciones meteorológicas durante un periodo de tiempo suficientemente largo. Las fluctuaciones en el clima alrededor de un estado medio se producen a través de unos patrones preferidos relacionados con unos intervalos de recurrencia. La variabilidad del clima se considera "natural" o parte del sistema climático cuando se produce sin la intervención del hombre. Así, el termino variabilidad climática se puede definir como cualquier fenómeno que varía alrededor de un estado medio con cierta recurrencia y periodicidad. Esta puede ser forzada por las condiciones de contorno como forzamientos exógenos (solar), endógenos (corrientes marinas, volcanismo o anomalías de la cubierta del suelo) o, del propio sistema atmosférico, al formar parte de los componentes que definen el patrón atmosférico preferido. A partir la década de 1950, los meteorólogos señalaron unos patrones de circulación atmosférica persistentes y utilizaron estos patrones para las previsiones meteorológicas estacionales basadas en el desarrollo teórico por Bjerknes y Rossby en las décadas anteriores (Namias, 1953; 1959).

La atmósfera y los océanos comunican información sobre grandes partes de su volumen (teleconexiones) de dos maneras diferentes (Chase et al., 2010). En primer lugar, la atmósfera y los océanos se organizan en circulaciones coherentes (patrones) con una gran variedad de escalas temporales y espaciales. Estos patrones incluyen la célula de Hadley, las corrientes en chorro subtropical, los monzones, las brisas de mar y de montaña y la circulación termohalina oceánica. Un cambio en la intensidad o la posición de la circulación general, puede ser apreciable en amplias zonas de la superficie terrestre. En segundo lugar, perturbaciones asociadas a estos patrones generan ondas que se propagan a través del sistema oceano-atmósfera y pueden llegar a ser bastante persistentes. Estas ondas no siguen necesariamente el trayecto de los patrones antes mencionados y pueden generar anomalías climáticas regionales lejos de la fuente de la perturbación inicial.

El sistema atmósfera-océano tiende a oscilar entre ciertos patrones de teleconexión cuasi periódicos, abarcando diferentes escalas temporales

(Barnston y Livzey, 1987). Las transiciones entre estados pueden ser muy abruptas o más bien graduales, dado el carácter no lineal del sistema climático (Rial et al., En prensa). Anomalías climáticas reconocibles asociadas a cada fase de una oscilación particular, se transmiten a amplias zonas del mundo a través de los mecanismos mencionados anteriormente (Chase et al., 2010).

El "patrón teleconexión" se define como un patrón a gran escala de las anomalías de circulación oceánica y atmosférica que es recurrente y muy persistente, abarcando vastas áreas geográficas. Los patrones teleconexión también se denominan como modos de variabilidad atmosférica de baja frecuencia. La variabilidad de estos modos pueden inducir a cambios en otras variables atmosféricas, tales como la temperatura (Philipp et al., 2007) y la precipitación (González-Hidalgo et al., 2008). La forma más sencilla de identificar estos patrones en datos observados es construir una malla de puntos y correlacionar cada punto con el resto de puntos. De esta manera, las regiones coherentes de correlación y anti-correlación resultan evidentes. Métodos estadísticos más sofisticados, como el análisis de las funciones ortogonales empíricas (EOF) a partir de, por ejemplo, un Análisis de Componentes Principales sin ningún tipo de rotación (PCA), o aplicando algún tipo de rotación (RPCA), tratan de aislar a los principales patrones y maximizar la variabilidad asociada a cada uno de ellos. Estos patrones ofrecen un potencial para la previsión del tiempo a largo plazo en función de su persistencia y comportamiento oscilatorio y potencialmente son la clave para la comprensión de la relación entre el cambio climático natural y el antropogénico (Chase et al., 2010).

Estos patrones de variabilidad atmosférica fueron observados por primera vez por el meteorólogo británico Sir Gilbert Walker en el siglo XIX, a través del cálculo de la correlación entre las series temporales de la presión atmosférica, la temperatura y las precipitaciones. Sirvieron como un componente básico para la comprensión de la variabilidad del clima, demostrando que esta variabilidad no era puramente aleatoria. Aproximaciones objetivas pioneras de clasificación de estos modos son los trabajos de Barnston y Livezey (1987), que utilizando un análisis en PCA, clasificaron el periodo 1950-1984. Siguieron estudios como los de Jones et al. (1997), Jones et al., (1999), Luterbacher et al. (2000), Thompson y Wallace (2000), Thompson et al. (2000) y Luterbacher et al., (2002). Cambios a largo plazo de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte han sido estudiados por varios autores, usando datos a resolución mensual y estacional (Slonosky et al., 2000), siendo esto

posible a partir de la reconstrucción de los cambios de presión a nivel del mar a resolución mensual desde el 1659 para gran parte del sector europeo del Atlántico Norte (Luterbacher et al., 2000, Luterbacher et al., 2002 y Jacobeit et al., 2001, 2002, 2003 y 2006). Finalmente, la aparición de reanálisis de mapas del tiempo desde 1871 a escala diaria (20th Century Reanalysis Project V2, 20CRP, Compo et al., 2011) permite una aproximación más objetiva a esta temática.

Hirschboeck, 1988 propone que los cambios climáticos pueden ser conceptualizados como patrones de variabilidad atmosférica que originan un cambio en las distribuciones de probabilidad de los caudales a través del tiempo. Este marco conceptual ofrece una oportunidad para evaluar los extremos hidrológicos bajo escenarios climáticos definidos en términos de modos conocidos de variabilidad atmosférica de baja frecuencia o patrones sinópticos que promueven las inundaciones. A partir de estos conceptos se define la hidroclimatología de las inundaciones (Flood Hydroclimatology) como el análisis de las causas probables hidroclimáticas de las inundaciones pre-instrumentales. La figura 8.1 señala los diferentes mecanismos meteorológicos y climatológicos que promueven inundaciones, operando a diferentes escalas temporales y espaciales.

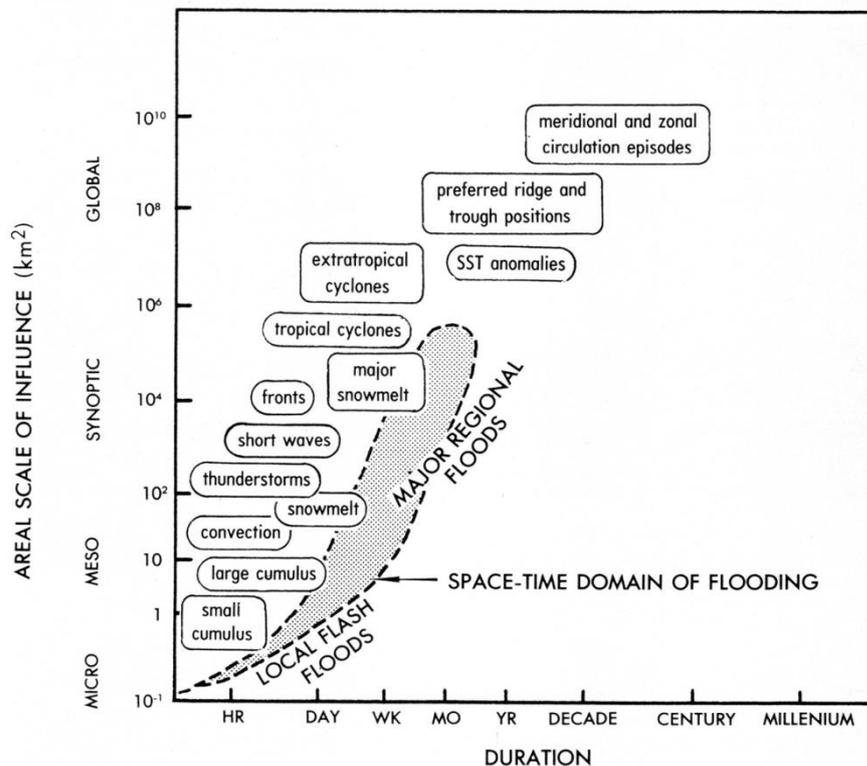


Figura 8.1. Diferentes mecanismos meteorológicos y climatológicos que promueven inundaciones, operando a diferentes escalas temporales y espaciales. Fuente: Hirschboeck, 2009.

En este sentido, destacar el análisis de [Ely et al., 1993](#), que a partir de una cronología de paleoinundaciones de los últimos 5.000 años para el suroeste de los Estados Unidos, encuentran una coincidencia entre los clústeres con una mayor incidencia de inundaciones con la aparición del ENSO. Trabajos posteriores se han desarrollado para distintas zonas del continente europeo ([Benito et al., 1996](#); [Ely, 1997](#); [Frei et al., 2000](#); [Jacobeit et al., 2003](#); [Ortega y Garzón, 2004, 2009](#); [Wanner et al., 2004](#); [Llasat et al., 2005](#); [Wirth et al., 2013](#); [Amann et al., 2015](#); [Peña et al., 2015b,c](#); [Schulte et al., 2015](#)).

8.2. Métodos

Un modo de variabilidad atmosférica de baja frecuencia se compone de un patrón espacial fijo que está asociado a la vez, con un índice temporal que muestra la evolución de su amplitud y fase. Se han identificado muchos patrones, pero las combinaciones de un pequeño número de patrones pueden dar cuenta de gran parte de la variabilidad interanual en el clima y la circulación atmosférica. [Quadrelli y Wallace \(2004\)](#) encontraron que muchos de los patrones de variabilidad interanual en el hemisferio norte pueden reconstruirse como combinaciones lineales de las dos primeras funciones empíricas ortogonales (EOFs) de presión a nivel del mar, mientras que [Trenberth et al. \(2005b\)](#) definen cuatro patrones principales a partir de la rotación de los EOFs.

La bibliografía consultada recomienda utilizar el patrón espacial y la serie temporal creada a partir de la aplicación de un PCA en S-Mode ([Barnston y Livezey, 1987](#); [Hurrell et al., 2003](#); [Folland et al., 2009](#); [Bladé et al., 2011](#)). De esta manera, los patrones de circulación de baja frecuencia están definidos por los principales EOF generados a partir de las anomalías de la presión media diaria normalizada a nivel de mar (EMSLP). Este esquema metodológico es el que se ha utilizado de forma más extensa, a pesar de como bien indican [Hurrell et al. \(2003\)](#), un defecto conocido de un análisis EOF es que los vectores propios son construcciones matemáticas, limitados por la ortogonalidad mutua y la maximización de la varianza. No hay garantía, por lo tanto, que estas construcciones representen los modos físicos o dinámicos del clima. En un análisis de los EOFs, no se revelan dos patrones que son linealmente superpuestos si los patrones no son ortogonales entre sí. Por otra parte, las cargas factoriales de los EOF no reflejan el comportamiento local de los datos. Es decir, los valores del mismo signo de dos puntos espaciales diferentes en un EOF no implican que los dos puntos tengan una

correlación significativa. Esto significa que la estructura particular de estos modelos debe interpretarse con cautela.

La ventaja de uno de los tipos de análisis de los EOF, el PCA en S-Mode, estriba en que el conjunto de puntos de malla con un comportamiento espacial similar se estructura en la matriz de cargas factoriales, mientras que la estructura temporal lo hace en la matriz de puntuaciones. Por lo tanto, los resultados se interpretan como las teleconexiones que recogen los principales modos de variabilidad atmosférica de la presión media a nivel del mar (Huth, 2006 citado por Sánchez-Lorenzo et al., 2009).

Los supuestos fundamentales subyacentes en el PCA, básicamente la normalidad de las variables y la ortogonalidad de los factores, ya se ha discutido en el capítulo 4. De esta manera, a las anomalías diarias (20CRP) y reconstrucciones mensuales (Luterbacher et al., 2002) de la EMSLP de los meses de julio y agosto, se les ha aplicado un PCA en S-Mode (variables son los puntos de grid y los días o meses son las observaciones), en base al dominio 30°N-70°N; 40°W-40°E. Se ha usado la matriz de covarianza (Hurrell et al., 2003; Folland et al., 2009) para la determinación de los valores propios y el scree-test (Cattell, 1966) para extraer los componentes más relevantes. La medida de adecuación muestral de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) se ha utilizado para validar el modelo (ver capítulo 4).

A pesar de que diversas metodologías recomiendan la rotación de los componentes para construir unos patrones físicamente más consistentes al redistribuir la varianza final entre los componentes rotados, y asumiendo que la no rotación de los componentes puede producir artefactos en los resultados (Huth, 2006; Sánchez-Lorenzo et al., 2009), se ha optado por no rotar los componentes siguiendo estudios para la obtención de los patrones de circulación atmosférica de baja frecuencia (Hurrell et al., 2003) y conseguir unos resultados comparables con otros estudios de carácter similar (Folland et al., 2009; Bladé et al., 2011).

8.3. Principales modos de circulación atmosférica

La aplicación de la metodología a la reconstrucción de EMSLP de Luterbacher et al. (2002) para el periodo 1659-1999 y al reanálisis 20CRP (periodo 1871-2010) señalan resultados similares (ver figura 8.2). El KMO (0,907 y 0,974, respectivamente) indica una buena adecuación del

modelo. El scree-test recomienda extraer 6 factores (EOFs) en ambos casos, mientras que la varianza total explicada es casi idéntica, 95% y 93% respectivamente. Destacar que el primer EOF explica casi la mitad de la variabilidad atmosférica del sector oriental del Atlántico Norte (aproximadamente un 40% del total de la varianza).

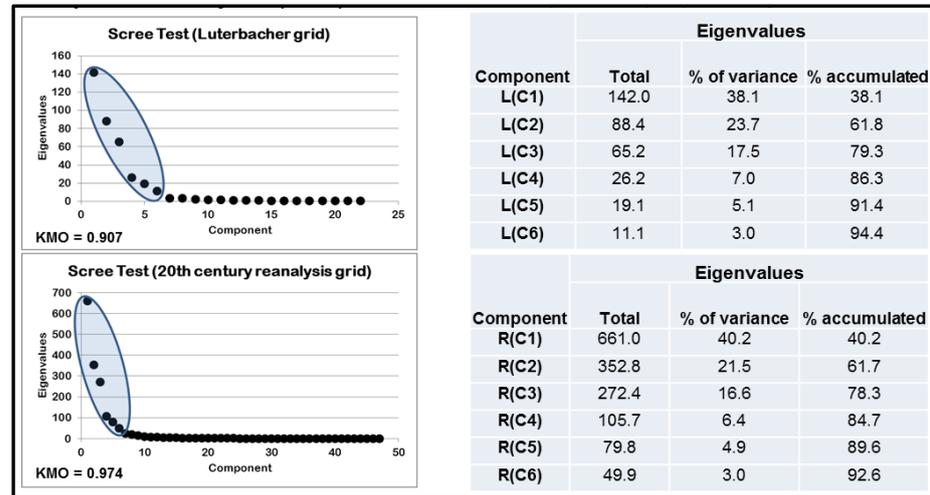


Figura 8.2. Análisis de Componentes Principales.

Izquierda: Scree-Test y KMO para las dos rejillas de SLP utilizadas.

- Luterbacher reconstruction: Periodo 1659-1999.
- 20CRP: Periodo: 1871-2010.

Derecha: Varianza explicada por cada componente.

La matriz de correlación de puntuaciones de los EOFs extraídos de cada una de las mallas (ver parte superior de la figura 8.3) muestra que los coeficientes positivos y significativos ($\alpha=0,01$) en el periodo común 1871-1999. Se distribuyen a través de la diagonal principal (marcada en color amarillo) indicando la buena relación de los modos obtenidos de cada malla de datos. Esta buena analogía ha permitido crear un índice temporal para cada uno de los modos (ver figura 8.3) para el periodo 1800-2010, en base a un modelo de regresión lineal cuyos coeficientes (intercepción -b- y pendiente -a-) aparecen en la parte inferior de la figura 8.3.

Figura 8.3. Análisis de Componentes Principales.

Matriz de Correlación (parte superior) y coeficientes de la Regresión Lineal (parte inferior: a, pendiente; b, intercepción) entre las dos rejillas (Luterbacher grid (L(Cn)) y 20CPR (R(Cn)) para el periodo común 1871-1999, con el objetivo de estimar los patrones temporales para el periodo 1800-2010. La significación estadística de las tendencias de cada uno de los modos en base al test Mann-Kendall.

	L(C1)	L(C2)	L(C3)	L(C4)	L(C5)	L(C6)
R(C1)	0.89	-0.31	0.19	0.03	0.15	-0.01
R(C2)	0.21	0.81	0.36	-0.37	-0.09	0.05
R(C3)	-0.20	-0.20	0.81	-0.16	0.32	-0.12
R(C4)	-0.05	0.11	0.10	0.68	0.13	-0.03
R(C5)	-0.02	-0.08	-0.14	-0.16	0.68	0.32
R(C6)	-0.01	-0.08	0.04	0.09	-0.09	0.77

b	0.071	-0.172	-0.061	-0.006	-0.238	-0.074
a	0.983	0.830	0.899	0.799	0.816	1.032

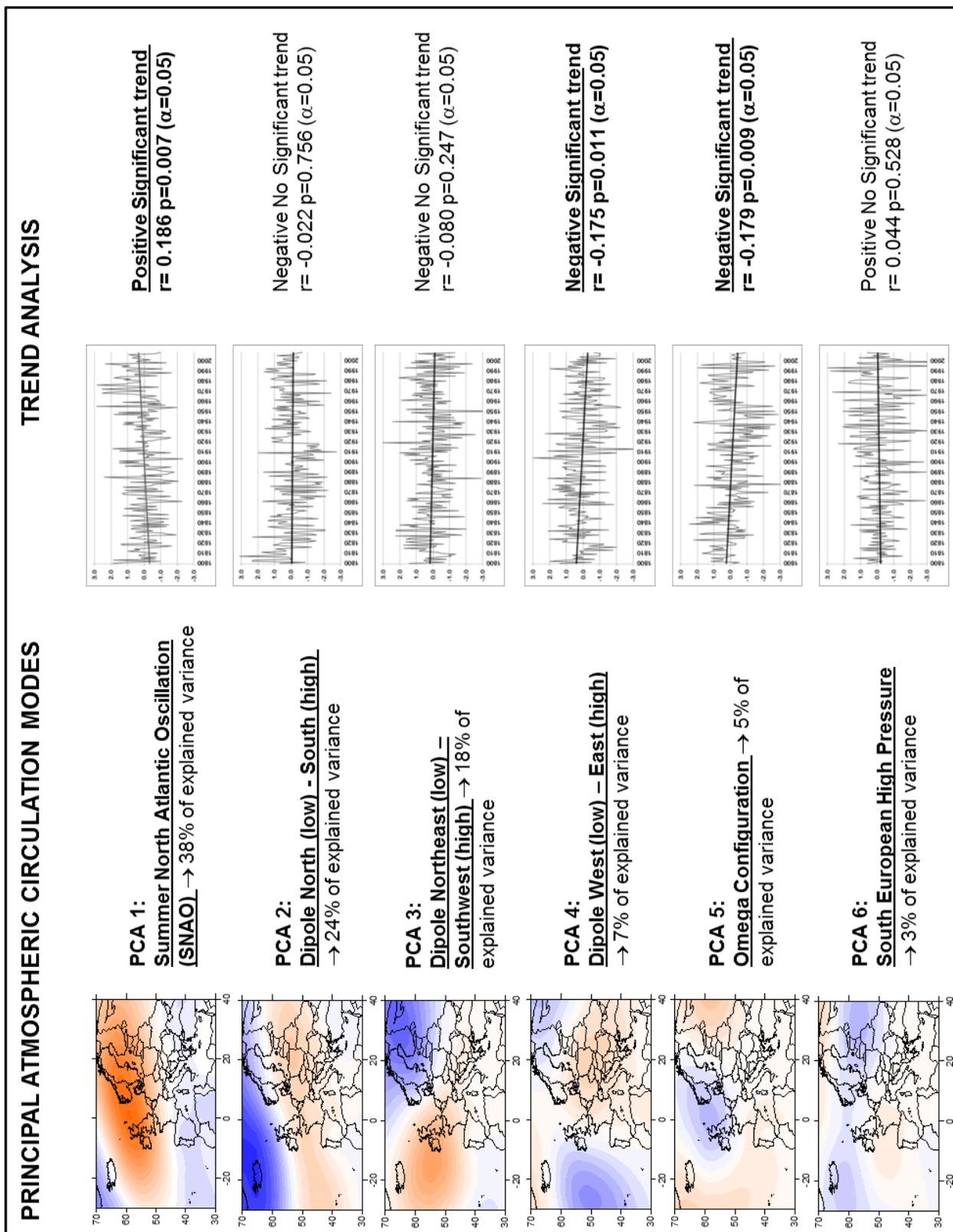


Figura 8.4 Análisis de Componentes Principales.

Modos principales de variabilidad atmosférica para el Atlántico Norte durante los meses de julio y agosto. Los colores rojo/ azul señalan las correlaciones (entre 1 y -1) positiva/negativa con respecto el patrón.

La figura 8.4 muestra el patrón espacial (periodo 1871-2010) y el índice temporal (periodo 1800-2010) de cada uno de los EOF extraídos del PCA para los meses de julio y agosto, la descripción de los cuales se realiza a continuación. En general, los patrones espaciales son significativamente diferentes entre ellos mientras que los patrones temporales presentan una alta variabilidad.

Los tres primeros modos, que se pueden definir como los preferentes durante el julio y agosto, explican el 80% de la variabilidad atmosférica en el Atlántico Norte.

- El EOF 1 es el modo predominante en los dos meses analizados, explicando casi un 40% de la variabilidad atmosférica del Atlántico Norte. El patrón espacial presenta correlaciones positivas al norte del continente, mientras que el sur, especialmente el área mediterránea, correlaciona negativamente con este modo. El patrón temporal presenta una tendencia positiva y significativa en el periodo 1800-2010. Este patrón es muy parecido al definido por [Folland et al. \(2009\)](#) al que dieron por nombre de Oscilación del Atlántico Norte de Verano (Summer North Atlantic Oscillation, SNAO).
- El segundo modo predominante (EOF 2) explica alrededor del 25% del total de la varianza. El patrón espacial correlaciona positivamente con el centro del continente europeo y negativamente al norte. El patrón temporal no señala tendencia en el periodo 1800-2010, si bien es ligeramente negativa. Este modo es muy similar a la fase positiva del patrón del Atlántico Este (East Atlantic Pattern, EA) presentado por [Barnston y Livezey \(1987\)](#).
- El tercer patrón predominante (EOF 3) explica en torno del 20% de la varianza total. El patrón espacial correlaciona positivamente al oeste del dominio analizado y negativamente al este, presentando un claro dipolo oeste-este. El patrón temporal, al igual que el modo anterior, no presenta tendencia en el periodo 1800-2010, si bien es ligeramente negativa. Este modo es muy similar al patrón del Atlántico Este/Oeste de Rusia (East Atlantic/West Russia (EATL/WRUS) Pattern) definido por [Barnston y Livezey \(1987\)](#).

Los tres modos restantes explican sólo el 15% de la variabilidad atmosférica del Atlántico Norte, presentado unas estructuras no tan definidas como las anteriores.

- El EOF 4 explica el 7% de la variabilidad atmosférica del Atlántico Norte. El patrón espacial presenta un tripolo definido por correlaciones positivas en el continente europeo y negativas sobre el Atlántico oriental y el extremo norte del dominio analizado. Por su parte, el patrón temporal presenta una tendencia negativa pero no significativa en el periodo 1800-2010.
- El quinto modo (EOF 5) explica el 5% del total de la varianza. El patrón espacial presenta correlaciones negativas al norte del continente, mientras que el sur correlaciona positivamente con este modo. Sería una configuración inversa al EOF 1 presentando una disposición de los centros de acción en omega. El patrón temporal señala una tendencia negativa y significativa en el periodo 1800-2010.
- El sexto patrón (EOF 6) explica el 3% de la varianza total. El patrón espacial presenta un tripolo de disposición meridional con una zona de correlación negativa entre la latitud 55° y 65° y correlaciones positivas por debajo y por encima de estos meridianos. El patrón temporal no presenta tendencia en el periodo 1800-2010, si bien es ligeramente positiva.

Dado que el EOF 1 es el modo predominante durante los meses de julio y agosto, de manera similar a lo que ocurre con el modo principal de invierno, en este capítulo se analizará el posible impacto que tiene este patrón veraniego en las inundaciones de Suiza. Este modo ha estado analizado previamente y especialmente en dos estudios, [Folland et al. \(2009\)](#) para el sector central y norte de Europa donde los impactos parecen más evidentes, y [Bladé et al. \(2011\)](#) para la zona mediterránea. De la misma manera que en estos análisis se refieren a este modo con el nombre de Oscilación de Verano del Atlántico Norte (SNAO), se utilizará esta denominación en el presente estudio.

8.4. La Oscilación de Verano del Atlántico Norte

8.4.1. Generalidades

La variabilidad del clima en Europa está fuertemente influenciada por los cambios en la circulación atmosférica. Esto es absolutamente exacto en invierno con un patrón bien definido, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ejerciendo un control decisivo sobre el clima europeo. La NAO es uno de los más importantes patrones de la variabilidad de la circulación atmosférica, especialmente durante el invierno boreal, y es definido normalmente en términos de la diferencia de la presión atmosférica estandarizada a nivel del mar entre el anticiclón de las Azores y la baja de Islandia (Rogers, 1984; Hurrell y van Loon, 1997). Entender los procesos que gobiernan esta variabilidad es una de las máximas prioridades en el contexto del Cambio Global (Hurrell et al, 2003). La literatura es extensa tomando este patrón climático como paradigma.

La variabilidad de la circulación atmosférica en el verano es menos conocida. El clima de verano en el sector norte del Atlántico europeo posee un patrón principal de la variabilidad interanual similar a la Oscilación del Atlántico Norte en invierno, aunque este patrón es más laxo y confinado a latitudes septentrionales. Es el principal motor de la variabilidad a gran escala de las precipitaciones estivales en Europa y el Mediterráneo, y ejerce una fuerte influencia en el clima de verano en Europa. Por analogía con el patrón de invierno, Folland et al. (2009) se refieren a este patrón de variabilidad como la Oscilación de Verano del Atlántico Norte (SNAO) y el objetivo de estos autores en su análisis fue establecer la SNAO como paradigma clave en la comprensión de la variabilidad del clima de verano europeo y explorar sus características. La SNAO es un nuevo patrón de variabilidad a escala europea durante los meses estivales, y es diferente a la NAO, que si bien esta última está presente durante todo el año, no es dominante en el verano (Barnston y Livezey, 1987).

Folland et al. (2009) realizaron una revisión de la evolución temporal y los impactos en superficie del patrón, a pesar del hecho de que un patrón similar a la SNAO previamente se había identificado (por ejemplo, Barnston y Livezey, 1987). La falta de análisis de los impactos de la SNAO en el clima de verano europeo ha dado lugar a desacuerdos y confusiones en la literatura científica. Una parte importante de estas

discrepancias surge de la posición de los principales centros de acción que definen al patrón, ubicados más al norte y con una extensión espacial más reducida en comparación con su contrapunto de invierno: el nodo sur se ubica al noroeste de Europa, en lugar de la región de las Azores, mientras que el nodo Ártico es de menor escala (Folland et al., 2009). A pesar del hecho de que la SNAO tiene características diferentes que la NAO de invierno, proporciona un paradigma similar para la comprensión de la variabilidad de clima estacional.

Igualmente, Bladé et al. (2011) describen la fase positiva del SNAO como un centro de bajas presiones de poca entidad en Groenlandia y un potente anticiclón ubicado en el noroeste de Europa. Si se compara con la NAO de invierno, la NAO de verano se desplaza hacia el noreste, la disposición zonal es más restringida y los centros de acción muestran una orientación más suroeste a noreste, con más advección meridional sobre el norte de Europa. Este desplazamiento de los centros de acción hacia los polos respecto al patrón de invierno explica la falta de correlación con los índices NAO basados en las diferencias de presión entre las Azores e Islandia, es decir, en los índices basados en los valores de presión dados por un observatorio meteorológico.

La SNAO se define como la primera EOF del campo de presión a nivel del mar para la zona extratropical del Atlántico Norte en el periodo julio-agosto (Folland et al, 2009; Bladé et al., 2011). La fase positiva de la SNAO está fuertemente asociada con unas condiciones cálidas, secas y libres de nubes sobre el noroeste de Europa. Esta relación es más débil en el sur de Europa y el Mediterráneo que se caracteriza por unas condiciones relativamente más frías, húmedas y cielos nublados, especialmente en el sector oriental del dominio. Bladé et al. (2011) encontraron que para la segunda parte del siglo XX, la relación entre la SNAO y la precipitación en el mediterráneo es más significativa que la relación establecida por Folland et al. (2009). De esta manera, este patrón tiene una fuerte influencia sobre las principales variables meteorológicas a través de cambios en la posición de la trayectoria de las depresiones, no sólo en el Atlántico Norte (Folland et al., 2009), sino también en otras zonas más meridionales del continente europeo (Bladé et al., 2011). Un valor positivo (negativo) de la SNAO se relaciona con un movimiento hacia el norte (sur) de estas trayectorias, fortaleciéndose en fase positiva sobre Islandia y el Mar de Noruega y debilitándose hacia al sur, comportando un tiempo seco y cálido en el centro y oeste de Europa (Folland et al., 2009).

En el presente estudio, con el fin de tener un índice temporal continuo del patrón en el periodo 1800-2010, se ha calculado el primer EOF de EMSLP a partir de un PCA en S-Mode, sobre el dominio 30°N-70°N y 30°W-30°E, con una resolución mensual (meses de julio y agosto) en base al 20CRP (Compo et al., 2011) para el periodo 1871-2010 (figura 8.5a), y los campos de presión del nivel del mar reconstruidos en el Atlántico Norte y Europa para el periodo 1659 a 1999 (Luterbacher et al., 2002; fig. 8.5b). El patrón de variabilidad atmosférica de baja frecuencia obtenida por separado de ambas rejillas es bastante similar, explicando aproximadamente el 40% de la varianza del EMSLP para el sector oriental del Atlántico Norte para los dos meses señalados. Ambos patrones son comparables a los presentados por Folland et al. (2009, véase la fig. 1, pp. 1085) y en el apartado 8.3 de esta tesis. Además, los coeficientes de la matriz de puntuaciones informan de la evolución temporal del patrón. El coeficiente de correlación temporal Pearson entre las puntuaciones de ambas series de tiempo tiene un valor de 0,89 (véase figura 8.3). Este nivel de asociación ha permitido crear un índice del patrón para el periodo de 1800 a 2010 (ver Fig. 8.5c).

En relación con el dominio seleccionado en nuestro análisis, una gran cantidad de estudios evitan el norte de África (problemas con los productos de reanálisis en esta zona), utilizando la ventana 40°-70°N; 90°W-30°E. Para crear el patrón en este estudio, se ha utilizado el dominio 30°-70°N; 30°W-30°E debido a que los principales centros de acción están bien definidos para el ámbito europeo del Atlántico Norte y que los problemas con el nuevo análisis del 20CRP están parcialmente resueltos. La inclusión del norte de África es importante porque Folland et al. (2009) demostraron relaciones entre la SNAO y la precipitación en el Sahel. Este hecho se puede observar en la parte inferior de la figura 8.9 de este capítulo: la baja situada en el norte de África durante los años con fase positiva de SNAO e $INU_{sws} > 2.5 \text{ SD}$, que conlleva a inestabilidad atmosférica en esta área. Además, se puede observar como este patrón asocia el ámbito mediterráneo con inestabilidad atmosférica en Suiza.

La varianza explicada del patrón (aproximadamente el 40% de la varianza del EMSLP) es sensiblemente diferente a los patrones SNAO presentados en la literatura. La varianza explicada por el patrón de verano presentado por Barnston y Livezey (1987) es del 10% en el dominio de análisis; para Folland et al. (2009) representa el 28% de la varianza media en el dominio de análisis; y finalmente, en el patrón presentado por Bladé et al. (2011) el total de la varianza explicada es del

34%. Los diferentes dominios utilizados pueden explicar estas diferencias en las varianzas.

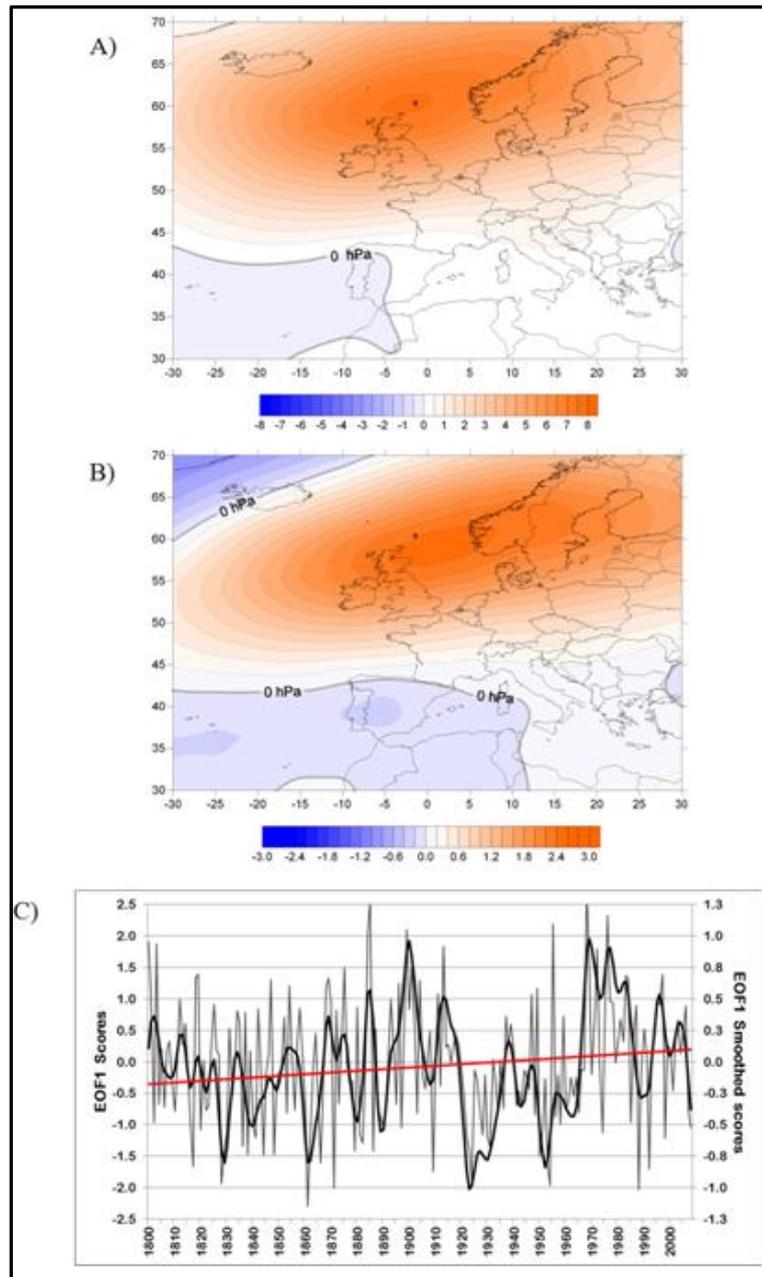


Figura 8.5. Oscilación del Atlántico Norte de verano (SNAO).

- A) Patrón de la SNAO basado en el principal EOF extraído a partir del PCA en S-Mode aplicado a la matriz de covarianza para el periodo 1871-2008. Se ha aplicado a los datos aportados por el proyecto 20th Century Reanalysis de las anomalías mensuales de presión media reducida a nivel del mar, ponderada a partir de la raíz cuadrada de la latitud, para el dominio 30°N-70°N; 30°W-30°E y con una resolución espacial de 2° latitud x 2° longitud. Unidades expresadas en hPa. Las anomalías positivas aparecen rotuladas en color rojo, mientras que las negativas aparecen en azul. Se resalta la isolínea de 0 hPa.
- B) Igual que A) pero para la reconstrucción de Luterbacher et al. (2002) para el periodo 1659-1999.
- C) Composición del patrón temporal del SNAO para el periodo 1800-2010 suavizado por un filtro gaussiano de 11 años. La línea roja señala la tendencia del SNAO (tendencia significativa y positiva al nivel de confianza del 95% (p-valor=0.007))

Barnston y Livezey (1987) muestran un patrón para el mes de julio similar a la SNAO, que explicaría una varianza a escala hemisférica parecida al patrón de invierno: 10% para el patrón de verano y 12% para la NAO de invierno. La Figura 8.5 muestra este patrón de julio en base a las anomalías de presión a nivel mar (SLP) en relación a su impacto en superficie: distribución de la temperatura y la precipitación. La figura 8.6 indica que estos impactos son muy parecidos a los descritos por Folland et al., 2009 y Bladé et al., 2011: anomalías de temperatura positivas y de pluviometría negativas en el sector europeo del Atlántico Norte.

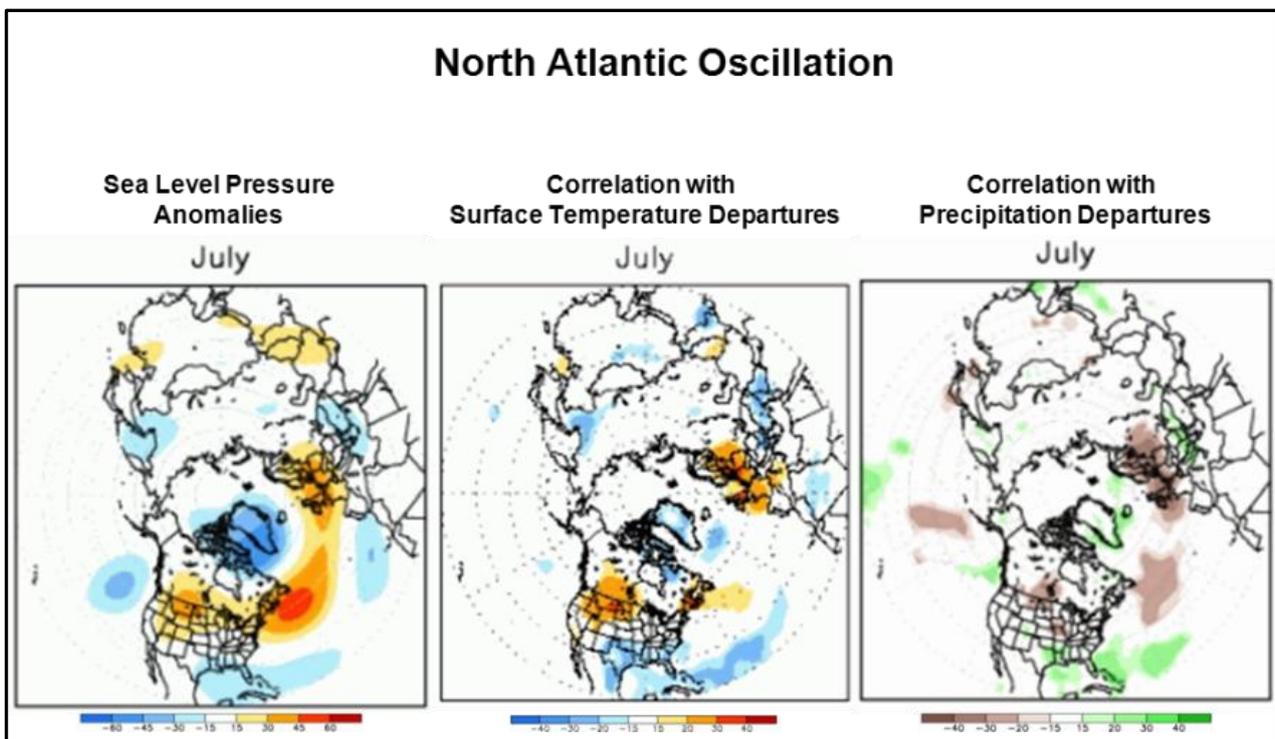


Figura 8.6. Oscilación del Atlántico Norte para el mes de julio.

Fuente original: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/teledoc/telecontents.shtml>

Finalmente, Folland et al. (2009) afirman que la variabilidad de la SNAO está parcialmente relacionado con la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, este índice está relacionado con los cambios naturales en la circulación termohalina) en escalas de tiempo interdecadales. Por lo tanto, la fase cálida/fría del Atlántico Norte de la AMO corresponde aproximadamente a una fase negativa/positiva SNAO, respectivamente. La figura 8.7 representa el índice AMO (Parker et al., 2007) y el SNAO (Peña et al., 2015b,c), ambas series con un filtro gaussiano de paso bajo de 25 años. El coeficiente temporal de Pearson muestra una correlación negativa de -0,62 entre ambas series de tiempo (el filtrado no permite la estimación de la significación estadística).

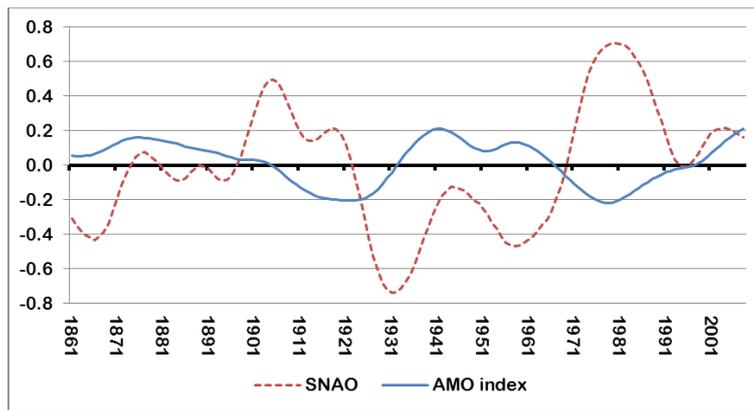


Figura 8.7. SNAO versus AMO. Ambas series se presentan con un filtro gaussiano de paso bajo de 25 años. Periodo 1861-2010. Fuente: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>

Otras teleconexiones significativas son las que se detallan a continuación (Folland et al., 2009):

- Con la temperatura en la región del Sahel africano sugiriendo relaciones entre la SNAO y el monzón de África Occidental en julio y agosto.
- En escalas de tiempo interanuales, aparecen laxas pero significativas correlaciones con el patrón de La Niña en el Pacífico oriental. En cambio, un análisis de los patrones atmosféricos asociados a condiciones de El Niño durante los meses de julio y agosto no muestra ninguna señal significativa con la SNAO.
- Algunas correlaciones significativas a nivel local se encuentran sobre el noreste de América del Norte, donde las temperaturas más altas de lo normal están relacionados con la fase positiva de la SNAO.
- Finalmente, Sun y Wang (2012) sugirieron una conexión entre la SNAO y lluvias de verano del este asiático.

De esta manera, la SNAO aparece como un patrón sólido desde un punto de vista de la variabilidad atmosférica de baja frecuencia, claramente diferenciado de la NAO de invierno (Folland et al., 2009). Por otro lado, Bladé et al. (2011) presentan un excelente análisis del modelo (en especial, ver la figura 2 en el artículo mencionado).

8.4.2. Posible influencia en las grandes avenidas en Suiza

El índice INU_{SWS} proporciona una excelente herramienta para explorar la dependencia de espacio-tiempo entre las grandes inundaciones en Suiza y los patrones de baja frecuencia de circulación atmosférica.

El aumento de la frecuencia de las inundaciones se produce sobre todo en las fases positivas del patrón de circulación a gran escala para el periodo de verano. La Figura 8.8 muestra la relación de INU_{SWS} (barras verticales) y la SNAO (puntos rojos representan la fase positiva). Señala que los clústeres de INU_{SWS} segundo (6 sobre 4) y especialmente el tercero (6 sobre 2) y cuarto (2 sobre 1) coinciden en su mayoría con fases positivas de SNAO, mientras que en el primer grupo esta asociación no es tan evidente (4 sobre 5). Sin embargo, se sugiere que el origen de los grupos de inundación podría ser atribuido a la ubicación de los centros de acción atmosféricas durante la fase positiva (o negativa) de la SNAO.

Las inundaciones con valores de $INU_{SWS} > 5 SD$ (Fig. 8.8a) se correlacionan con los valores de SNAO positivos (coeficiente de correlación temporal de Pearson es 0,45, significativo al nivel de confianza del 95%). Sin embargo, el estudio de la amplitud completa de las señales de INU_{SWS} y de la SNAO (Fig. 8.8b) indica un segundo patrón de inundación durante las fases negativas de SNAO.

La Tabla 8.1 muestra los valores medios de SNAO para los años asignados a las cuatro categorías de la INU_{SWS} cuyos umbrales se definieron de acuerdo a la desviación estándar (de $INU_{SWS} > 0 SD$ a $INU_{SWS} > 5 SD$). Los 33 veranos con inundaciones muy graves o catastróficas en Suiza ($INU_{SWS} > 0 SD$) muestran un valor positivo débil de SNAO = 0,04 ($\pm 0,90$), aumentando a 0,45 ($\pm 0,90$) al considerar sólo aquellos veranos que han registrado una inundación con un impacto grande ($INU_{SWS} > 5 SD$). El número de años que participan en $INU_{SWS} > 0$ con la fase positiva de SNAO también es superior a los años asociados a una fase negativa (20 y 13, respectivamente), y señalar que los cuatro años con inundaciones de impacto máximo tienen todos ellos un valor positivo de SNAO. Sin embargo, con respecto a una explicación fiable de los procesos que causan las inundaciones en Suiza en base a los patrones atmosféricos a gran escala, también se observa un número significativo de años en fase SNAO negativo. Además, esto se muestra por el segundo percentil (ver Tabla 8.1) que indica los valores negativos de SNAO hasta $INU_{SWS} > 2.5 SD$.

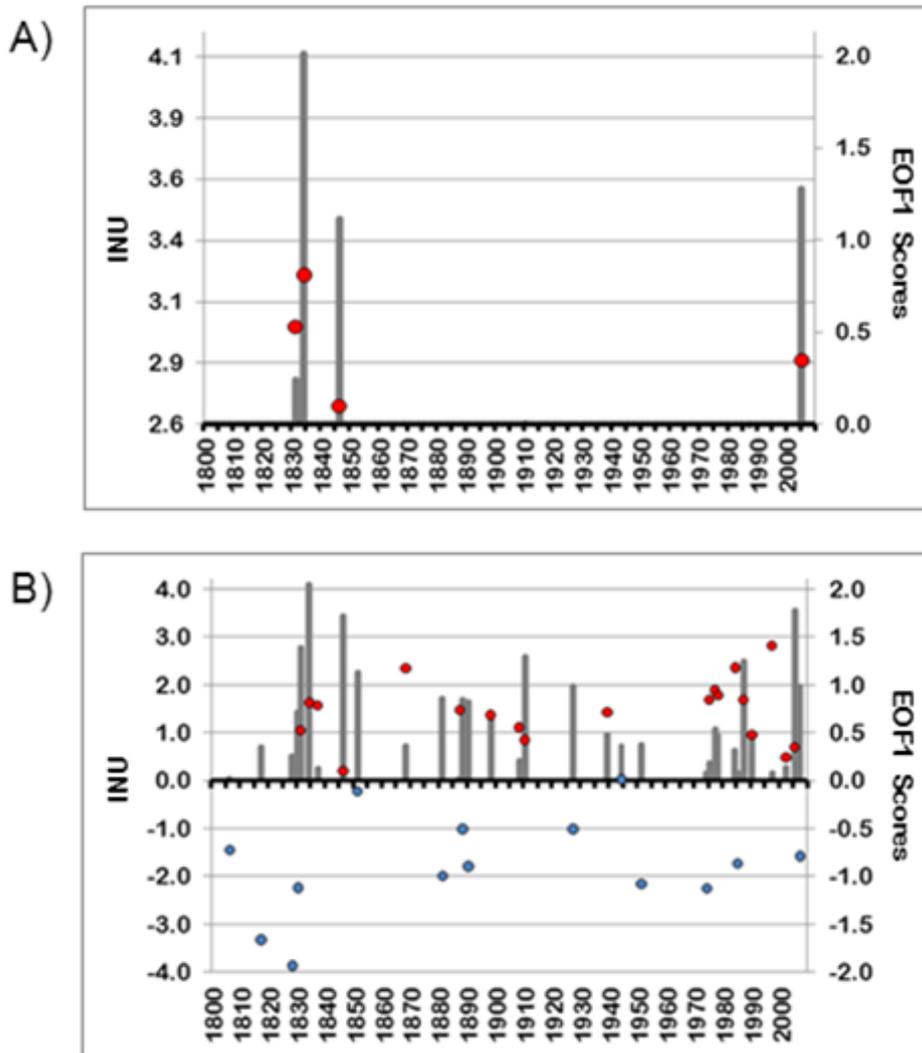


Figura 8.8. INU_{SWS} versus SNAO. Los puntos rojos representan SNAO+ mientras que los azules son SNAO-.

A) $INU_{SWS} > 5,0 \text{ SD}$

B) $INU_{SWS} > 0,0 \text{ SD}$

	$INU_i > 0$	$INU_i > 1 \text{ SD}$	$INU_i > 2,5 \text{ SD}$	$INU_i > 5 \text{ SD}$
Average	0.04	0.10	0.18	0.45
SNAO + (years)	20	11	6	4
SNAO - (years)	13	7	3	0
N	33	18	9	4
Max	1.41	0.94	0.84	0.81
Min	-1.93	-1.12	-0.79	0.10
P95	1.18	0.90	0.83	0.77
P2	-1.76	-1.08	-0.74	0.12

Tabla 8.1. Principales parámetros estadísticos de la SNAO para cada una de las categorías de INU. Los umbrales de cada categoría se han definido en base a la desviación estándar (SD).

8.5. Discusión

8.5.1. Viabilidad del uso de los Reanálisis y las reconstrucciones atmosféricas

El reanálisis atmosférico se puede definir como un método científico para el desarrollo de un completo conjunto de datos atmosféricos con el fin de analizar la evolución del clima en el tiempo. El método combina observaciones objetivas y modelos numéricos para generar una estimación sintetizada de la atmósfera. Normalmente, se extiende sobre varias décadas o siglos, cubriendo los dos hemisferios desde la superficie a la estratosfera. Los productos de reanálisis se utilizan ampliamente en la investigación del clima: por ejemplo, el seguimiento y la comparación de las condiciones climáticas, tanto actuales como las del pasado, la identificación de las causas de la variabilidad del clima y la preparación de las predicciones climáticas.

De acuerdo con esta definición, podemos suponer diferencias entre los dos productos utilizados en este trabajo. El 20CRP se basa en la combinación de observaciones en superficie y presión a nivel del mar, con una previsión a corto plazo a partir de un conjunto de integraciones aplicando un modelo de predicción numérica desarrollado por el NCEP utilizando la técnica del Ensemble Kalman Filter para una estimación del estado completo de la atmósfera (Compo et al., 2011). En cambio, la reconstrucción de Luterbacher et al., 2002) ha utilizado análisis de regresión de componentes principales basado en la combinación de la serie pre-instrumentales (presión, temperatura y precipitación) y datos documentales indirectos (proxis) de diversos lugares de Eurasia. El modelo se obtuvo en base al periodo de calibración 1901-1960 y verificado en el periodo 1961-1990. Bajo el supuesto de estacionariedad en las relaciones estadísticas, se utilizó una función de transferencia derivada durante el periodo 1901-1990 para reconstruir los campos de SLP a gran escala de los últimos 500 años. Las reconstrucciones mensuales son significativas a partir del año 1700, coincidiendo con el comienzo de la medida de diversas variables meteorológicas de forma sistemática (Luterbacher et al., 2002).

Teniendo en cuenta estas consideraciones, se puede suponer que la incertidumbre de los productos utilizados es inversamente proporcional a la densidad de observaciones (Compo et al., 2011). Todo el periodo que abarca el 20CRP (1871-2010) está cubierto por observaciones

atmosféricas, mientras que en el de [Luterbacher et al., 2002](#) para el periodo 1659-1999, la incertidumbre es mucho menor desde 1780, cuando las observaciones meteorológicas comienzan (Periodo Pre-Instrumental, EIP). Por ejemplo, el importante trabajo realizado por la Sociedad Meteorológica del Palatinado con un catálogo de datos meteorológicos extensos (incluyendo la presión) para el periodo desde 1781 hasta 1792 tomada por los observadores meteorológicos en 18 países en el Atlántico Norte. En este caso es mejor referirse a estas mallas de datos como reconstrucción de la presión en superficie en vez de reanálisis.

En definitiva, hay que ser cauteloso en los estudios que utilizan este tipo de reconstrucciones antes del año 1780, debido al menor número de observaciones atmosféricas y, esencialmente basados en datos indirectos documentales. Hay que tener en cuenta que se ha utilizado el periodo 1800-1870 para la reconstrucción de la SNAO con el fin de analizar el periodo de inundaciones comprendido entre 1817 y 1851 (definido en el capítulo 5 de la tesis). El número de predictores para la función de transferencia utilizado por [Luterbacher et al. \(2002\)](#) en nuestro periodo reconstruido es de alrededor de 50 en 1800 y aproximadamente 100 en 1871. Se sugiere que el número de predictores es significativo a pesar de estar reconstruido a partir de la función de transferencia. Por último, volver a recalcar el alto coeficiente de correlación temporal (0,89) entre el 20CRP y la reconstrucción de [Luterbacher et al. \(2002\)](#) para el periodo común 1871-1999.

8.5.2. Variabilidad atmosférica a gran escala e inundaciones en Suiza

Las diferencias observadas entre el comportamiento de las fases positiva y negativa de SNAO respecto a INU_{sws} están vinculadas a los dos patrones espaciales asociados a la regionalización hidro-climática (véase Capítulo 4). Las figuras 8.9 y 8.10. muestran que la fase positiva está asociada a las inundaciones de las regiones 2 y 3 (centro y sur), mientras que la fase negativa corresponde a las inundaciones de las regiones 2 y 4 (centro y norte). El porqué de esta diferencia se explica a continuación.

La variabilidad del patrón SNAO se asocia con cambios en la trayectoria de las tormentas del sector europeo del Atlántico norte. La dinámica atmosférica de la SNAO en fase positiva se ilustra en las figuras 8.6 y más claramente en la figura 8.9, donde se representan las composiciones de las anomalías de EMSLP, en hPa, para los años con $INU_{sws} > 0$ y

$INU_{sws} > 2,5$. Las anomalías negativas se observan en los niveles bajos y medios atmosféricos sobre la zona del Mediterráneo. Suiza se encuentra en el límite norte del dominio de anomalías negativas. Este modelo promueve la inestabilidad atmosférica en estas áreas y conduce a anomalías de precipitación positivas.

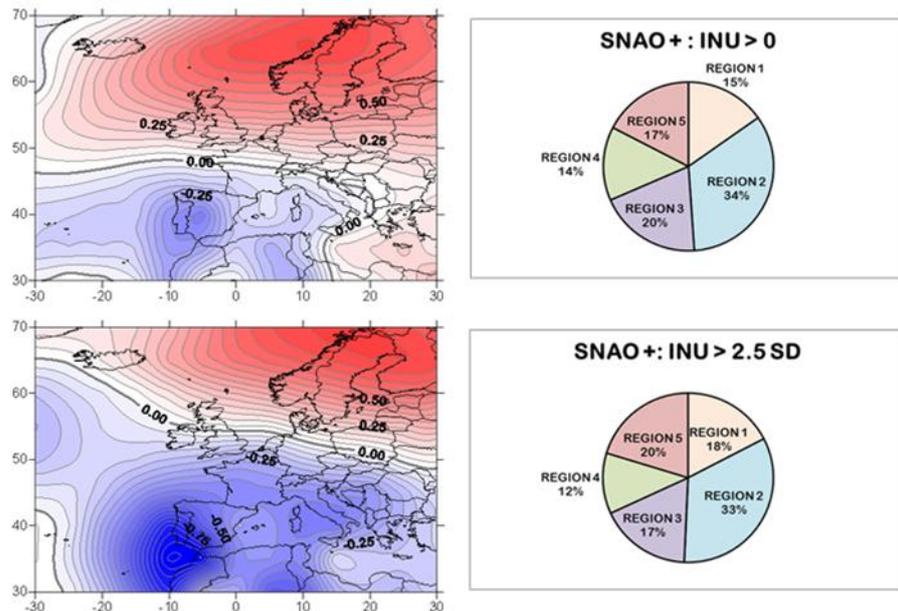


Figura 8.9. Relación SNAO e INU_{sws} .

- Izquierda: Composites de EMSLP de los años con SNAO en fase positiva y $INU_{sws} > 0$ (>2.5). Las rejillas utilizadas son las 20CRP y Luterbacher et al. (2002). Unidades en hPa. Contornos rojos (azules) muestran anomalías positivas (negativas).
- Derecha: Número de inundaciones en porcentaje por región.

La precipitación más significativa se relaciona con la presencia de una fuerte vaguada en niveles altos sobre el suroeste de la Península Ibérica y el área mediterránea que genera un enfriamiento del aire en los niveles atmosféricos medios y un mayor potencial de inestabilidad. Las perturbaciones, en relación al principal modo de circulación atmosférico general durante los meses de verano (ver figura 8.9), tienen un origen atlántico que se profundizan sobre el Mediterráneo, con un recorrido a lo largo de los Alpes, hecho que favorece el ascenso orográfico a través de la cordillera y la producción de precipitaciones intensas de tipo convectivo e, incluso, de tipo advectivo (o combinación de ambos), es decir, episodios con una duración de varios días. La trayectoria de las depresiones, normalmente asociadas a ciclones, tiene una dirección de nordeste a norte-noreste a lo largo de los Alpes, transportando aire húmedo-cálido del Mediterráneo y comportando lluvias orográficas en las cuencas de montaña del centro y del sur de Suiza. Esta trayectoria es

conocida como Vb (van Bebbber, 1891; Jacobeit et al., 2006), y produce lluvias extensas e inundaciones catastróficas, especialmente, en la Europa Central (Mudelsee et al., 2004). De esta manera, el resultado está en concordancia con los hallazgos apuntados por Schmocker-Fackel y Naef, 2010a, donde se indica que los periodos de alta frecuencia de inundaciones severas en Suiza están en fase con los que se han observado en la República Checa, Italia y España, siendo esta dependencia mucho menor cuando se comparan con los periodos de grandes crecidas observados y analizados para Alemania.

La fase negativa de la SNAO está caracterizada por unos patrones sinópticos relacionados con el paso de frentes asociados a bajas centradas entre las Islas Británicas y la Península Escandinava (ver figura 8.10).

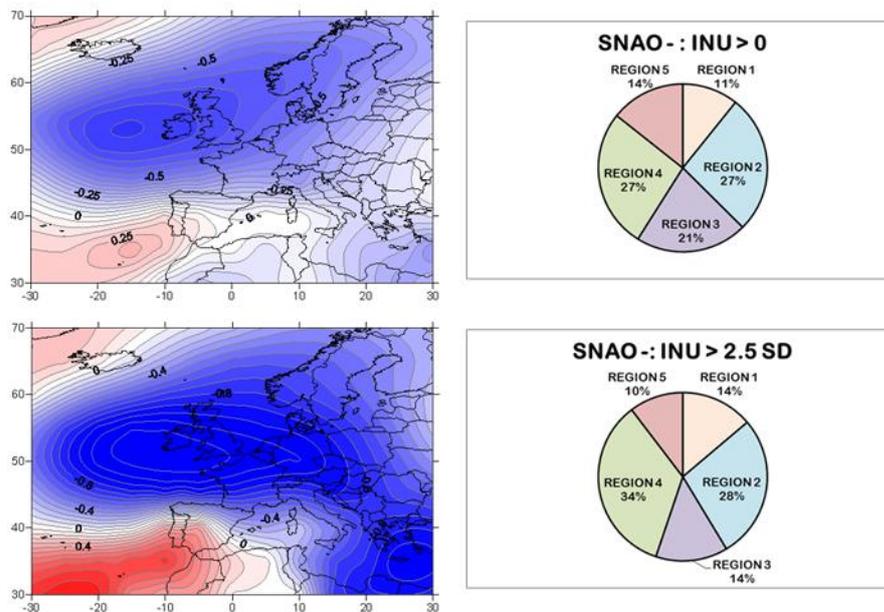


Figura 8.10. Relación SNAO e INU_{sws}.

- Izquierda: Composites de EMSLP de los años con SNAO en fase negativa y INU_{sws} > 0 (>2.5). Las rejillas utilizadas son las 20CRP y Luterbacher et al. (2002). Unidades en hPa. Contornos rojos (azules) muestran anomalías positivas (negativas).
- Derecha: Número de inundaciones en porcentaje por región.

La trayectoria principal de las perturbaciones o bien siguen una dirección noroeste a sudeste, canalizadas a través de la baja centrada en la latitud de la península escandinava y las altas presiones ubicadas en el Océano Atlántico; o bien es del oeste hacia el este, por lo que a diferencia de la fase positiva, la procedencia de las bajas presiones es atlántica, afectando fundamentalmente la vertiente norte de los Alpes. Este tipo de configuración da un tiempo más húmedo sobre todo al norte y oeste del

continente europeo. Además, las temperaturas menos elevadas provocan que la isolinia de 0 °C la encontremos en unos niveles atmosféricos más bajos, hecho que determina que la aparición de precipitación en forma de nieve sea mucho más frecuente y, en definitiva, la no transformación de las masas de nieve y/o hielo de los niveles inferiores en escorrentía directa y caudal. La configuración es muy parecida a uno de los tipos sinópticos definidos por [Jacobeit et al., 2006](#), implicado en la gestación de grandes crecidas en Europa Central durante los meses de verano. La persistencia de la situación produce lluvias importantes sobre Suiza y, consecuentemente, avenidas que pueden llegar a tener un impacto considerable sobre el terreno, los bienes materiales y las personas ([Pfister, 1999](#)).

Sin embargo, otra cuestión es si la NAO de invierno afecta a las inundaciones de verano en Suiza. [Schulte et al., 2015](#) relacionan las inundaciones derivadas de los registros sedimentarios en los últimos 3.000 años en los Alpes berneses con proxies solares y climáticos. Se sugiere que los periodos de inundación están asociados con las fases negativas de la NAO de invierno en el periodo comprendido entre 1667 hasta 1820. Esta relación podría explicarse debido a que la nieve estacional, el hielo y los glaciares juegan un papel fundamental en la generación de las inundaciones en Suiza. De este modo, la dinámica atmosférica durante el invierno puede tener una influencia en las frecuencias de las inundaciones del verano ([Stewart et al., 2011](#)). En los pulsos fríos la acumulación de nieve y hielo en las cabeceras es significativa, aumentando el riesgo de inundaciones durante los años cálidos cuando los procesos de fusión contribuyen notablemente a la descarga de verano.

Por otra parte, en el capítulo 7 se sugiere que los periodos de alta frecuencia de inundaciones de verano están asociados con las fases climáticas frías, planteamiento que está de acuerdo con la literatura consultada ([Schmocker-Fackel y Naef, 2010b](#); [Glur et al., 2013](#); [Wirth et al., 2013](#)). Se puede encontrar en la literatura climática un número importante de documentos que relacionan estos periodos fríos con las fases de baja actividad solar ([Wanner et al., 2011](#)). Los modelos climáticos muestran en estas fases alteraciones en la circulación atmosférica debido a los cambios hemisféricos en el flujo de calor, el ozono, la humedad y la nubosidad que provocan una contracción de la célula de Hadley, una expansión del vórtice polar y un desplazamiento hacia el sur de la trayectoria de las tormentas en el sector del Atlántico Norte ([Haigh et al., 2003](#); [Gray et al., 2010](#); [Wirth et al., 2013](#)). Varios

autores han definido a este patrón como "paleo-NAO" (Wanner et al, 2008; Wirth et al, 2013). Se define como el estado decadal casi-permanente de la circulación atmosférica en el dominio del Atlántico Norte, siendo el modo de circulación dominante durante las fases climáticas frías y de baja actividad solar. Este patrón afecta a la temperatura y la precipitación, lo que sugiere que la ocurrencia de las inundaciones se relaciona con los cambios de la trayectoria de las tormentas procedentes del Atlántico y del Mediterráneo (Glur et al., 2013).

Todos estos aspectos serán analizados y debatidos ampliamente en el capítulo 10.

8.5.3. Algunos ejemplos

8.5.3.1. Fase positiva de SNAO y eventos de inundación en Suiza

Se han escogido dos de los eventos más significativos registrados en Suiza en los últimos 40 años para analizar los impactos en relación a la distinta procedencia de las perturbaciones mediterráneas.

El primer episodio afectó la vertiente sur de los Alpes los días 17 y 18 de julio de 1987. La configuración atmosférica durante el día anterior al episodio (ver figura 8.11) era la típica de SNAO en fase positiva, con el bloqueo anticiclónico al norte de Europa obligando a las depresiones a desplazarse a una latitud más baja de la que sería normal. El flujo del sur que acompañaba a la perturbación produjo precipitaciones intensas por la advección de la masa de aire mediterránea hacia Suiza y de larga duración al ubicarse durante los días 18 y 19 a la Península Ibérica.

El episodio de lluvia intensa con una duración de más de 30 horas produjo daños en los cantones de los Grisons y Ticino (ver figura 8.12). Afectó a las vías de comunicación aislando a muchas poblaciones. Cuatro personas perdieron la vida y cientos tuvieron que ser evacuadas. Poschiavo (Ticino) fue destruido por un flujo de derrubios. En el valle alto de Blenio los daños fueron causados por el río Brenno y sus torrentes laterales (Zeller y Rothlisberger, 1988).

Figura 8.11. Evento del 18 y 19 de julio de 1987. Configuración sinóptica del día 17 de julio de 1987. Las líneas blancas representan la presión en superficie (hPa) mientras que los colores muestra la altura geopotencial a 500 hPa (metros geopotenciales, gpm)

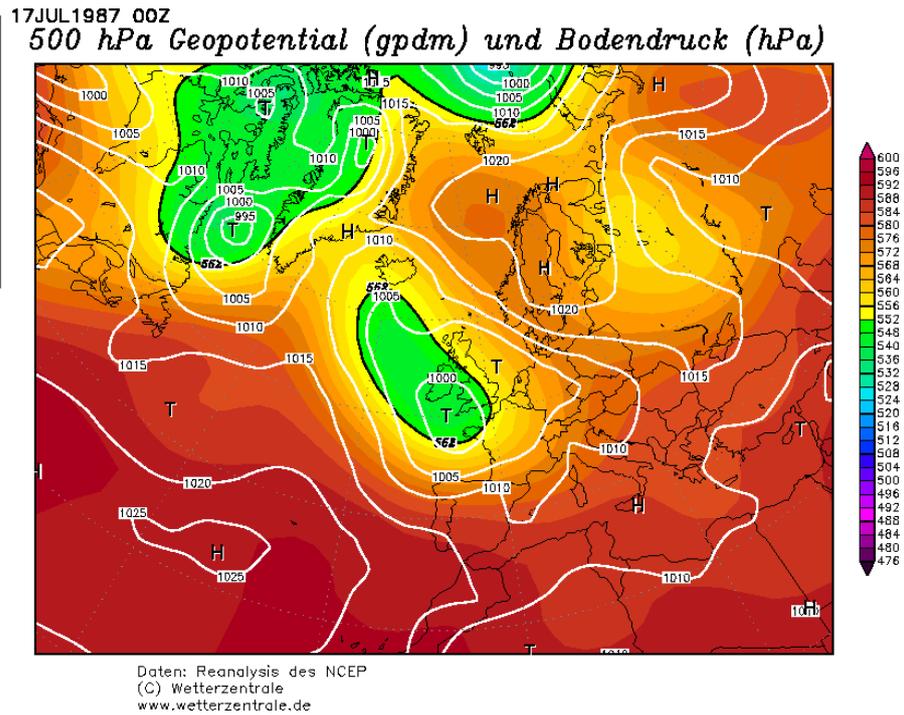
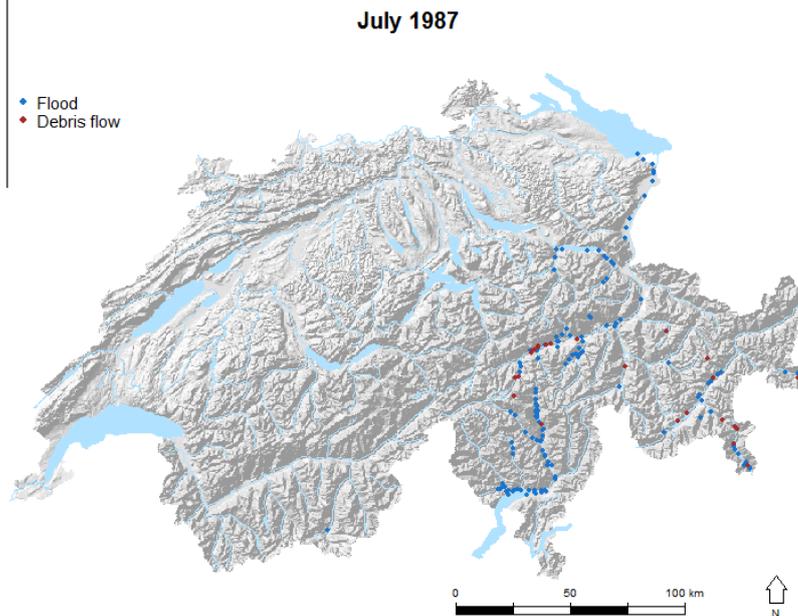


Figura 8.12. Evento del 18 y 19 de julio de 1987. Los puntos azules indican daños debidos a inundaciones, mientras que los rojos los daños se deben a flujo de derrubios.



Fuente: Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL
http://www.wsl.ch/fe/gebirgshydrologie/HEX/projekte/schadendatenbank/karten/grossereignisse/index_EN

Los días 21 y 22 de agosto de 2005 se produjo la inundación que ha causado más daños en los últimos cuarenta años (ver capítulo 5). En la configuración atmosférica del día 21 (ver figura 8.13) también se observa el bloque anticiclónico al norte de Europa, pero a diferencia del episodio anterior la baja se ubicaba entre los golfos de León y el de Génova advectando la masa de aire mediterránea siguiendo la trayectoria Vb a lo

largo de la cordillera de los Alpes, es decir, con una dirección ENE, provocando inundaciones, deslizamientos y flujos de derrubios a gran escala.

Dada esta disposición de los centros de acción, los daños se produjeron a lo largo de los grandes ríos de la meseta suiza, en los Prealpes y en la parte central de los Alpes (ver figura 8.14). Durante el evento, se registraron seis víctimas mortales (Hilker et al., 2007). Probablemente los daños fueron mucho mayores en comparación a la del 1987 porque las zonas afectadas están más densamente pobladas (ver capítulo 2) y en consecuencia la cantidad de bienes expuestos es más importante y la vulnerabilidad es mucho mayor.

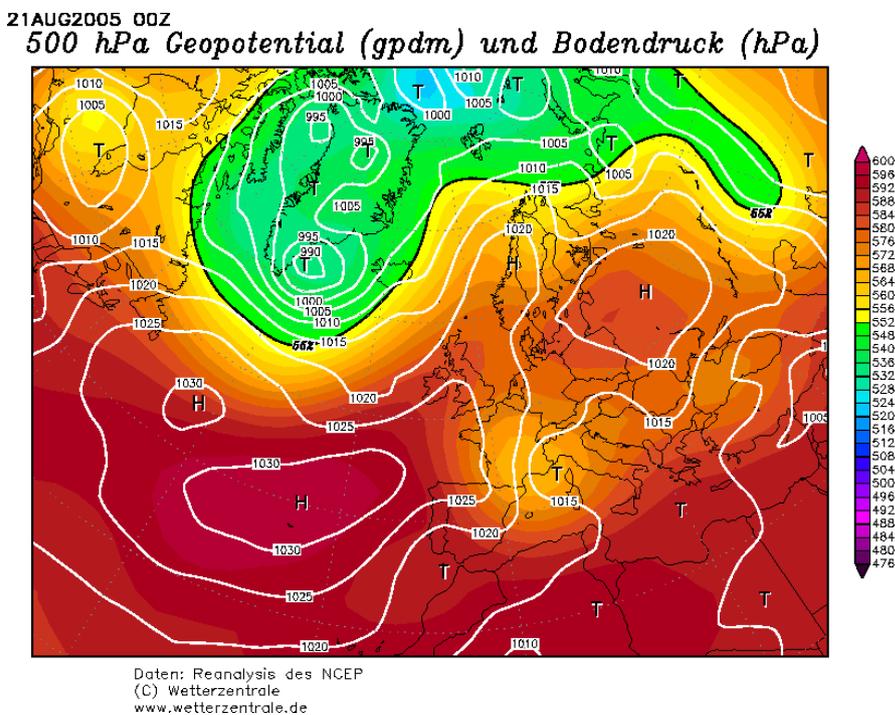
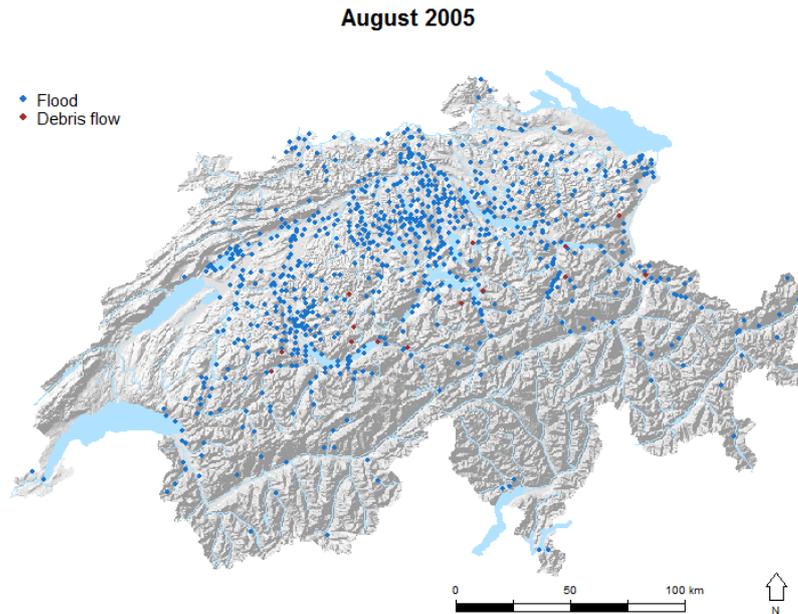


Figura 8.13. Evento del 21 y 22 de agosto de 2005. Configuración sinóptica del día 21 de agosto de 2005. Las líneas blancas representan la presión en superficie (hPa) mientras que los colores muestra la altura geopotencial a 500 hPa (metros geopotenciales, gpm)

Figura 8.14. Evento del 21 y 22 de agosto de 2005. Los puntos azules indican daños debidos a inundaciones, mientras que los rojos los daños se deben a flujo de derrubios.



Fuente: Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL

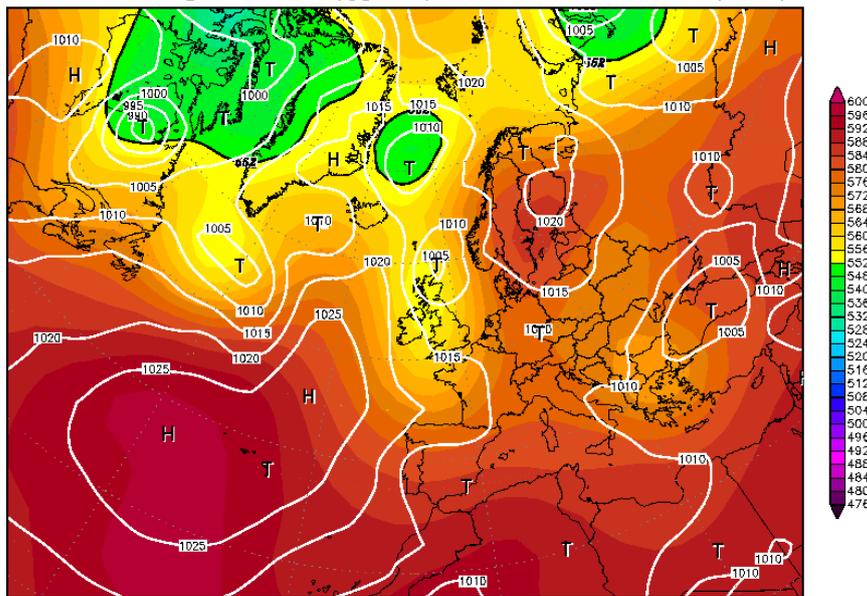
http://www.wsl.ch/fe/gebirgshydrologie/HEX/projekte/schadendatenbank/karten/grossereignisse/index_EN

8.5.3.2. Fase negativa de SNAO y eventos de inundación en Suiza

Se han escogido el evento de los días 8 y 9 de agosto de 2007. La configuración atmosférica durante el día anterior al episodio (ver figura 8.15) venía marcada por un frente atlántico asociado a una zona de baja presiones ubicada al nordeste de las Islas Británicas. El frente acabó desenganchándose de la corriente general, formando un embolsamiento de aire frío en altura sobre la vertical de Suiza, provocando precipitaciones en la vertiente norte de los Alpes.

Las precipitaciones de larga duración causaron la superación de la capacidad de los lagos ubicados en el Jura y el río Aare (ver figura 8.16). Hubieron daños severos en los cantones de Aargau, Solothurn, Basel-Landschaft, Bern y Vaud (Hilker et al., 2008). Remarcar que con esta configuración atmosférica la zona central de los Alpes también se vio afectada, probablemente propagando la inundación hacia las partes bajas de los sistemas fluviales.

07AUG2007 00Z
500 hPa Geopotential (gpm) und Bodendruck (hPa)



Daten: Reanalysis des NCEP
 (C) Wetterzentrale
 www.wetterzentrale.de

Figura 8.15. Evento del 8 y 9 de agosto de 2007. Configuración sinóptica del día 21 de agosto de 2005. Las líneas blancas representan la presión en superficie (hPa) mientras que los colores muestra la altura geopotencial a 500 hPa (metros geopotenciales, gpm)

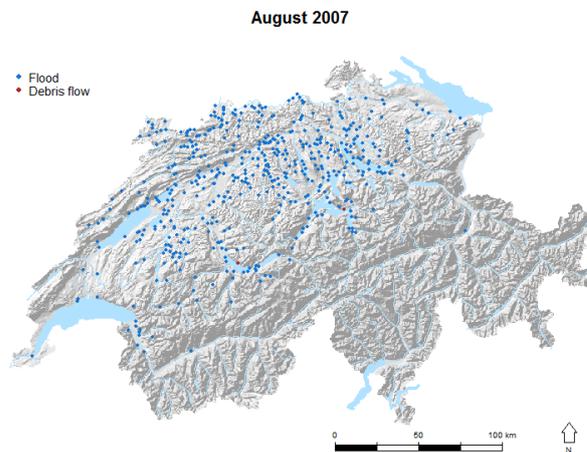


Figura 8.16. Evento del 8 y 9 de agosto de 2007. Los puntos azules indican daños debidos a inundaciones, mientras que los rojos los daños se deben a flujo de derrubios.

Fuente: Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL
http://www.wsl.ch/fe/gebirgshydrologie/HEX/projekte/schadendatenbank/karten/grossereignisse/index_EN

