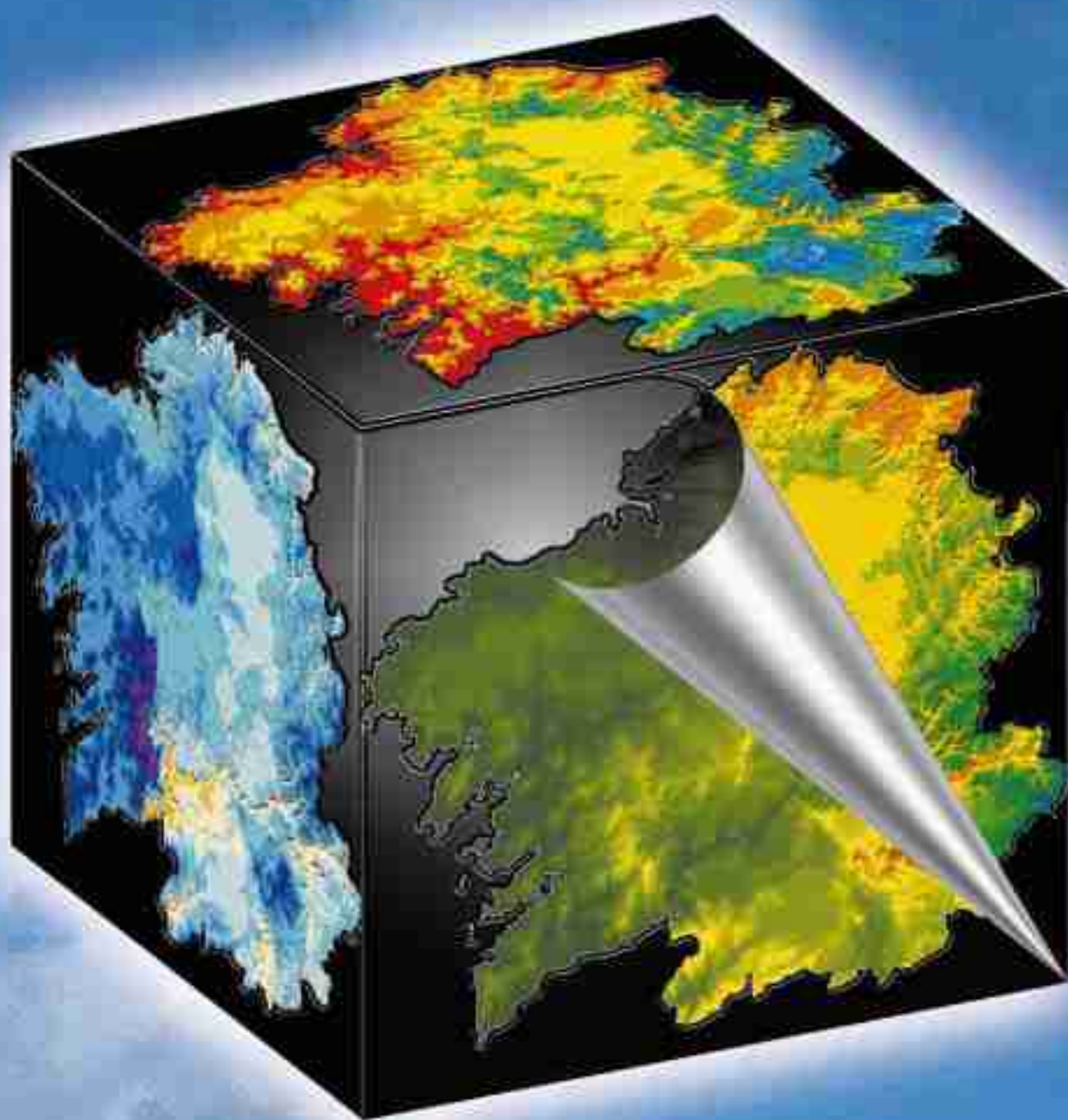




Atlas Climático de Galicia

COORDINADORES

Antonio Martínez Cortizas

Augusto Pérez Alberti

Xunta de Galicia

Dirección	Antonio Martínez Cortizas (Profesor Titular de Edafoloxía e Química Agrícola da Universidade de Santiago) Augusto Pérez Alberti (Catedrático de Xeografía Física, Dpto. de Xeografía, Univ. de Santiago)
Realización	Antonio Martínez Cortizas (Profesor Titular de Edafoloxía e Química Agrícola da Universidade de Santiago) Francisco Castillo Rodríguez (Lcdo. en Xeografía, Profesor de Secundaria) Marcos Valcárcel Díaz (Doutor en Xeografía, Prof. Axudante do Dpto. de Xeografía, Univ. de Santiago) Augusto Pérez Alberti (Catedrático de Xeografía Física, Dpto. de Xeografía, Univ. de Santiago) Ramón Blanco Chao (Doutor en Xeografía, Prof. Asociado do Dpto. de Xeografía, Univ. de Santiago) Francisco Fernández de Ana Magán (Laboratorio de Fitopatoloxía do Centro de Investigacións Forestais de Lourizán) Cesar Andrade Ledo (Unidade de Climatoloxía, Centro de Investigacións Forestais de Lourizán) M.J. Lombardero (Doctora en Bioloxía) Ricardo Julio Rodríguez Fernández (Lcdo. en Bioloxía) Ignacio García González (Lcdo. en Bioloxía) Luis Rodríguez Lado (Lcdo. en Bioloxía)
Sistemas de Información Xeográfica, cartografía, e ilustración	Ramón Blanco Chao Luis Rodríguez Lado
Fotografías	A. Martínez Cortizas; F. Castillo Rodríguez; A. Pérez Alberti; M. Valcarcel Díaz; R. Blanco Chao; F. Fernández de Ana Magán, I. García González



Atlas Climático de Galicia

Antonio Martínez Cortizas
Francisco Castillo Rodríguez
Augusto Pérez Alberti
Marcos Valcárcel Díaz
Ramón Blanco Chao



PRÓLOGO

Cando se fala do clima de Galicia aínda se seguen a expor, con relativa frecuencia, vellas ideas que contrastan coa temperie do noroeste peninsular. A Galicia que segue a perdurar na mente de moitas persoas, galegas ou non, é a dun territorio envolto en néboas, chuvioso a meirande parte do ano. É evidente que esta imaxe, froito de moitos anos de análise a pequena escala, as veces dende a lonxanía, non concorda coa realidade ou, millor, coas diferentes realidades que conviven no noso territorio.

A necesidade de coñecer a fondo a variabilidade climática galega e as súas causas, levou a propiciar, dende a Consellería de Medio Ambiente da Xunta de Galicia, a elaboración deste Atlas Climático de Galicia, no que se reflicten tanto os diferentes elementos e factores que caracterizan os distintos climas como a súa evolución ó longo do tempo. Para iso contouse cun equipo interdisciplinar de especialistas da Universidade de Santiago de Compostela, dirixido polos profesores Antonio Martínez Cortizas e Augusto Pérez Alberti. O resultado que se presenta ó lector, coidamos que fala por si mesmo. Estamos ante unha obra valiosa, que si ben segue postulados doutras semellantes, introduce elementos innovadores que a convirten en única. Iste é o caso da actual visión sistémica do clima que pasa, no caso de Galicia, por contextualiza-la no sector latitudinal onde ocorren os procesos da dinámica atmosférica, e entender en profundidade o papel que o artellamento das distintas formas do relevo desempeña na expresión espacial do clima.

Como Presidente da Xunta de Galicia é para min un orgullo ofrece-la á sociedade, agardando que sexa fonte de información básica que amose a diversidade e complexidade dos climas de Galicia e que permita, por outra banda, acadar unha millor comprensión da inmensa gama de paisaxes que se encadean no noroeste da Península Ibérica, e sirva así mesmo, de instrumento para un millor desenvolvemento da nosa Comunidade.

Manuel Fraga Iribarne
Presidente da Xunta de Galicia



ÍNDICE

PRÓLOGO 5

INTRODUCCIÓN 11

• BREVE NOTA METODOLÓXICA 16

O SISTEMA CLIMÁTICO 21

 A.Martínez Cortizas e F. Castillo Rodríguez

GALICIA NO CONTEXTO DAS LATITUDES MEDIAS 29

 F. Castillo Rodríguez, A. Martínez Cortizas e R. Blanco Chao

• O BALANCE ENERXÉTICO 31

 FACTORES ASTRONÓMICOS E TERRESTRES NA CAPTACIÓN DE ENERXÍA 31

 O BALANCE RADIATIVO DA TERRA 32

 O EFECTO INVERNADEIRO 33

 O TRANSPORTE DE CALOR 34

• A CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA NAS LATITUDES MEDIAS 35

 O VÓRTICE CIRCUMPOLAR 35

 REXIMES CIRCULATORIOS 37

 MODELO DE CIRCULACIÓN RÁPIDA OU ZONAL 37

 MODELO DE CIRCULACIÓN MERIDIANA E DE BLOQUEO 38

 AS MASAS DE AIRE 38

 AIRE ÁRTICO MARÍTIMO (Am) 39

 AIRE POLAR MARÍTIMO (Pm) 39

 AIRE TROPICAL MARÍTIMO (Tm) 39

 MASAS DE AIRE PROCEDENTES DO CONTINENTE EUROASIÁTICO (Ac-Pc) 40

 CENTROS DE ACCIÓN EN SUPERFICIE 40

 ANTICICLÓN TERMODÍNAMICO DAS ILLAS AZORES 40

 DEPRESIÓN DE ISLANDIA 41

 ANTICICLÓNS TÉRMICOS CENTROEUROPEOS 41

 DISCONTINUIDADES FRONTAIS 41

• SITUACIÓNS SINÓPTICAS E TIPOS DE TEMPO 42

 SITUACIÓNS SINÓPTICAS, TEMPERIE E TIPOS DE TEMPO 43

 O ESCENARIO SINÓPTICO 43

 ALGUNHAS SITUACIÓNS REPRESENTATIVAS 45

 CHOIVAS XERALIZADAS SOBRE O TERRITORIO GALEGO 45

Precipitacións abundantes baixo circulación intensa de poñente 45

Instalación de valgadas sobre o noso territorio. Situacións de alta capacidade pluviométrica 47

 SITUACIÓNS CICLÓNICAS CENTRADAS (DEPRESIÓNS FRÍAS) SOBRE GALICIA

 E EMBOLSAMENTO FRÍO (GOTA) EN ALTURA 48

Depresións frías centradas 48

Embolsamentos fríos 48

Fenómenos tormentosos 49

 SITUACIÓNS DE ESTABILIDADE DURANTE O PERIODO DE CHOIVAS 50

 IRRUPCIÓNS DE AIRE POLAR CONTINENTAL: ONDA DE FRÍO 51

 SITUACIÓNS DE VERÁN. ESTABILIDADE ANTICICLÓNICA 53

TIPOS DE TEMPO 53

O RELEVO E AS SÚAS INTERACCIÓNS COA ATMOSFERA	57
F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e L. Rodríguez Lado	
• A COSTA	62
AS CONDICIÓNS MORFOLÓXICAS DA COSTA COMO FACTOR CLIMÁTICO	63
O EFECTO HIDRODINÁMICO DO PERÍMETRO LITORAL	63
O RELEVO COSTEIRO	64
A CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA LITORAL. O SISTEMA DE BRISAS	66
• A MONTAÑA	67
A COMPOÑENTE OROGRÁFICA DA PRECIPITACIÓN	67
AS SERRAS	69
AS SERRAS CENTRO-OCCIDENTAIS: A DORSAL GALEGA	69
AS SERRAS SEPTENTRIONAIS	69
AS SERRAS ORIENTAIS E SUDORIENTAIS	70
• OS VALES	71
VALES COSTEIROS	71
VALES DO INTERIOR	71
• AS FOSAS TECTÓNICAS	72
PRECIPITACIÓN	75
A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao	
• OS GRADIENTES PLUVIOMÉTRICOS	77
• OS VALORES DE PRECIPITACIÓN	79
• ESTACIONALIDADE DA PRECIPITACIÓN	80
TEMPERATURA	93
A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao	
• OS GRADIENTES TERMOMÉTRICOS	95
• OS VALORES DE TEMPERATURA	96
DOMINIOS OMBROTÉRMICOS	107
A. Martínez Cortizas e A. Pérez Alberti	
EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	113
A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao	
• OS VALORES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN	116
BALANCE HÍDRICO	125
A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e F. Fernández de Ana Magán	
• BALANCE HÍDRICO ATMOSFÉRICO	128
• O PAPEL DOS SOLOS NO BALANCE DE AUGA	129
RISCOS CLIMÁTICOS	139
F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e A. Martínez Cortizas	
• INUNDACIÓNS	141
SITUACIÓNS DE ELEVADA PRECIPITACIÓN	142
EXEMPLOS DE SITUACIÓNS DE INUNDACIÓN NA ÁREA DE PADRÓN	143



BIOCLIMATOLOXÍA 147

F. Castillo Rodríguez, F. Fernández de Ana, M.J. Lombardero, R.J. Rodríguez Fernández,
C. Andrade Ledo e A. Martínez Cortizas.

• O EXEMPLO DUNHA PLAGA FORESTAL: *Altica quercetorum* 149

EVOLUCIÓN TERMOPLUVIOMÉTRICA DO PERIODO ALTICA 151

ANÁLISE DA DINÁMICA ATMOSFÉRICA 152

DENDROCRONOLOXÍA 157

I. García González

• A DENDROCRONOLOXÍA EN GALICIA161

O CAMBIO CLIMÁTICO E OS PALEOCLIMAS CUATERNARIOS165

A. Martínez Cortizas, M. Valcarcel Díaz, A. Pérez Alberti,
F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao

• AS VARIACIÓNS CLIMÁTICAS NATURAIS167

• O DOMINIO DOS XEOS CUATERNARIOS170

• OS CAMBIOS CLIMÁTICOS CUATERNARIOS EN GALICIA175

O PLEISTOCENO178

O HOLOCENO180

• O CAMBIO CLIMÁTICO INDUCIDO182

BIBLIOGRAFÍA 187

ANEXOS 193

A·T·L·A·S C·L·i·M·Á·T·i·C·O D·E G·A·L·i·C·i·A





I NTRODUCCIÓN

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



INTRODUCCIÓN



Galicia está localizada xeograficamente entre os 42° e 44° de latitude norte, nunha posición excéntrica no suroeste do continente europeo (Finisterre europeo). Esta localización establece o balance radiativo final e determina os rasgos zonais da circulación atmosférica. Aínda que a nivel global o balance enerxético do sistema Terra-Atmosfera se presenta equilibrado, ao longo do planeta existen balances rexionais condicionados por unha serie de factores –ángulo de incidencia dos raios solares segundo a latitude, tempo de exposición, cuberta nubosa, albedo- que fan que Galicia se atope nunha posición hemisférica de transición entre as zonas excedentarias e as deficitarias enerxeticamente, erixíndose así en encrucillada, punto de encontro das diversas masas de aire que procuran o reequilibrio enerxético da atmosfera e imprimen á sucesión de tipos de tempo unha extraordinaria variedade e animación.

Ademais, a nivel peninsular, Galicia é tamén unha franxa de transición bioclimática dende o amplo e articulado perímetro costeiro ata as serras orientais e sudorientais que conectan coa Meseta. Unha

morfloxía labiríntica e complexa compartimenta o territorio e crea ambientes climáticos singulares a meso e microescala. Situación e morfloxía son, polo tanto, dous factores clave para analizar con éxito a singularidade e a riqueza de matices do clima galego. Esta heteroxeneidade climática condiciona as características dos solos, o tapiz vexetal e as actividades humanas e rompe, á súa vez, coa tópica imaxe de uniformidade coa que acostuma asociarse ó noroeste peninsular. En Galicia a expresión climática ten un forte control xeográfico que se aprecia, por exemplo, no papel intensificador do substrato orográfico sobre a precipitación. As transformacións adiabáticas das masas de aire ao longo das ascensións forzadas polos obstáculos montañosos, as deformacións das fronteiras e as desviacións das liñas de corrente, establecen vertentes de máxima captación de choivas –óptimos pluviométricos- a barlovento e sectores de sombra pluviométrica nas vertentes a sotavento respecto aos fluxos de poñente, que son os de maior frecuencia.

Do anterior dedúcese que o coñecemento do clima de Galicia esixe recorrer a un vasto

conxunto de factores de natureza moi diversa que, interactuando a distintas escalas, configuran un sistema complexo, cun funcionamento que é unha característica de orde superior, que vai máis aló da simple suma de acontecementos en cada un dos subsistemas que o integran: atmosfera, océanos, xeosfera, biosfera, ... De todos eles, o subsistema atmosfera é, pola súa propia natureza, o que experimenta maiores variacións espacio-temporais, reflectidas nas distintas configuracións do campo de presións.

O panorama dos estudos sobre o clima en Galicia ofrece un carácter disperso e puntual. Tal e como cabería esperar, o elemento climático que máis atención recibiu por parte dos investigadores, é a precipitación. Os traballos publicados recollen aspectos relacionados coa pluviometría e o seu reparto espacial (Mounier, 1964; Mateo González, 1965; Carballeira et al., 1981; Polo Maragoto et al., 1981), os réximes de precipitacións e os mecanismos implicados (Capel Molina, 1980; Uriarte, 1983; Garmendia et al., 1989; Rasilla, 1994; Saa et al., 1995; Tobar Quintanar e Pérez Alberti, 1995; Martínez Cortizas e Castillo Rodríguez, 1996), o cálculo de gradientes verticais (Pérez Iglesias e Romaní Barrientos, 1983; Martínez Cortizas et al., 1997), así como aspectos aplicados, como o balance hídrico (Martínez Cortizas et al., 1994) e as inundacións (Martínez Cortizas e Castillo Rodríguez, 1996). Moita menor atención recibiron outros elementos climáticos, como a temperatura (Almarza e López, 1995) ou a insolación (Paz González e Díaz-Fierros, 1985), carecendo de traballos sistemáticos que aborden parámetros tan importantes como os ventos, a humidade relativa, a presión atmosférica, as xeadas ou as treboadas.

No aspecto da caracterización meteorolóxica cabe citar os estudos dos tipos de tempo (Mounier, 1979; Huetz de Lemp, 1967; Medina, 1974; Pérez Alberti, 1982; Capel Molina, 1988; Castillo Rodríguez, 1993; Castillo Rodríguez e Pérez Alberti, 1993) e de situacións meteorolóxicas adversas como os temporais (Marchand, 1975; Casares e Elizaga, 1991). Polo que respecta á

caracterización climática, a maior parte do feito ata o momento se atopa en obras de carácter enciclopédico bastante heteroxéneas, nas que se da unha descrición máis ou menos profunda da variedade climática de Galicia (García Álvarez, 1974; García de Pedraza, 1977; Mounier, 1979a,b,c; Pérez Alberti e Guitián Rivera, 1981; Pérez Alberti, 1982; Carballeira et al., 1983; Pérez Iglesias e Romaní Barrientos, 1986; Castillo Rodríguez, 1993); dentro delas destacan, sen dúbida, as contribucións do investigador francés Mounier a quen se debe, entre outras, a caracterización de Galicia como zona de transición entre os réximes oceánicos e mediterráneos, e a de Pérez Alberti, o primeiro investigador en propor unha clasificación mesoclimática dende a óptica xeográfica. Outras publicacións abranguen un rango espacial menor, provincial, comarcal, municipal, etc... (Asensio Amor e Suárez Acevedo, 1962; Sánchez Rodríguez, 1977; Rodríguez Martínez-Conde, 1982; Roldán Fernández, 1985; Martín Vide, 1993). Tampouco faltan as obras adicadas ás clasificacións climáticas de carácter xeral (Carballeira et al., 1983; Ministerio de Agricultura, 1988) ou aplicado (Díaz-Fierros, 1971; Carballeira et al., 1986; Martínez Cortizas, 1988).

Nembargantes, o maior esforzo de síntese, baseado en técnicas estatísticas aplicadas ao rexistro instrumental dun amplo número de estacións meteorolóxicas, ten lugar entre os anos 1981 e 1983 da man de Carballeira e colaboradores. Tras unha serie de publicacións científicas, os traballos destes investigadores concrétanse na obra *Bioclimatoloxía de Galicia*, publicada no ano 1983. Nela ofrécense os datos termopluviométricos normalizados, así como numerosos índices e clasificacións climáticas para 107 estacións meteorolóxicas galegas. Trátase dunha obra de obrigada referencia polo seu contido e utilidade, aínda que non aborda os mecanismos implicados -nin sinópticos, nin xeográficos- nos ambientes climáticos e a súa cartografía é tan só una síntese moi xeral, de baixa resolución. Tamén cunha forte base estatística aparece máis tarde o traballo de Toval e Vega (1995), cunha repercusión e difusión moito menor.



Finalmente, hai un amplo espectro de obras de moi diversa natureza nas que se aborda o complexo, e ás veces especulativo, campo da reconstrución dos paleoclimas. Non é a nosa intención facer referencia a todas as contribucións existentes, algo case que imposible a teor da grande cantidade de disciplinas implicadas. Mais si cómpre recoñecer que as principais contribucións veñen das disciplinas das ciencias da terra (sedimentoloxía, xeomorfoloxía, edafoloxía, xeoloxía, xeoquímica) aplicadas sobre todo á evolución cuaternaria de Galicia nos últimos 125.000 anos (Nonn, 1966; Torras et al. 1979; Tricart e Pérez Alberti, 1989; Pérez Alberti et al., 1993; Blanco Chao, 1994 e 1999; Santos Fidalgo e Vidal Romani, 1995; Costa Casais et al., 1996; Martínez Cortizas e Moares Domínguez, 1995; Martínez Cortizas, 1996; Pérez Alberti e Martínez Cortizas, 1996; Pérez Alberti et al., 1996) e da Palinoloxía, aplicada á reconstrución dos cambios na paisaxe vexetal (Jato, 1974; Torras e Díaz-Fierros, 1978; Aira, 1986; van Mourik, 1986; Ramil Rego, 1993; Ramil Rego e Aira, 1993; Maldonado Ruíz, 1994; Muñoz Sobrino, 1996; Ramil Rego et al., 1996), fundamentalmente do Holoceno (últimos 10.000 anos). Tamén hai algunhas obras dedicadas a períodos de menor duración, a escalas de séculos, baseadas en datos históricos (Fontana Tarrats, 1977), no rexistro instrumental (Capel Molina, 1993), ou en correlacións entre o clima e o crecemento dos aneis das árbores, os denominados estudos dendrocronolóxicos (Creus Novau et al., 1994; Beorlegui et al., 1995; García González et al., 1995; Pérez Antelo, 1996). Unha revisión de corte integradora sobre a evolución do Cuaternario final en Galicia, pode atoparse en Pérez Alberti e Ramil Rego (1996), se ben a obra de Valcárcel Díaz (1998), que fai unha profunda revisión e análise das pegadas dos climas fríos cuaternarios, e a de Martínez Cortizas et al. (1999) cunha precisa reconstrución da evolución das temperaturas para últimos 4.000 anos, son as achegas máis recentes á reconstrución dos paleoclimas do noroeste peninsular.

Por todo o dito, parece obvio que, coa excepción da *Bioclimatoloxía de Galicia* de Carballeira e colaboradores do ano 1983, botábase en falta unha obra que sistematizara de xeito coherente as principais características climáticas de Galicia e a súa distribución espacial. Neste atlas preténdese cubrir, dende unha óptica interdisciplinar e sistémica, a importante tarefa da cartografía dos principais elementos climáticos. Para iso téntanse integrar disciplinas como a climatoloxía, a xeografía, a paleoclimatoloxía, a dendrocronoloxía e mesmo a fitopatoloxía, empregando Sistemas de Información Xeográfica para darlle un contido espacial. Á parte do equipo interdisciplinar da Universidade de Santiago, contouse coa inestimable colaboración de investigadores do Centro de Investigacións Forestais de Lourizán (Pontevedra).

A obra está artellada de maneira que, en primeiro lugar, se ofrece unha breve introducción á visión actual do clima como un sistema complexo, froito de múltiples interaccións e acoplamentos entre a atmosfera, os océanos, a biosfera e a edafosfera, entre outros subsistemas do xeosistema terra.

En segundo lugar, contextualízase Galicia no ámbito hemisférico rexional ao que pertence: as latitudes medias, marco que condiciona o balance enerxético, a circulación atmosférica e os tipos de tempo, analizando as tendencias dos continuos estados coxunturais da atmosfera –situacións sinópticas– que, ao longo dun período temporal suficientemente amplo, acaban definindo os rasgos climáticos do noroeste peninsular.

En terceiro lugar, faise unha necesaria aproximación ao relevo e ás súas importantes implicacións no temperismo, como modulador da expresión dos estados atmosféricos. Posteriormente descríbense e cartográfanse os elementos climáticos máis relevantes: a precipitación, a temperatura, a evapotranspiración, os ambientes ombroclimáticos e o balance hídrico; abórdanse tamén, brevemente, algúns aspectos aplicados (inundacións, bioclimatoloxía, dendroclimatoloxía).

Por último, non quixemos deixar pasa-la a oportunidade de plasmar unha das liñas de investigación que está a progresar de xeito espectacular, a paleoclimatoloxía que, como xa mencionamos, é una liña de certa tradición nas investigacións do noroeste peninsular. A reconstrucción dos climas do pasado está a ofrecer unha serie de resultados sorprendentes sobre o comportamento do sistema climático a escalas temporais longas, que son un dos piares básicos para intentar comprende-la evolución climática e o posible efecto humano no cambio climático.

BREVE NOTA METODOLÓXICA

As características da rede meteorolóxica de Galicia –localización, altitude, lonxitude das series e número de estacións que poden ser empregadas con certas garantías– foron descritas por Martínez Cortizas e Castillo Rodríguez (1996). Para a realización deste atlas empregouse a información de 217 estacións meteorolóxicas, sendo as fontes principais de información o Centro Meteorolóxico Zonal da Coruña do I.N.M., o Servicio de Climatoloxía do Centro de Investigacións Forestais de Lourizán (Pontevedra) e o Servicio de Climatoloxía da Central das Pontes de García Rodríguez de ENDESA (A Coruña). Todas as estacións empregadas dispoñen de rexistro pluviométrico, e 140 dispoñen ademais de rexistro termométrico.

A maior parte das estacións puxéronse en funcionamento nas décadas dos 60 e 70, non obstante, non todas perviven na actualidade, polo que os rexistros non sempre acadan longas duracións. Isto plantexouou serias limitacións na homoxeneidade da cobertura espacial e temporal do territorio. De igual ou maior importancia é a discontinuidade nas observacións, con ocos de diversa duración en case a totalidade dos rexistros consultados. Estes problemas solucionáronse mediante a estimación de datos ausentes e a normalización das series meteorolóxicas.

ESTIMACIÓN DE DATOS AUSENTES

Para cubrir os ocos das series debidos á falta de observacións, partimos da idea de que a precipitación e a temperatura poden tratarse como variables rexionalizadas, isto é, que presentan correlación espacial e que os valores que toman en puntos próximos aseméllanse máis cós de puntos afastados. Baseándonos nesta propiedade desenvolvemos un método para estimación de datos ausentes mediante a obtención de funcións de regresión entre a estación problema e as do seu contorno, estimando os datos ausentes mediante unha ponderación das estimacións parciais. De forma secuencial, o proceso para unha estación problema foi o seguinte:

1. Cálculo da correlación entre a serie de datos do mes no que existe falta de datos na estación problema e todas as estacións do seu contorno. Empregouse un criterio flexible para o contorno en función do grao de cobertura local dos distintos sectores de Galicia, polo que foron ensaiadas diferentes xanelas de proximidade. A continuación empregouse como criterio de descarte un coeficiente de correlación de 0,75 (alomenos un 50% de explicación da varianza). Ó proceder á estimación das ausencias mes a mes, elimínase o problema de correlación debida á estacionalidade; mentres que o coeficiente de corte asegura unha boa dependencia lineal.
2. Cálculo de todas as funcións de regresión das estacións significativas do contorno de estimación.
3. Obtención dos valores esperados individuais a partir de cada unha das funcións de regresión das estacións predictoras.
4. Cálculo do valor ausente ponderando cada valor estimativo individual co coeficiente de correlación, o inverso da distancia e o inverso da diferenza altitudinal entre cada estación predictora e a estación problema.



5. Repítese este procedemento de xeito iterativo, ata optimizar a ausencia de datos.

Basicamente, o método prima no cálculo aquelas estacións do contorno cunha maior correlación, máis próximas e no mesmo sector altitudinal cá estación problema. Este sistema validouse en estacións de rexistro longo. Para iso bloqueouse de xeito aleatorio unha parte do rexistro, aplicouse o procedemento descrito e calculáronse os valores ponderados dos datos ausentes, empregando un número variable de estacións predictoras. Os resultados indicaron que os valores obtidos non son significativamente distintos dos datos rexistrados e que o axuste é particularmente bo para as medias anuais e estacionais.

NORMALIZACIÓN

Existen diversas funcións de distribución de probabilidade que foron empregadas para axustar as series de precipitación e temperatura e obter os estatísticos máis significativos. Na revisión feita por Lensely e colaboradores (1982), especificábase que as funcións máis empregadas son a normal, a log-normal, a log-Pearson de tipo III, a gamma, a raíz cadrada normal e a raíz cúbica normal.

O procedemento máis simple aplicado vén sendo o de supoñer que, dispoñendo dun rexistro próximo ós 30 anos a media dos valores é representativa e a distribución é normal ou cáseque normal. Algúns autores critican a validez do período de 30 anos, posto que en moitos casos non é suficientemente longo para definir unha función de probabilidade estable, e que ademais depende do elemento climático considerado. Por exemplo, para a precipitación recoméndanse duracións de 40-50 anos. Tamén é habitual que a distribución sexa calculada empregando unha das funcións coñecidas sen comprobar se de feito a dita función de probabilidade se axusta ós datos observados.

Nós optamos por aplicar a función de transformación de Box e Cox modificada por Legates

(1991), para todas as estacións con rexistro fiable e todos os meses do ano (é dicir, cada estación meteorolóxica consta de 12 series mensuais). Esta función implica o cálculo dun coeficiente (λ) que normaliza a función de distribución e estabiliza a varianza:

$$Y' = (y\lambda - 1) / \lambda$$

onde Y' é o dato transformado, y é o dato observado e λ é o coeficiente de transformación. Para valores concretos do coeficiente, a transformación equivale a funcións ben coñecidas. Por exemplo, cando é igual a -1 a transformación que estabiliza a varianza é a función inversa, cando é de $-1/2$ é a inversa da raíz cadrada, cando é igual a 0 é a transformación logarítmica, cando é igual a $1/2$ é a raíz cadrada, mentres que cando toma valor 1 non é necesario transformar a distribución, pois esta axústase a unha normal.

Legates (1991) propón este método como o mellor para a normalización de series de precipitación mensual. A través do estudio de 4.000 estacións, este autor demostrou que algunhas das distribucións empregadas con maior frecuencia nas análises climáticas –como a distribución gamma ou a Gumbel– non foron capaces de representar, de forma consistente, as distribucións observadas e fallaron en máis dun 30% dos casos a un nivel de confianza do 95%. Os seus resultados indican, polo tanto, que a transformación modificada de Box e Cox é a mellor para evaluar os totais de precipitación mensual para un amplo espectro de climas. Dado que os rexistros de temperatura non acostuman mostrar unha variabilidade tan extrema como a da precipitación, decidimos aplica-lo mesmo método, que asegura un procedemento de cálculo homoxéneo para ambos os dous elementos climáticos.

Para a estimación do valor óptimo de λ , suxeríronse dúas solucións. A primeira, proposta por Box et al. (1988), é iterativa e supón calcular a suma de cadrados dos residuos para as transformacións con valores correlativos de λ , ata acadar o valor que a minimiza. A segunda é a proposta

por Legates (1991) e lévase a cabo mediante a maximización da seguinte función:

$$L = -n/2 \ln s^2 y + (\lambda - 1)$$

onde s^2 é a varianza mostral, $\ln$ é a base de logaritmos naturais e λ é o coeficiente de transformación. Para obter o λ , programouse unha rutina que, partindo dun valor de referencia (-4), calcula o coeficiente que maximiza a función L mediante iteracións discretas do coeficiente (incrementos de 0.001). Os valores tomados por λ estiveron próximos a 0 para as estacións de series máis longas (implicando unha transformación logarítmica), se ben o rango habitual estivo entre -3 e 3. Para un grupo pequeno de estacións meterolóxicas representativas da variabilidade climática de Galicia, aplicouse este procedemento para os valores estacionais (inverno, primavera, verán e outono, definidos por trimestres dende o comezo do ano) e anuais, e descubriuse que non eran significativamente distintos dos calculados como a suma dos valores medios normalizados. Tamén comprobouse a eficacia do método para períodos variables de tempo, en estacións de serie longa, resultando que, tal como afirma Legates (1991), a normalización é efectiva para rexistros de lonxitudes superiores ós 10-15 anos.

CARTOGRAFÍA DOS ELEMENTOS CLIMÁTICOS.

Unha vez obtidos os valores normalizados representativos do conxunto de estacións meterolóxicas de Galicia, para a precipitación e a temperatura, procedeuse á identificación dos sectores de gradiente vertical. Isto supón o cálculo das funcións que relacionan a altitude e outros parámetros xeográficos, coa variación espacial destes elementos, para áreas xeograficamente coherentes, tal como se describe nos capítulos adicados a estes. Estas foron empregadas como funcións de transferencia, acopladas a un modelo dixital do terreo, cun pixel de resolución de 250 m de lado, mediante o emprego dun sistema de información xeográfica (SIX).

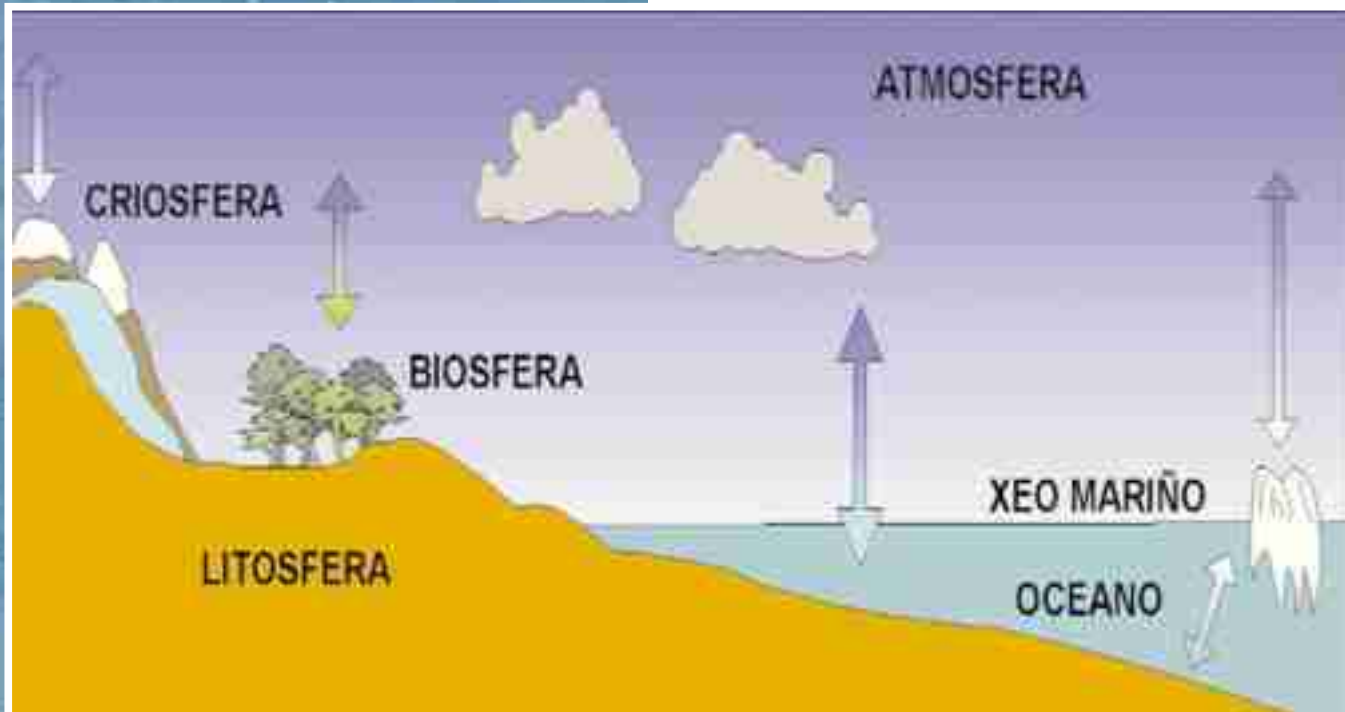
Os mapas de precipitación e temperatura son pois o resultado do proceso de estimación de datos ausentes, homoxenización, cálculo de gradientes verticais, definición das funcións de transferencia e acoplamento ó modelo dixital do terreo. Non ocorre así para os demais parámetros, que se obtiveron a partir da información básica xerada no SIX; por exemplo, a cartografía de réximes ombrotérmicos é o resultado dunha clasificación cruzada de precipitación e temperatura, a cartografía do balance hídrico realizouse aplicando unha substración de capas monotemáticas de precipitación e evapotranspiración, etc...

Polo que respecta ó estudio das situacións sinópticas e os tipos de tempo, a fonte empregada foi o *Boletín Meteorolóxico Nacional* publicado polo Instituto Nacional de Meteoroloxía. Esta é, pola súa vez, a base empregada para a elaboración dos mapas sinópticos do capítulo Galicia no contexto das latitudes medias.



A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A





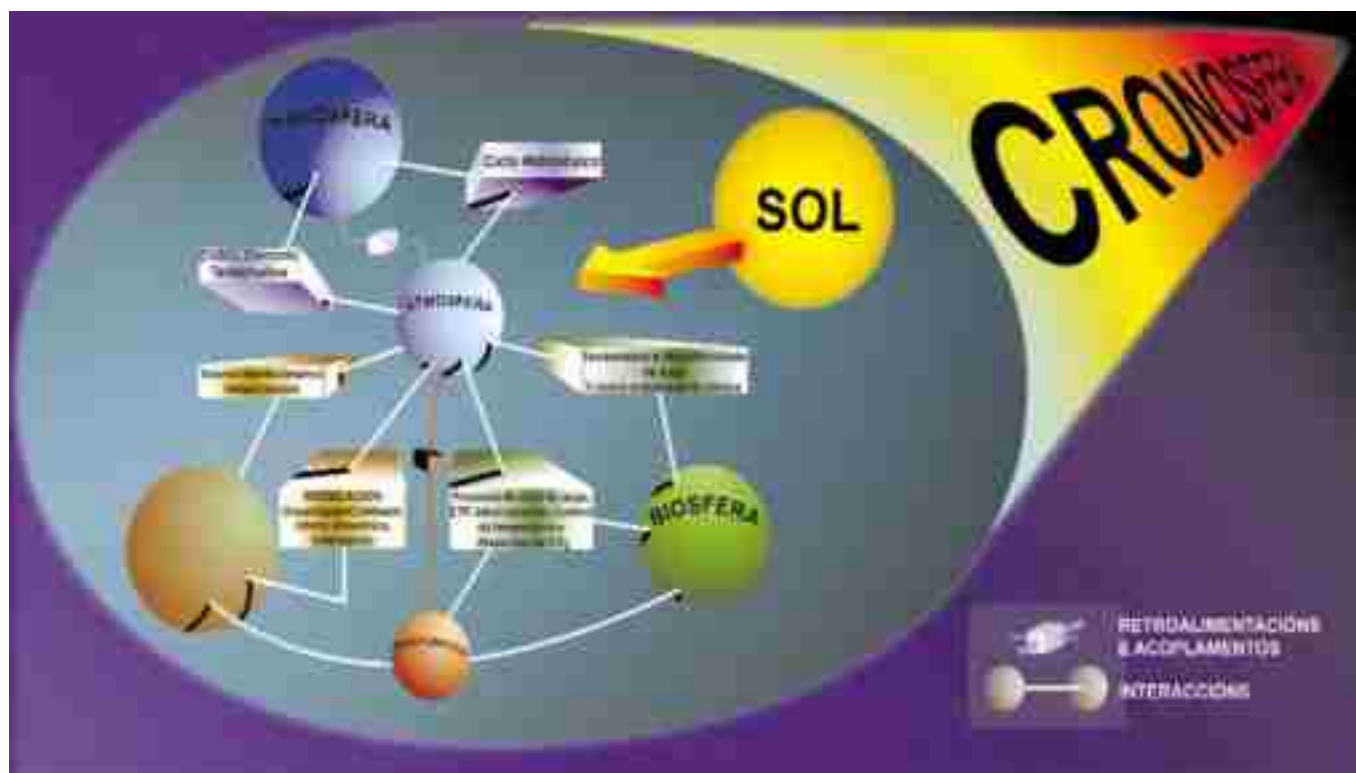
SISTEMA CLIMÁTICO

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



O SISTEMA CLIMÁTICO

A.Martínez Cortizas e F. Castillo Rodríguez



As múltiples interaccións, retroalimentacións e acoplamentos son unha das características máis salientables do sistema climático; procesos todos eles dinámicos e que temos que enmarcar nunha evolución temporal.

O clima foi considerado ata hai pouco como a expresión media dos elementos climáticos –temperatura, precipitación, ventos, humidade relativa, etc.- que caracterizan unha rexión do globo, os valores medios de alomenos 30 anos. Nembargantes, para grandes zonas da terra, os valores medios non representan de xeito adecuado as condicións meteorolóxicas que se suceden no tempo. Asumindo de forma estricta esa definición estatística poderíase chegar á conclusión de que nas latitudes medias non hai clima, ao seren tan cambiantes as condicións meteorolóxicas e tan baixa a súa persistencia. O clima debe entenderse como a integración da variabilidade temporal amosada polos estados atmosféricos que se dan nunha rexión do globo ao longo do tempo e a súas repercusións sobre a superficie terrestre.

Hoxe o clima é considerado como un sistema complexo. A súa natureza sistémica é conferida pola multitude de compoñentes (ou subsistemas) que nel interven –enerxía solar, atmosfera, océa-

nos, biosfera, edafosfera, criosfera -, e a súa complexidade deriva das múltiples interaccións entre os seus compoñentes –retroalimentacións, acoplamentos- a distintas escalas espaciais e temporais. A enorme variedade de interaccións que poden ter lugar entre os compoñentes fan que o sistema climático amose un comportamento e unha evolución marcadamente non lineais.

Enténdese por interacción calquera efecto na dinámica de un subsistema que é consecuencia das características ou dos procesos que ocorren noutro subsistema. Por exemplo, as barreiras orográficas elevadas poden xerar modificacións importantes nas propiedades das masas de aire que baten con elas, xerando precipitacións abundantes; falaremos de interaccións entre o relevo e a atmosfera (ou ben de forma xenérica entre litosfera e atmosfera). Cando a interacción provoca modificacións nun subsistema como resultado das cales o subsistema de partida se ve pola súa vez afectado, fálase dun proceso de retroalimentación. Se o efecto é o de potenciar o cambio

inicial dise que a retroalimentación é positiva, pero se o amortece dise que é negativa. Cando as variacións nun subsistema dirixen a evolución do sistema climático cara a un estado, fálase de forzamento. Por fin, cando dous subsistemas interactúan, de tal xeito que a súa evolución temporal e a súa dinámica entran en fase, fálase de acoplamentos.

Os procesos de retroalimentación están na esencia mesma do sistema climático. Sábese que hai unha serie de procesos de retroalimentación que son o resultado do forzamento do clima debido ao quecemento invernadeiro. O forzamento provocado por gases como o CO₂ ou o CH₄ sobre a temperatura atmosférica fai que no sistema climático teña lugar un cambio na temperatura superficial. Mais este aumento da temperatura dispara unha serie de procesos de retroalimentación que acentúan ou diminúen o forzamento invernadeiro. Como xa mencionamos, estes mecanismos son altamente non lineais e poden verse afectados uns por outros (interaccións de intraretroalimentación).

Os máis coñecidos dos procesos de retroalimentación son o do vapor de auga, o efecto das nubes, o do albedo superficial, a humidade do solo e a vexetación, as interaccións entre os océanos e a atmosfera e as interaccións no ciclo do carbono. O do vapor de auga é un dos poucos procesos sobre os que hai consenso sobre o signo do seu efecto (positivo) sobre o forzamento climático. Un aumento do CO₂ dá lugar a un aumento das emisións infravermellas da superficie da terra, elevando directamente a súa temperatura. A ganancia de calor intervéñ no ciclo hidrolóxico ao provocar unha maior evaporación de auga dos océanos e augas continentais, aumentando a humidade absoluta da atmosfera. Simultaneamente, a calor latente que é transferido á atmosfera pola auga evaporada xera unha elevación da temperatura atmosférica tras a condensación do vapor. A temperatura troposférica tamén aumenta debido á absorción de radiación infravermella polo CO₂ e outros gases de efecto invernadeiro. A maior temperatura tropos-

férica, pola súa vez, incrementa a capacidade de almacenamento de auga da atmosfera e con iso a súa humidade. O vapor de auga é o gas atmosférico cunha maior capacidade de efecto invernadeiro ao captar radiación infravermella polo que, xunto cunha troposfera máis quente, aumentan as emisións infravermellas de volta cara á terra, quentando aínda máis a superficie do planeta. Esta ganancia de calor contribúe á evaporación superficial, completando o ciclo de retroalimentación do vapor de auga.

De calquera xeito, parece que este proceso ten as súas propias limitacións naturais que impiden un quecemento incontrolado. Por un lado, o aumento da temperatura aumenta pola súa vez as emisións saíntes e o enfriamento por radiación de tipo corpo negro e, por outro, as variacións dos gradientes térmico e higrométrico verticais da troposfera provocan unha convección de calor cara ás latitudes elevadas, disipando parte do exceso enerxético e atemperando o quecemento forzado polo vapor de auga.

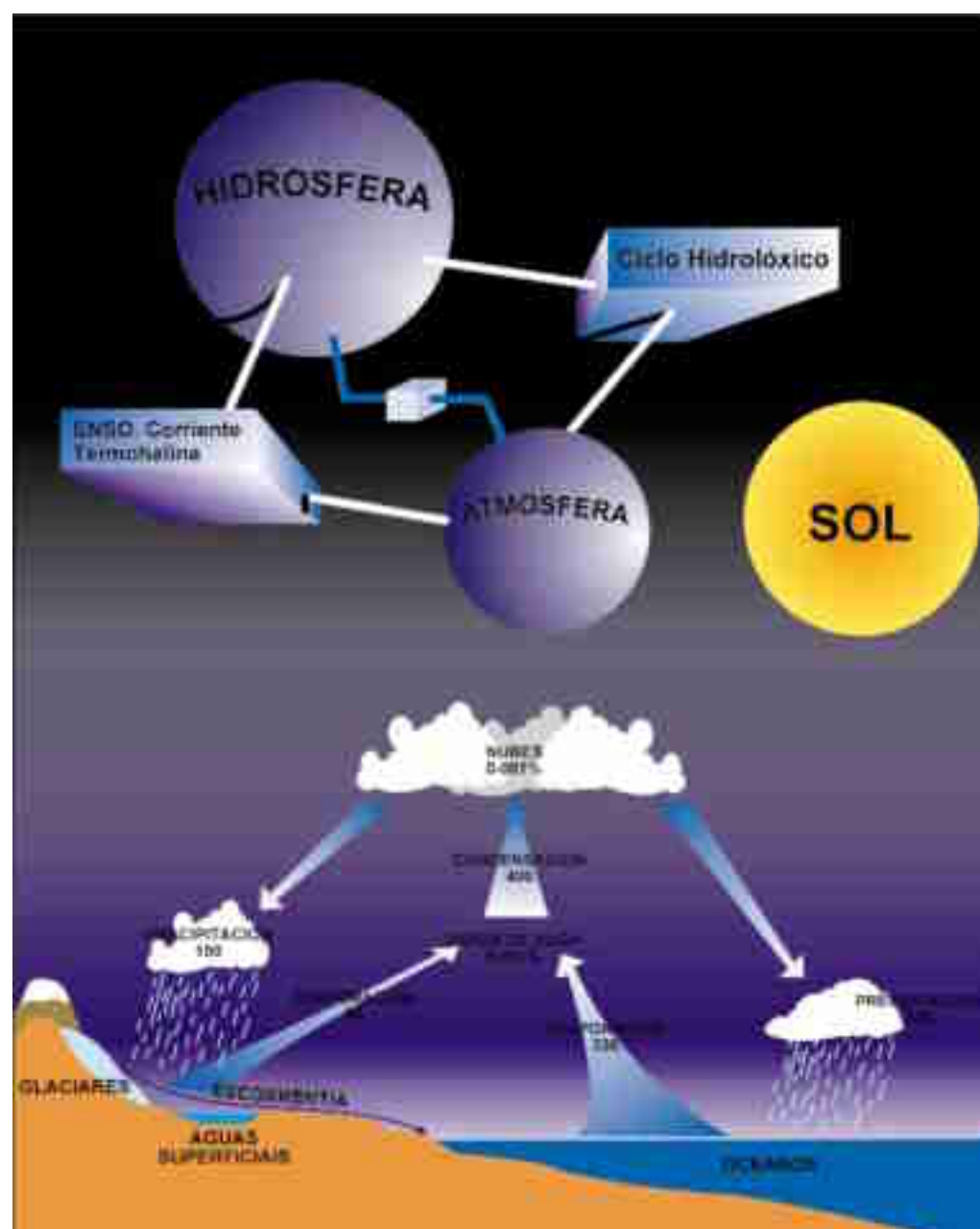
As interaccións océanos-atmosfera son máis complexas e, tal vez, un dos factores individuais de maior importancia na evolución do sistema climático. A circulación termohalina dos océanos está dirixida polos gradientes de densidade das augas oceánicas, resultado das variacións da temperatura e salinidade do mar. Estes gradientes poden verse modificados pola mestura de augas frescas co mar por aumento da precipitación, por aumento da contribución fluvial ou pola fusión dos xeos nas latitudes norte. Esta mestura dá lugar a unha diminución da salinidade e da densidade da auga do mar. Como consecuencia, merma o fluxo de subsidencia das augas oceánicas e a formación de augas profundas, o que afecta á circulación meridiana das correntes oceánicas –implicadas na redistribución do excedente enerxético das baixas latitudes-. A salinidade redúcese nos pólos debido a un fluxo salino máis limitado dende as latitudes baixas, o que atenúa ou bloquea o transporte de calor iniciando unha caída da temperatura nas latitudes elevadas. Isto completa unha retroalimentación negativa sobre o quecemento nas



rexións polares. A medida que descende a temperatura da superficie nestas rexións, tamén o fará a evaporación, reducíndose a salinidade que, pola súa vez, poderá potencia-lo bloqueo da circulación oceánica meridiana e afectar o transporte de calor cara aos polos por medio do acoplamento océanos-atmosfera. De feito, as investigacións máis recentes suxiren que o enfriamento e queceamento dos océanos parece estar implicado na sucesión de períodos glaciares e interglaciares.

Por outra parte, CO_2 e vapor de auga son responsables do 95% do efecto invernadeiro. Mais o CO_2 é un dos compoñentes esenciais do ciclo do carbono e, en consecuencia, as súas variacións deben entenderse dentro deste ciclo global, e os procesos e mecanismos que lle afectan afectarán potencialmente o comportamento do sistema climático. O ciclo do carbono non é sinxelo, e convértese nun claro exemplo da complexidade intrínseca do sistema climático xa que nel interveñen unha grande cantidade de elementos: atmosfera, organismos vivos (balance entre fotosíntese e respiración, acumulación de biomasa), solos (respiración e acumulación de materia orgánica), actividade humana (deforestación e queima de combustíbles fósiles) e intercambios océano-atmosfera. Outra característica é que se trata dun ciclo con numerosas fontes a sumidoiros, as primeiras relativamente ben estudadas, pero a comprensión dos segundos e dos fluxos entre ambos é aínda escasa.

O fluxo de carbono entre a biosfera e a atmosfera é superior ao establecido entre os océanos e a atmosfera. Ademais, unha grande proporción do carbono é acumulada nos sistemas edáficos e liberada a tempos variables, mentres que a maior parte do carbono que é intercambiado entre a atmosfera e os océanos, é de retorno rápido e tan só unha pequena proporción é incorporada como materia orgánica e carbonatos mariños. Os principais reservorios do carbono son os bosques e os solos. Nos bosques, a maior proporción de fixación atópase nos de latitudes elevadas, seguidos dos de latitudes baixas e medias; no caso dos solos, as proporcións máis elevadas atópanse nos



solos forestais (na secuencia solos de bosques tropicais, solos de bosques temperados, solos de bosques boreais) e nas turbeiras. En termos xerais, o contido de materia orgánica dos solos depende do clima e do relevo e pódese expresar como unha función complexa da temperatura, precipitación, evapotranspiración e altitude.

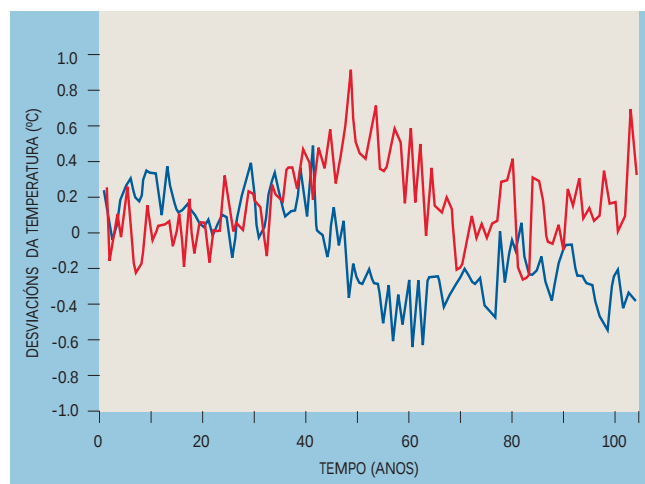
Os principais factores que afectan a acumulación e os fluxos de carbono entre os solos e a atmosfera a escalas curtas de tempo, dependen da actividade humana: os cambios do uso da terra, a drenaxe de áreas hidromorfas e turbeiras ou a corta dos bosques. Estas actividades supoñen un aumento da mineralización da materia orgánica e un incremento do fluxo de CO_2 cara á atmosfera.

As taxas de descomposición da materia orgánica dos solos están relacionadas positivamente coa

O ciclo hidrolóxico constitúe un elemento importante do sistema climático, xa que nel interveñen os dous subsistemas que, a distintas escalas temporais, exercen maior control na expresión climática.

A partir dos efectos catastróficos do episodio do ENSO (El Niño Southern Oscillation) do ano 1972, ten aumentado extraordinariamente o interese, non soamente científico, por este fenómeno que exemplifica o acoplamento atmosfera-océanos. "El Niño" é o queceamento anómalo da superficie do mar ao longo da liña ecuatorial nos sectores central e oriental do Pacífico, o que xera unha vasta fluctuación da presión atmosférica -a oscilación sur-entre ambos os flancos do océano. Esta fluctuación barométrica dá lugar a anomalías meteorolóxicas trascendentes (sequías e inundacións). A súa ocorrencia é cíclica, pero non periódica.

O clima, como sistema complexo que é, amosa un compoñente de forzamento ordeado e un cocompoñente de comportamento caótico (dinámica non lineal). Por isto, a evolución de calquera dos elementos que caracterizan o clima –como a temperatura– presenta sensibilidade ás condicións iniciais, é dicir, pequenas variacións nas condicións de partida dan lugar a resultados sustancialmente diferentes a escalas de tempo moderadas, facendo moi difícil a predicción climática. A isto se lle coñece popularmente como o efecto mariposa (modificado de Tsonis, 1991).



temperatura, e dun modo máis complexo, coa humidade. Que os solos acumulen materia orgánica bloqueando o CO₂ ou que amosen unha emisión neta positiva, dependerá do balance entre produción e descomposición. É a resposta diferencial destes dous procesos aos efectos combinados da temperatura e a humidade, o que determinará o cambio no contido de materia orgánica dos solos. Algúns estudos suxiren, que para un determinado aumento da temperatura, o aumento das taxas de descomposición da materia orgánica supera o correspondente aumento na produción vexetal, sendo o balance final unha emisión neta de CO₂ cara á atmosfera. Nembargantes, tamén hai evidencias de que un aumento do CO₂ dá lugar a un aumento da biomasa vexetal enterrada –raíces– e reduce a taxa de descomposición do follasco, co consecuente aumento na acumulación e no tempo medio de residencia do carbono nos solos.

Outras evidencias inciden na complexidade das relacións, así, un aumento da temperatura pode dar lugar a un aumento no consumo da auga da reserva dos solos que, de non ser acompañado por un aumento na oferta pluviométrica, provocaría unha maior sequía, unha maior taxa de aireación e un aumento da liberación de CO₂ por oxidación da materia orgánica. Resultados que suxiren que o ciclo do carbono e, en particular, a dinámica do carbono nos medios edáficos, é esencial para a compresión do funcionamento do sistema climático.

Todos estes exemplos poñen de relevo a forte dependencia do sistema climático dos mecanismos e procesos que ocorren, principalmente, na superficie da Terra –litosfera e troposfera– e do fluxo externo que representa a enerxía solar. Para algúns investigadores, o clima observado resultaría pois da combinación dun forzamento ordenado e dun comportamento caótico. A evolución dos estados atmosféricos é altamente sensible ás súas condicións iniciais –pequenos cambios na situación de partida orixinan condicións finais ben diferenciadas–, polo que o comportamento tende a ser caótico e difícil de predicir, aínda que amosa unha tendencia a oscilar entre uns poucos estados. Considérese, por exemplo, a evolución paleoclimática durante as glaciacións –que se describen no último capítulo desta obra–. O patrón de cambios é sorprendentemente coincidente para os últimos 420.000 anos, con mínimos de temperatura que a penas se diferencian nun grao centígrado e tendencias durante os quecementos moi semellantes. Os cambios nos parámetros orbitais, que gobernan o inicio dos cambios climáticos son, nembargantes, cáseque periódicos ao igual que o forzamento solar.

Así pois, á hora de abordar a caracterización climática dunha pequena porción do globo, é conveniente ter en conta esta complexidade e tratar de analizar os factores e mecanismos que inflúen na expresión do clima. Polo tanto e como non podería ser menos, a realidade climática de Galicia só pode comprenderse como o resultado da interacción dos diversos factores en xogo nunha rexión xeográfica situada nas latitudes medias, coa circulación atmosférica tan dinámica (baixa persistencia) que as caracterizan, e o papel desenvolvido polas augas e correntes do océano Atlántico que nos afectan, así como cun relevo que produce unha marcada diferenciación meso e microclimática.



A·T·L·A·S C·L·i·M·Á·T·i·C·O D·E G·A·L·i·C·i·A





GALICIA NO CONTEXTO DAS LATITUDES MEDIAS

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



GALICIA NO CONTEXTO DAS LATITUDE MEDIAS

F. Castillo Rodríguez, A. Martínez Cortizas e R. Blanco Chao

O BALANCE ENERXÉTICO

FACTORES ASTRONÓMICOS E TERRESTRES NA CAPTACIÓN DE ENERXÍA

A enerxía responsable dos procesos termodinámicos no sistema climático procede nun 99% do Sol, unha estrela de tamaño medio cunha temperatura superficial duns 6.000° C. A radiación solar ocorre nunha ampla gamma de lonxitudes de onda, pero o 99% dela está na rexión dos 0'15 a 4'0 μm (onda curta); o 9% son radiacións de lonxitude de onda inferiores a 0'36 μm, demasiado curtas para seren observadas a simple vista e que se coñecen como ultravioleta, o 45% atópase na rexión visible do espectro electromagnético, 0'36-0'7 μm, e o 46% restante son ondas de lonxitude demasiado grande para seren vistas, pero que poden sentirse -sensación térmica-, na rexión do infravermello. O espectro da radiación solar ten o seu máximo de intensidade no centro da rexión do visible a uns 0'5 μm, por iso a luz do Sol parece branca. Esta radiación pode ser considerada como unha onda de transporte de enerxía que, con movemento rectilíneo, emprega tan só 8 minutos e 20 segundos en percorrer os 150 millóns de quilómetros que separan o Sol da Terra. O reparto desta enerxía sobre a terra (insolación) depende de factores astronómicos e terrestres. Os principais factores astronómicos son:

A *constante solar*, ou enerxía que alcanza a superficie externa da atmosfera, e que é duns 1.360 W m⁻² (1'95 cal cm⁻² min⁻¹), con certas variacións ao longo do tempo -o máximo actual é de 1.402 W m⁻² o 3 de xaneiro e o mínimo de 1.312 W m⁻² o 6 de xullo-. A pesar de empregar o cualificativo de constante a enerxía emitida polo Sol varía ciclicamente, o máis coñecido do seus



ciclos e o de 11 anos, relacionado coas manchas solares; pero tamén existen ciclos de 80-100 anos.

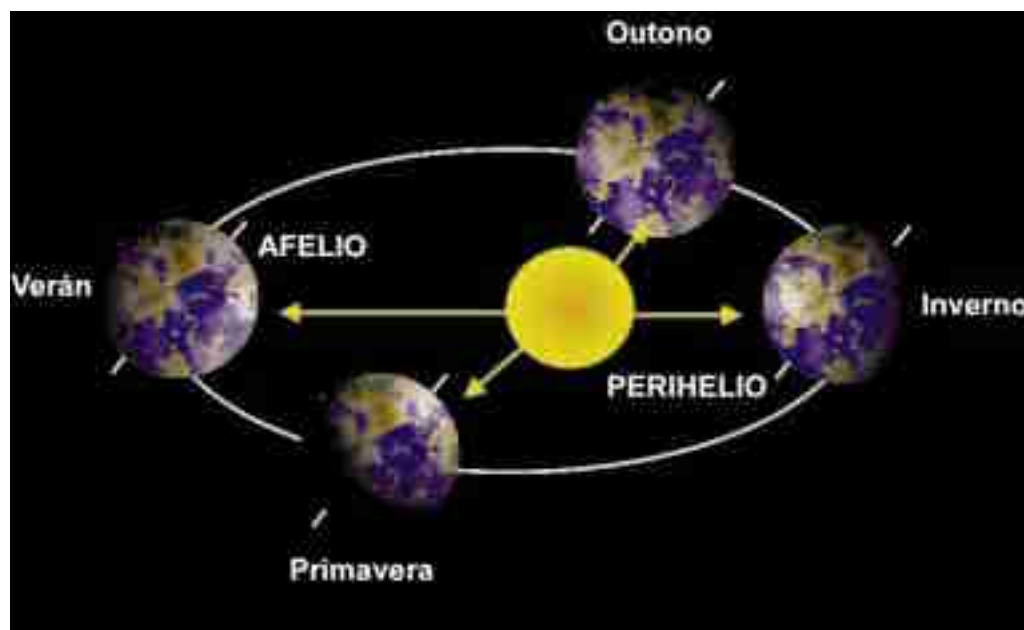
A *distancia ao Sol*: debido á excentricidade da órbita terrestre danse diferencias de ata un 6% no valor da constante solar, entre o afelio (momento en que a distancia entre o Sol e a Terra é máxima) e o perihelio (momento en que é mínima).

A *altura solar*: o ángulo entre os raios do Sol e a superficie da terra tamén condiciona os valores de insolación. A maior altura solar máis concentración da intensidade de radiación para unha superficie dada, e menor absorción e reflexión atmosférica dos raios solares.

A *duración do día*: xa que a radiación só alcanza a superficie de terra durante o día. Este factor e o anterior están condicionados pola latitude e deben a súa importancia á inclinación do eixo da Terra (uns 23'5°), o cal é o responsable último da estacionalidade climática e de que, no hemisferio norte, o inverno coincida co perihelio e o verán co afelio.

A nivel medio, cáseque a metade da enerxía que alcanza o borde exterior da atmosfera é reflecti-

A radiación procedente do Sol é a enerxía básica que anima o sistema climático, pero no seu reparto superficial, ou insolación, tamén interveñen outros factores como a estrutura e composición da atmosfera e a natureza das superficies terrestres.



A inclinación do eixo da Terra, respecto ao plano da eclíptica, é un dos factores astronómicos máis importantes na distribución da insolación ao longo do ano e a nivel hemisférico, máis relevante se cabe que a maior ou menor distancia ao Sol. As súas oscilacións parecen estar implicadas nos cambios climáticos globais.

da ao espazo, pasando o resto ao sistema terra-atmosfera. Hai catro factores terrestres que influen na taxa máxima de insolación:

O espesor da atmosfera: a radiación ao atravesala é absorbida e dispersada polos seus constituíntes. As moléculas de aire dispersan a radiación en todas as direccións, de tal xeito que a que se recibe na superficie da terra, chega dende todas as partes. Por outra banda, ao igual que todos os gases, os diferentes compoñentes do aire absorben certas lonxitudes de onda da radiación e son transparentes a outras.

Efecto da superficie das nubes: dependendo do grao de cobertura e do seu espesor, poden formar unha barreira que limita en grande medida a penetración da radiación directa. A reflectividade ou albedo varía moito co tipo de nube (dende o 21% das nubes medias ao 70% en grandes cúmulos convectivos). As nubes tamén absorben unha pequena parte da radiación e evitan a perda de enerxía de onda longa emitida pola terra.

Efecto das superficies de auga e terra: a cantidade de radiación que é absorbida depende da natureza da superficie, do seu albedo e da súa capacidade calorífica (ou calor específica). Por exemplo, debido a súa elevado calor específica, a auga absorbe cinco veces máis enerxía que unha masa de area. Ó enfriarse, libera a mesma cantidade de calor que absorbeu, sendo transferida á atmosfera.

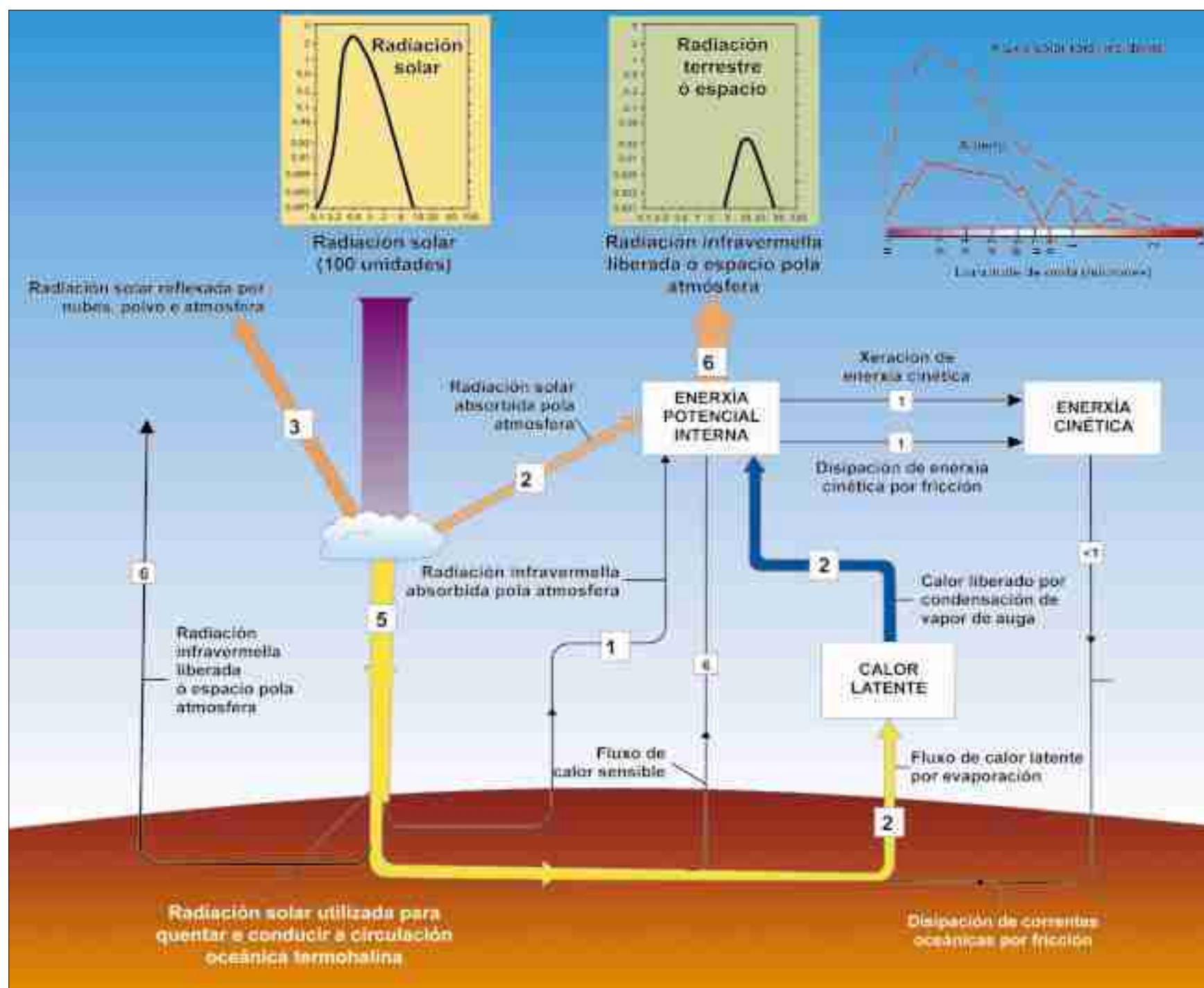
Efecto da altitude, a orientación e a pendente: factores de grande relevancia a meso e microescala. Os efectos da altitude refírense ao alongamento do día e a diminución da capa de atmosfera que teñen que atrevesar os raios solares en localidades elevadas. A orientación determina o grao de sombra e exposición (solaina/umbría) e a pendente modifica o ángulo de incidencia dos raios solares (podendo diminuír ou aumentar a taxa de captación de enerxía, segundo a época do ano).

Por outra parte, as formas en que aparece a enerxía na atmosfera -cinética, potencial, térmica e calor latente-, así como as súas transferencias -por convección, conduction, radiación, advección ou fluxo de calor latente-, dependen en grande medida da súa estrutura e composición. Arredor do 75% da masa da atmosfera está contida na troposfera, unha fina capa duns 9 a 17 km de espesor, a máis importante en termos climáticos, e tan só uns poucos constituintes dela -vapor de auga, CO_2 , O_3 , CH_4 - son os gases naturais directamente implicados nos procesos de transferencia de enerxía.

O Sol emite radiación de onda curta, a terra irradia o espazo radiación de onda longa ou infravermella, principalmente en lonxitudes comprendidas entre os 5 e os 80 μm , co seu máximo a 10 μm . A emisión total é duns 350-400 W m^{-2} , o cal é claramente inferior á emisión solar.

O BALANCE RADIATIVO DA TERRA

Non toda a radiación recibida no borde exterior da atmosfera é empregada polo sistema climático. Un 30% da radiación solar incidente é reflectida de volta o espazo polas nubes e, en menor medida, polas superficies de terra (albedo). Esta enexía pérdese do sistema. Do 70% restante, un 20% é absorbido polos constituíntes atmosféricos e un 50% polos océanos e a terra. Parte da enerxía é empregada para o quecemento directo da atmosfera (6%) e parte para o mantemento do ciclo hidrolóxico por medio da evaporación (24%, fluxo de calor latente), quentando a atmosfera cando a auga se condensa formado as nubes. Un 20% produce o quecemento da superficie da terra



e perderáse logo en forma de radiación de onda longa cara á atmosfera (14%) e ao espacio exterior (4%).

Unha pequena cantidade da enerxía absorbida pola atmosfera (1%) convértese en enerxía cinética que mantén a circulación xeral atmosférica e oceánica en contra da fricción. Finalmente, un 64% da enerxía é devolto ao espacio dende a atmosfera. Pódese ver como toda-las entradas e saídas do sistema climático están globalmente equilibradas.

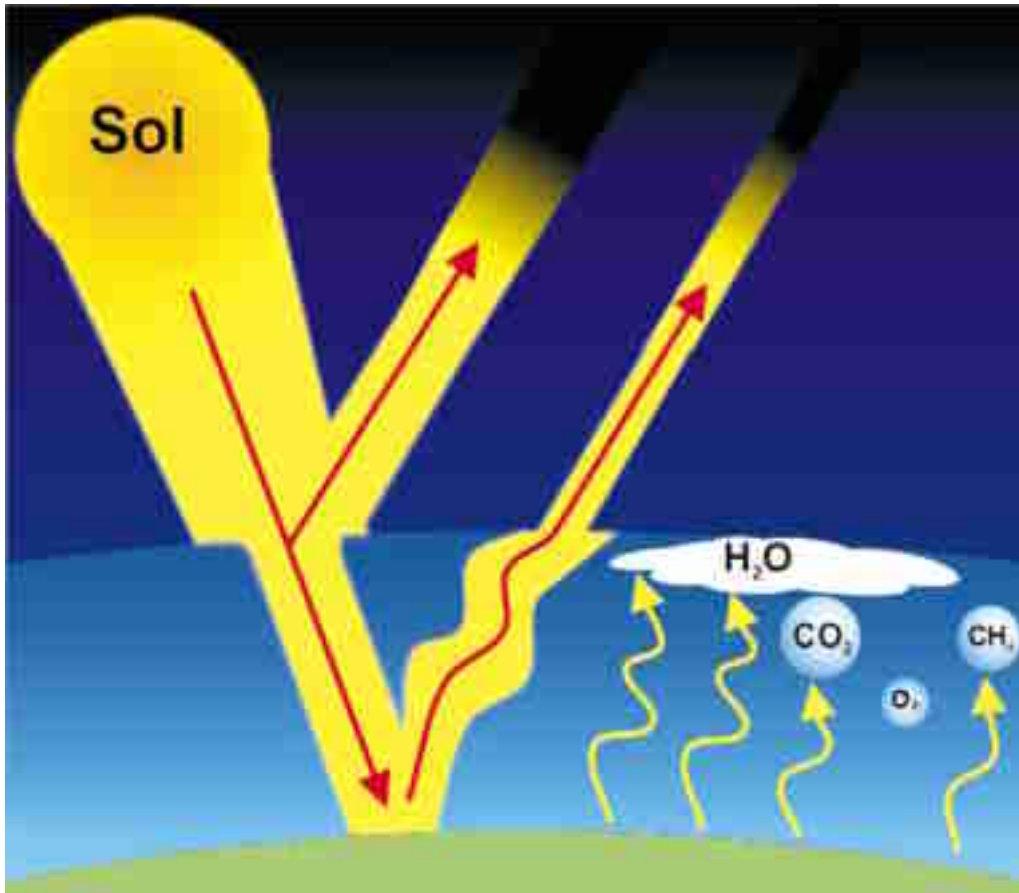
Como xa mencionamos, a atmosfera é tan só parcialmente transparente á radiación de onda longa emitida pola terra; absorbe un 94% dela, e

tan só un 6% escapa cara ao espacio exterior. Parte da enerxía absorbida é reemitida de volta á terra, co que se produce un aumento da enerxía total recibida na superficie, e como consecuencia diso a temperatura elévase uns 33° C por enriba do valor teórico dictado pola lonxitude de onda da emisión terrestre.

O EFECTO INVERNADEIRO

A clave para entender cómo a atmosfera regula a temperatura superficial reside no denominado efecto invernadero. Dado que a atmosfera da Terra ten forma esférica, o fluxo medio da radiación solar na súa capa exterior é aproximadamente duns 342 W m⁻², é dicir, un cuarto da

Balance enerxético global do planeta (modificado de Musk 1991)



O efecto invernadero é consecuencia da captación selectiva da enerxía de lonxitudes de onda longa emitida pola Terra. Este mecanismo natural é o responsable do quecemento do sistema terra-atmosfera por enriba da temperatura de equilibrio teórico.

enerxía emitida polo Sol -relación entre o área do disco terrestre e a súa superficie-. Destes 342 W m^{-2} un 49% (169 W m^{-2}) é absorbido pola superficie da terra provocando o seu quecemento. Un 20% (68 W m^{-2}) é absorbido pola atmosfera e tamén contribúe o seu quecemento directo. A enerxía restante, un 31% (105 W m^{-2}), é reflectida de volta ao espacio, co que a ganancia neta do sistema climático é de 237 W m^{-2} .

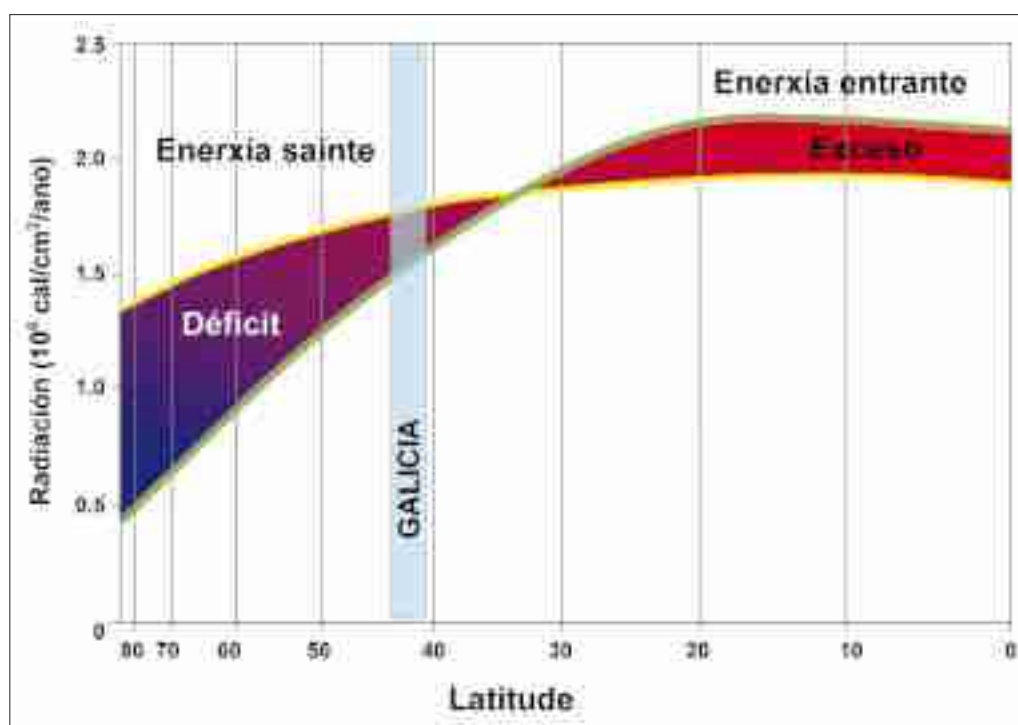
En ausencia de ganancias ou perdas netas de enerxía a longo prazo, pódese asumir que o sistema emite enerxía radiativa coma un corpo negro cunha temperatura equivalente, de acordo coa lei de Stefan-Boltzman, de -18° C . A atmosfera está xeralmente máis fría cá superficie da terra, para a que a temperatura media é duns 15° C . A diferenza entre a temperatura media equivalente do sistema terra-atmosfera (-18° C) e a temperatura media superficial da terra (15° C) é de 33° C , débese ao efecto invernadero provocado polos gases atmosféricos. Este ten lugar a medida que a superficie da terra quece debido á absorción de radiación de onda curta. A superficie emite enerxía radiante, coma un corpo negro, estando a maior parte dela na rexión infravermella (onda longa).

Dado que a atmosfera está máis fría cá superficie terrestre, as moléculas dos gases constituintes absorberán máis enerxía da que emiten. O resultado neto é que parte da radiación infravermella emitida pola superficie terrestre é atrapada polos gases atmosféricos, dando lugar ao efecto invernadero. Esta captura de radiación infravermella (estimada en 153 W m^{-2} en condicións de equilibrio) contribúe ao quecemento atmosférico e á emisión infravermella dende a atmosfera de volta á superficie da terra. A atmosfera tamén emite radiación infravermella cara ao espacio exterior. O sistema terra-atmosfera acada finalmente un estado de equilibrio radiativo onde o enfriamento de corpo negro causado polas emisións infravermellas cara ao exterior se compensan coas entradas de enerxía solar. As emisións de onda longa evitan o quecemento progresivo e incontrolado da superficie da terra.

Polo tanto, as condicións presentes de equilibrio radiativo na Terra deron lugar a que a temperatura media superficial sexa de 15° C . Nembarantes, as variacións na concentración dos gases responsables do efecto invernadero están implicadas nos cambios de temperatura a escalas de tempo moito maiores, das que falaremos no capítulo dedicado aos paleoclimas cuaternarios e ao cambio climático inducido. Sirva aquí de exemplo o caso do planeta Venus, a atmosfera do cal contén un 90% de CO_2 (en volume) e a temperatura superficial de equilibrio é duns 477° C , cun quecemento invernadero equivalente de 523° C , comparado cun contido do 0'035% (350 ppmv, partes por millón en volume) e un quecemento de 33° C da Terra.

O TRANSPORTE DE CALOR

Se o balance enerxético final coincidise plenamente co balance radiativo, os contrastes por exceso e déficit de radiación entre as latitudes polares e as ecuatoriais, farían insoportables as condicións climáticas do noso planeta. A análise do reparto da insolación a nivel latitudinal revela que no sistema terra-atmosfera, a entrada de radiación de onda curta excede as saídas en



Galicia ocupa unha posición xeográfica fronteiriza, entre as latitudes deficitarias e as excedentarias en termos enerxéticos, onde se procura o reequilibrio non só enerxético se non tamén cinético e hídrico (modificado de Musk, 1991).

forma de onda longa por debaixo dos 35° de latitude cara ós polos dos dous hemisferios. Dado que todas as latitudes tenden a manter a súa temperatura media anual dentro dunhas estreitas marxes, a escalas curtas e medias de tempo, debe existir unha transferencia continua de enerxía dende as latitudes baixas -excedentarias- cara ás latitudes medias e altas -deficitarias-. Entre un 70% e un 90% da necesaria transferencia enerxética faina a circulación atmosférica, e o resto é transferido polas correntes oceánicas -as cales parecen xogar un papel moi importante no control do cambio climático a escala global-.

Os intercambios meridianos de enerxía a través das masas aéreas e mariñas, que nos seus desprazamentos transportan a calor latente e sensible, son pois os mecanismos que procuran a compensación dos equilibrios enerxéticos. Os mecanismos a escala planetaria que regulan estes procesos de compensación -non só térmica, senón tamén cinética e hídrica- por medio da advección de masas de aire e dos circuitos oceánicos, constitúen o motor básico do sistema climático.

A localización da Península Ibérica na zona de transición entre rexións excedentarias e deficitarias en termos enerxéticos, convértenos en testemuña de excepción dos mecanismos dinámicos responsables do reequilibrio a escala hemisférica. Esta singular localización supón que o noso espa-

cio sinóptico está animado dunha constante trasfega de masas de aire de diversa natureza que, ao seu paso polas nosas latitudes, deixan constancia dos rasgos térmicos e higrométricos da rexión manancial da que proceden. Igualmente, a circulación oceánica regula, a través da deriva da corrente cálida do Golfo, a temperatura final que se acada nas nosas costas.

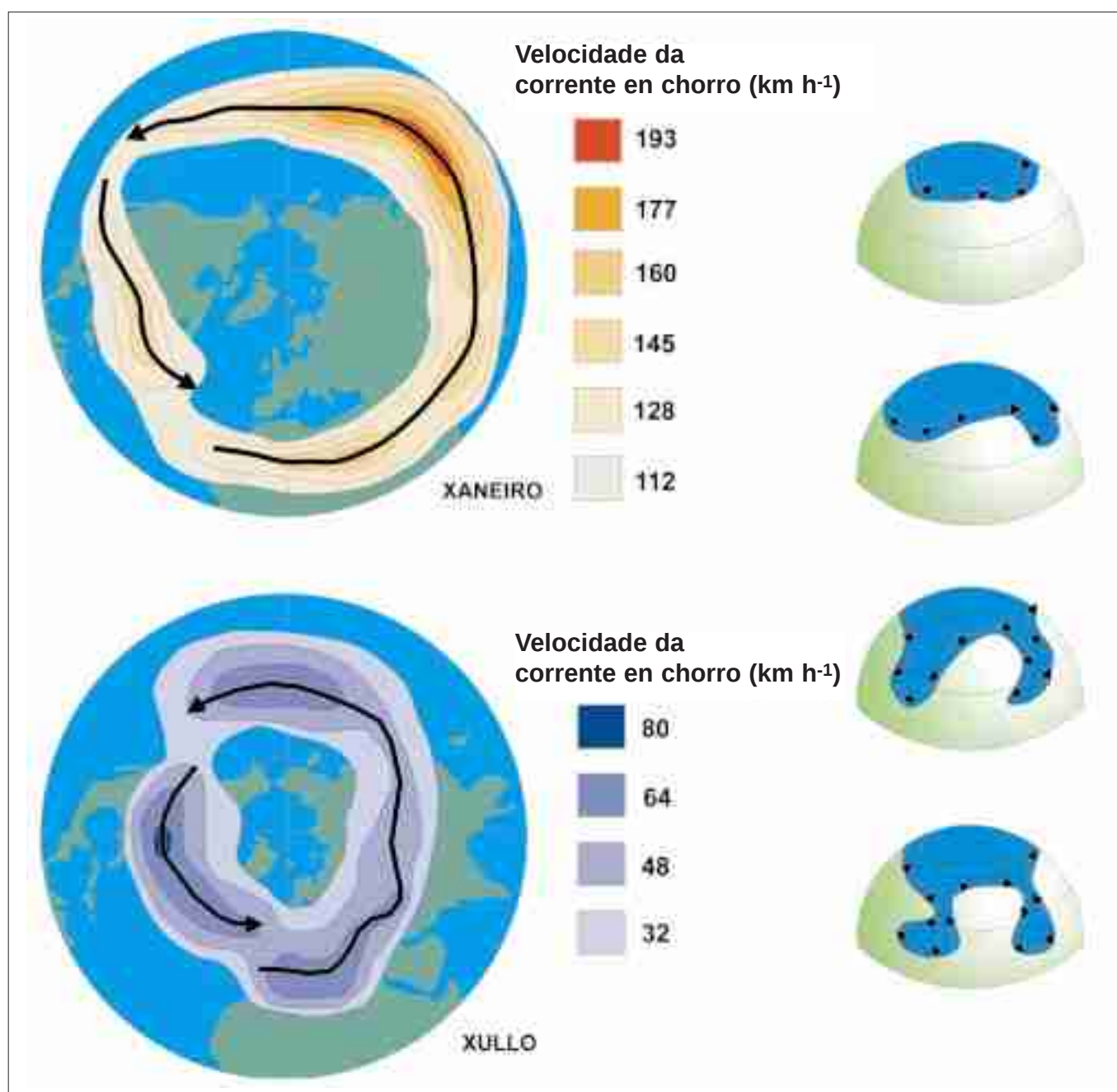
A CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA NAS LATITUDES MEDIAS

Tendo en conta a importancia das influencias procedentes de dominios distantes, é indispensable situar a nosa rexión nun marco amplo, que se estendería, por unha parte, entre o litoral atlántico do continente americano e a Rusia europea, e, por outro, entre o trópico e a cunca polar. Só así se poderán comprender todos os mecanismos circulatorios que rexen o tempo meterolóxico e o clima de Galicia. Os aspectos máis significativos da circulación atmosférica nesta rexión do globo descríbense a continuación.

O VÓRTICE CIRCUMPOLAR

Galicia atópase baixo a influencia da circulación xeral das latitudes medias, caracterizada nos niveis altos da troposfera -topografías de 200 e 300 hPa- pola presenza constante de grandes

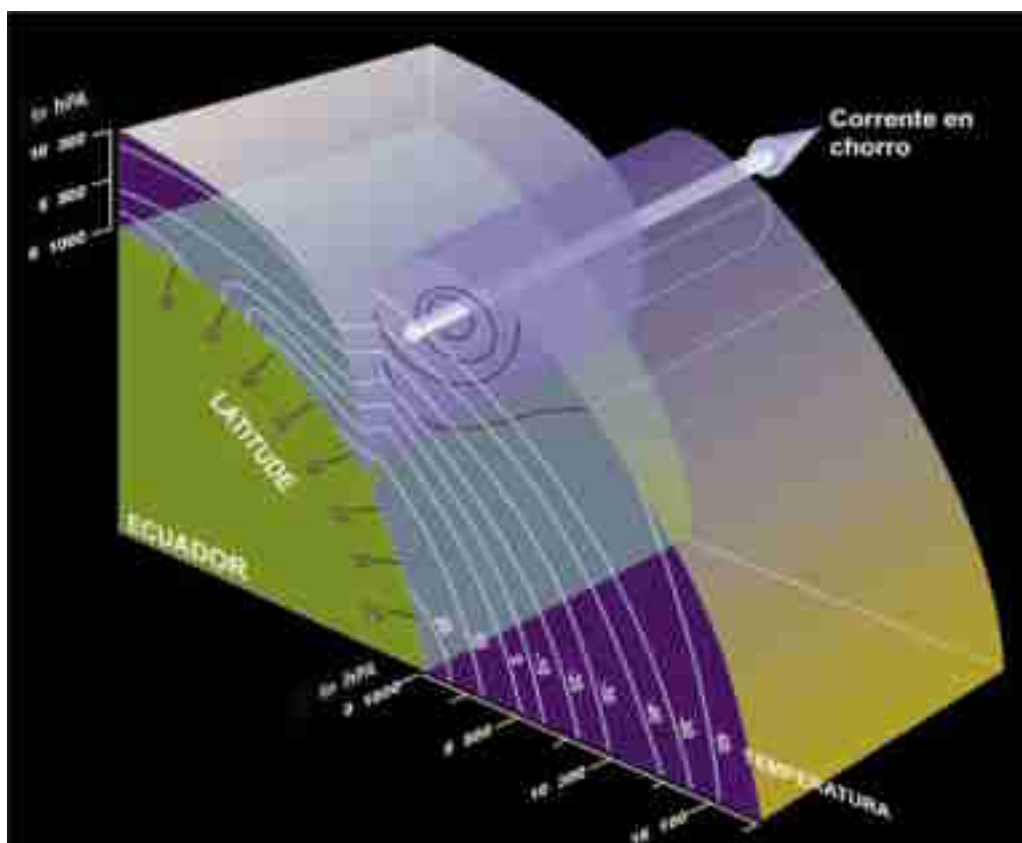
O movemento rotatorio do planeta e a desigual distribución enerxética xeran grandes circuitos de ventos a disposición dos cales determina as transferencias atmosféricas vitais na dinámica do sistema climático. As grandes correntes do oeste que circunvalan o hemisferio reciben o nome de vórtice circumpolar, e ás súas zonas de máxima intensidade circulatoria denomínaselles correntes en chorro. Ao longo do ano estes circuitos adoptan diversas disposicións que permiten as ditas transferencias.



correntes do oeste -ventos de Ferrel- entre os paralelos 30° e 60° N, o que define unha circulación pechada a carón do Polo Norte que acostuma denominarse vórtice circumpolar. Este vórtice está suxeito a unha oscilación cíclica de difícil caracterización que varía dende un réxime de circulación zonal rápido -seguindo o camiño dos paralelos sen a penas ondulacións en todo o seu percorrido- ata unha circulación meridiana lenta, con importantes e profundos meandros que poden chegar a provocar situacións de bloqueo, que favorecen o intercambio hidrotérmico e de momento cinético entre as altas e as baixas latitudes. Simultaneamente, o fluxo zonal no seu conxunto e os mecanismos meterolóxicos asociados sofren unha expansión e un retraimento en latitude ao longo do ano, de acordo coas estacións astronómicas. De xeito que, no

inverno, o vórtice se despraza uns cantos graos en latitude cara o Ecuador (expansión) e, no verán, faino cara os Pólos (contracción). Ademais, non se trata dun cinto de ventos uniforme, ao contrario, presenta alternativamente zonas de diferente concentración e intensidade. Ás zonas de máxima intensidade chámanselles chorros ou *jet streams*. Se analizamos os datos medios mensuais do vórtice na topografía dos 300 hPa, aparecen tres zonas nas cales a concentración é máxima, dúas delas forman o chorro polar das latitudes medias e a terceira forma o chorro subtropical. O chorro polar, moito máis móbil có subtropical, está asociado en superficie á Fronte Polar.

Os vórtices circumpolares e/ou as correntes en chorro son coma a espiña dorsal da circulación



A corrente en chorro é unha discontinuidade de orixe térmica -separa masas de aire de características dispares- e dinámica suxeita a balanceos latitudinais en función das estacións, e a ondulacións lonxitudinais -ondas de Rossby- que facilitan o tránsito de aire frío cara ó Ecuador e cálido cara ós Pólos, mantendo polo tanto o equilibrio termodinámico entre as altas e baixas latitudes.

atmosférica. No hemisferio norte, a rexión á esquerda do chorro chamáselle o seu lado frío e a rexión á dereita o seu lado cálido. Este chorro é, polo tanto, en esencia unha discontinuidade de orixe térmica -separa masas de aire de características térmicas dispares- e dinámica, suxeita a oscilacións latitudinais ao longo do ano, en función das estacións e as ondulacións en sentido lonxitudinal -ondas de Rossby- que facilitan o tránsito de aire frío cara ao Ecuador e cálido cara ós Pólos.

O chorro polar, rector da circulación atmosférica no hemisferio norte, tende a alcanzar a súa máxima intensidade a 50° N en verán e a 35-40° N no inverno. É evidente que a rexión galega se atopa afastada do seu percorrido habitual e que a súa influencia directa só se fará patente cando se produzan situacións circulatorias que o aproximen ás nosas latitudes. En consecuencia, en superficie tampouco estamos no camiño habitual de paso das borrascas ondulatorias da Fronte Polar, que, como sabemos, actúa de forma coordinada coa corrente en chorro. Nembargantes, existen, como acabamos de sinalar, siutacións nas que a corrente en chorro chega a afectar directamente á Península Ibérica, varréndoa de oeste a leste e azoutando de cheo o territorio galego. Cando ocorren estas circunstancias, a advección

de aire oceánico é xeralizada e provoca unha intensa inestabilidade que desencadea fortes chuvieiras ao longo de todo o norte peninsular.

RÉXIMES CIRCULATORIOS

A corrente en chorro é unha discontinuidade termo-dinámica no seo do aire que amosa remuíños alternados a un lado e outro da súa traxectoria. Os remuíños do borde do chorro que miran cara ao Pólo son ciclónicos e os que miran cara ao Ecuador son anticiclónicos e, polo tanto, podémolos considerar como xermes de borrascas ou anticiclóns en altura.

O vórtice pode presentar varios modelos de circulación sobre a nosa vertical.

MODELO DE CIRCULACIÓN RÁPIDA OU ZONAL

O chorro presenta unha nidia traxectoria oeste-leste no sentido dos paralelos, alcanzando grandes velocidades medias (150 km h⁻¹). Os desprazamentos meridianos dificilmente poden desenvolverse debido ao forte gradiente barométrico horizontal. Este modelo circulatorio admite que o vórtice circumpolar apareza expandido (baixo en latitude) ou contraído (latitudes altas).

En superficie, esta situación caracterízase polo desprazamento sucesivo de ondas ciclónicas -borrascas- a intervalos regulares, denominadas perturbacións ondulatorias da Fronte Polar. No caso de que o vórtice expandido discorra sobre as nosas latitudes, estas borrascas poden chegar a afectar plenamente as costas galegas, pero o normal é que o fagan indirectamente, a través dos seus sistemas frontais asociados.

En tales circunstancias, as baixas subpolares de Islandia e das Illas Aleutianas adquiren maior intensidade e sitúanse na súa posición habitual; pola contra, os anticiclóns subtropicais alcanzan unha grande extensión, cos seus eixos orientados en sentido oeste-leste, prodúcese unha ausencia de altas polares en Norteamérica e perda de intensidade da alta siberiana.

MODELO DE CIRCULACIÓN MERIDIANA E DE BLOQUEO

Trátase dun réxime de circulación lento, no que o chorro adopta unha serie de meandros provocados polo desprazamento cara ao norte de dorsais anticlónicas cálidas -alcanzando latitudes moi elevadas- e cara ao sur de vórtices pechados fríos (valgadas) -responsables dos períodos chuviosos máis importantes en Galicia-. O mínimo das Aleutianas aparece dividido, atopándose unha célula na península de Kamchatka e outra no golfo de Alaska. A depresión de Islandia atópase no suroeste de Groenlandia e a outra entre Azores e o suroeste de Europa. En ambos os casos, o eixo maior das baixas subpolares dispónse en sentido norte-sur; os anticiclóns subtropicais, enfeblecidos e a miúdo fraccionados, teñen tamén os seus eixos orientados en sentido norte-sur e os anticiclóns polares sobre Canadá e Siberia ocupan grandes extensións. A localización precisa das dorsais e valgadas, en especial destas últimas, é esencial debido á forte inestabilidade que as caracteriza. Tales valgadas son áreas favorables para a formación de borrascas gracias á súa elevada advección de vorticidade absoluta e, ademais, as zonas frontais asociadas acostuman ser activadas se coinciden coa área de diverxencia en altitude.

En resumo, os dispositivos circulatorios en altura que se poden presentar son:

- Situacións relacionadas cun vórtice contraído, confinado a latitudes máis elevadas do normal (verán).
- Situacións relacionadas cun índice de circulación zonal alto e o vórtice máis estendido do habitual, é dicir, máis baixo en latitude, ou ben por latitudes superiores á nosa (inverno).
- Situacións relacionadas cun índice de circulación baixo; procesos de ondulación do chorro: valgadas e dorsais (inverno, primavera, outono).
- Situacións relacionadas cun índice de circulación moi baixo; importantes ondulacións e trasfegas meridianas (primavera, outono-inverno).
- Situacións cunha circulación sobre o Atlántico Norte e Europa Occidental de tipo celular: depresións frías e procesos de gota fría (primavera, outono).

AS MASAS DE AIRE

Unha masa de aire pode definirse como unha gran porción de aire cunhas propiedades físicas, en especial a temperatura, que son máis ou menos uniformes, para unha extensión horizontal de varios centenaes de quilómetros. A uniformidade das súas propiedades prodúcese por difusión debido á prolongada permanencia sobre a rexión na que se forman -rexión fonte ou manancial-. Este proceso de difusión no conxunto da masa resulta lento e esixe, polo tanto, unha unidade bórica que garanta unha elevada permanencia e estabilidade. Por iso, o anticiclón constitúe o campo de presións máis eficaz na homoxenización das masas de aire.

A subsidencia anticiclónica favorece un prolongado estancamento e propicia que a masa de aire faga súas as propiedades meteorolóxicas que definen a rexión fonte. Cando, por calquera factor dinámico, o conxunto aéreo se mobiliza,



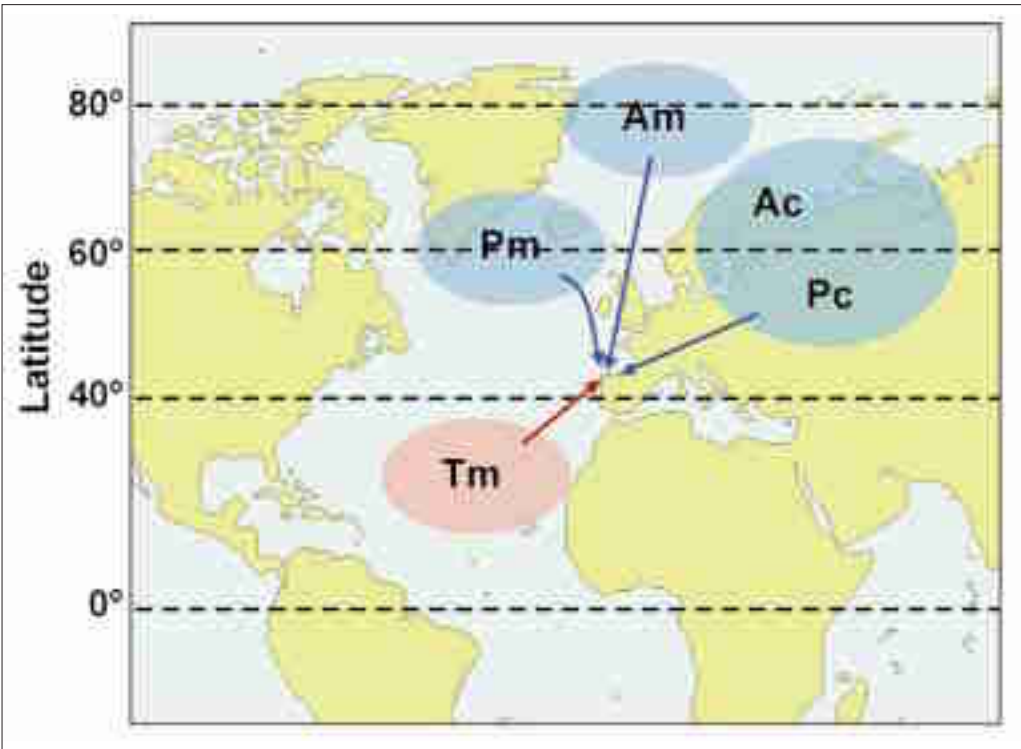
transportará consigo as ditas propiedades a modo de impronta identificativa. Se o percorrido ata chegar a afectarnos é moi prolongado, produciranse modificacións nos valores de partida, en función das características das zonas atravesadas, aínda que sempre permanecerán recoñecibles boa parte das propiedades primixenias.

AIRE ÁRTICO MARÍTIMO (Am)

A rexión de orixe é a cunca subártica, entre Groenlandia e o arquipélago de Spitzberg. Dende este ámbito, o traxecto ata alcanzar as nosas costas ten unha marcada compoñente meridiana: dirección norte-sur. Evidentemente, a circulación en altura da corrente en chorro vén a adoptar un índice e unha composición determinadas que propician tales desprazamentos meridianos: réxime zonal baixo con profundos meandros, situándose sobre nós o ramal descendente dunha dorsal ou cuña anticiclónica. A Península Ibérica constitúe o límite sur da maior parte das irrupcións desta masa de aire. A temperatura desta célula aérea é moi baixa dada a súa orixe subártica, o que leva consigo unha inversión térmica na súa base e un escaso contido en humidade. De calquera xeito, o seu percorrido a través do océano modifica substancialmente os seus primitivos caracteres, provocando a desaparición da inversión térmica basal e un maior humedecimento. O quecemento e o aumento do contido de humidade convértea nunha masa de aire inestable ao chegar ás costas galegas. Esta chegada recoñécese por presentar temperaturas en inverno de -12° a -17° C na topografía dos 700 hPa e de -30° a -36° C á altitude dos 500 hPa, e por unha tropopausa moi baixa (6 km aproximadamente).

AIRE POLAR MARÍTIMO (Pm)

A súa rexión fonte é o Atlántico Norte entre os paralelos 60° e 70° N (suroeste de Islandia). A chegada ás nosas costas prodúcese a través de dúas vías ou direccións de penetración: dirección noroeste e dirección norte. A caracterización final deste conxunto aerolóxico dependerá



do maior ou menor percorrido oceánico. Canto máis longo sexa, maior será o grao de transformación: maior contido de humidade, maior inestabilidade vertical, aumento da temperatura. Son varios os dispositivos circulatorios que poden aproximar estas masas de aire a Galicia. Entre eles destacan os de dirección noroeste: advección de compoñente noroeste de natureza ciclónica. Se o percorrido polo océano se prolonga, as transformacións poden chegar a ser tan intensas que permiten definir unha nova masa aerolóxica coñecida como aire polar marítimo de retorno.

AIRE TROPICAL MARÍTIMO (Tm)

Masa cálida que debe a súa orixe ao efecto dinámico do anticiclón subtropical dos Azores. O percorrido oceánico, a diferenza dos casos anteriores, vai provocar un efecto de enfriamento -intensificado ademais pola presenza da corrente oceánica fría de Canarias- e de recarga na proporción de mestura de vapor de auga. Estas dúas alteracións xeran unha típica inversión na súa base e, polo tanto, unha estabilización. As situacións circulatorias asociadas que achegan esta masa de aire son as adveccións do suroeste en dispositivos anticiclónicos e ciclónicos.

As características climáticas de Galicia están influídas polas principais masas de aire, que ao longo do ano, alcanzan as nosas latitudes. Estas masas proceden de zonas boreais, marítimas ou continentais, así como de latitudes subtropicais e portan propiedades termodinámicas concretas.

MASAS DA AIRE PROCEDENTES DO CONTINENTE EUROASIÁTICO (Ac-Pc)

Os dispositivos circulatorios que poden canalizar estes conxuntos aéreos son proporcionalmente moi escasos ao longo do ano. Non esquezamos que para o réxime xeral dominante se trata de situacións de circulación inversa de compoñente leste. Cando se configuran situacións de advección inversa, poden chegar ata nós aire ártico continental (Ac) e aire polar continental (Pc). Na práctica, non é posible diferenciarlos. Proceden da zona situada ao leste de Spitzberg, norte de Rusia ou Escandinavia; ou ben, poden orixinarse polo prolongado tránsito de aire polar marítimo sobre o continente. Normalmente, a rapidez acostuma ser unha das súas características, gracias ao empuxe nos niveis altos dun ramal da corrente en chorro. Estas masas de aire dan lugar a un acusado descenso térmico -responsable das ondas de frío na Península Ibérica- e a unha inestabilidade relativa que pode desencadear precipitacións en forma de neve en cotas inferiores ós 700 m.

CENTROS DE ACCIÓN EN SUPERFICIE

Trátase dos elementos rectores da circulación en superficie, núcleos báricos identificados no campo de presións que teñen tendencia a localizárense en determinados puntos do noso escenario sinóptico, o que os convirte en protagonistas das situacións

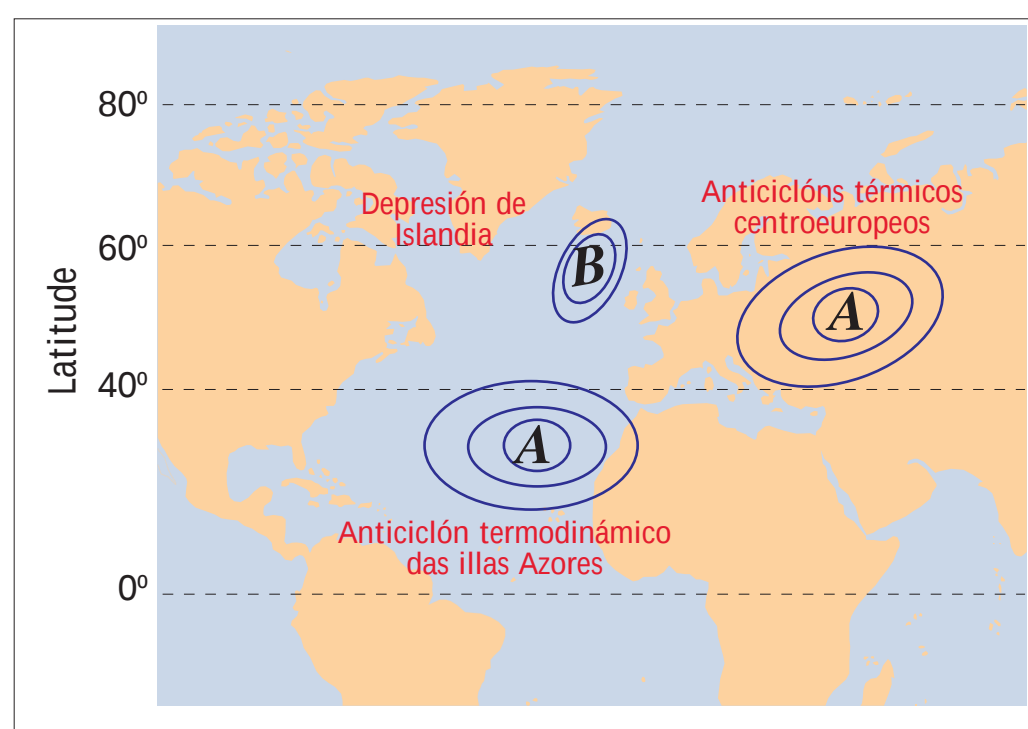
atmosféricas que se rexistran sobre a nosa vertical. A súa importancia radica ademais, en que facilitan a chegada das distintas masas de aire que visitan o noroeste peninsular ao longo do ano.

ANTICICLÓN TERMODÍNAMICO DAS ILLAS AZORES

A orixe e natureza desta célula atlántica derivan, por unha banda, de procesos de natureza térmica, como son a presenza, na súa marxe oriental, dunha corrente oceánica de augas frías, e a intervención dos anticiclóns fin de familia ou anticiclóns móbiles polares que alimentan os seus estratos inferiores; e, por outra, do dispositivo dinámico-subsidente que representan as altas presións tropicais atlánticas. Esta subsidencia é o resultado dunha converxencia nos niveis superiores de coladas polares, procedentes de latitudes elevadas, e de aire procedente de baixas latitudes. Na converxencia deses fluxos atópase a orixe primordial da subsidencia tropical, a localización da cal virá explicada polo principio de conservación do turbillón absoluto.

A súa posición, no centro do océano, permítelle organizar as situacións sinópticas de toda a costa europea occidental. No verán, ofrece a súa localización máis septentrional, provocando unha situación de abrigo aerolóxico, ao impedir o desprazamento das borrascas noratlánticas polas nosas

Esta figura reflicte a localización media dos principais individuos báricos que controlan a circulación atmosférica a nivel superficial. Quizais o máis coñecido de todos eles sexa o Anticiclón dos Azores, que xoga un papel protagonista, sobre todo, nas situacións de bo tempo.





Unha compoñente é a síntese dunha serie de condicións de natureza climática diversa. A compoñente atlántica define, en boa medida, os rasgos dominantes da temperie de Galicia -abundancia de precipitacións, temperanza e baixa amplitude térmica, etc..-. Ademais, o balance entre as compoñentes temperada e subtropical é clave para entender a estacionalidade no reparto das precipitacións (modificado de Martín Vide, 1996).

latitudes. É o responsable da ausencia de inestabilidade e precipitacións estivais. No inverno, pola contra, retírase a unha posición máis meridional (o 58% dos días entre os 25°-37° N e os 10°-17° W) deixando vía libre ás perturbacións atlánticas ás que ademais alimenta de aire temperado e húmido no seu sector cálido. En altura, este campo de altas presións é netamente máis frecuente no inverno que no resto do ano. Isto pode deberse ao marcado gradiente barométrico entre o centro das altas presións atlánticas e a depresión de Islandia.

DEPRESIÓN DE ISLANDIA

Situada no Atlántico Norte, na zona de fricción entre as altas polares e subtropicais, esta depresión de orixe dinámico encana a masa de aire polar marítimo pola súa marxe esquerda; ao mesmo tempo, actúa como canalizadora das borrascas da Fronte Polar. De presenza permanente nos mapas de presión, intensifícase particularmente no inverno, pois ao efecto térmico das baixas capas da atmosfera engádese o efecto hidrodinámico. A depresión tan só desaparece tras unha invasión masiva de aire frío ou cando unha dorsal cálida planetaria se sitúa en altitude.

ANTICICLÓNS TÉRMICOS CENTROEUROPEOS

Orixínanse no inverno debido ao prolongado enfriamento do interior continental, cuberto de neve e con fortes procesos de irradiación. Son moi estables e acostuman xerarse tras a chegada

de aire polar continental ou por unha apófise do anticiclón térmico euroasiático. Estes anticiclóns -Escandinavo, Finés e Polaco- dada a súa orixe, só se reflecten nos mapas de superficie e son os responsables -baixo condicións dinámicas favorables- dos episodios de frío sobre Galicia, ao canalizar aire polar continental. A topografía da chaira da rexión centroeuropea xoga un papel moi importante, xa que facilita o seu desprazamento. A presión media destes centros é de 1033 hPa e rexístranse case nun 20% dos días invernales.

DESCONTINUIDADES FRONTAIS

Na atmosfera non se forman verdadeiras descontinuidades, máis ben hai zonas de transición -de forte gradiente térmico- entre masas de aire distintas. En definitiva unha fronte, ou mellor dito, unha superficie frontal, poderíase definir como a fronteira que separa dúas masas de aire de propiedades distintas. As principais zonas de desenvolvemento de fronte son aquelas que son máis frecuentemente baroclinas, como resultado da confluencia de correntes de aire. A actividade dunha fronte depende do movemento vertical das masas de aire que a conforman. Se o aire do sector cálido se eleva en relación á zona frontal, as fronte acostuman a ser moi activas -anafrontes-, mentres que os afundimentos de aire cálido con relación ás masas de aire frío dan lugar a unha menor intensidade -catafrontes-.



O temperismo, a acción combinada dos elementos climáticos baixo unha determinada situación sinóptica, varía de cotío ofrecendo una ampla gamma de ambientes meteorolóxicos. Temperaturas suaves, ceos cubertos, elevada humidade ambiental e chuvias máis ou menos xeralizadas, caracterizán os meses de outono e inverno do noroeste peninsular. Non por elo, déixase de “desfrutar” de días despexados, con altas temperaturas e ausencia de precipitacións, en especial nos meses do verán.



SITUACIÓNS SINÓPTICAS E TIPOS DE TEMPO

A atmosfera, globalmente cosiderada, non chega a presentar estados idénticos, non se dan dúas situacións meteorolóxicas exactamente iguais, xa que iso equivalería a aparición de periodicidades das que non hai evidencia. A pesar diso, cando se realiza un seguimento da evolución do tempo atmosférico ao longo dun intervalo cronolóxico prolongado, é posible distinguir certas analoxías: o reparto de períodos de seca fronte a outros húmidos ou a presenza recorrente de determinados fenómenos atmosféricos, por exemplo. Estes feitos constitúen os indicios da existencia, no continuo devir da dinámica que anima o sistema climático, de certas repeticións ou tendencias. Do dito derívase unha primeira conclusión importante: o tempo atmosférico non é absolutamente arrítmico. Aínda que a existencia de ritmos, que en ningún caso son idénticos, non diminúe o grao de dificultade que entraña o seu estudio.

Para poder superar estas limitacións, o coñecemento científico vese obrigado a desenvolver un proceso de abstracción capaz de desvelar as tendencias que se albiscan na inmensa variabilidade do tempo atmosférico e das súas magnitudes: temperatura, precipitación, presión, etc. Estas tendencias son, precisamente, as responsables últimas do forte control que as condicións atmosféricas exercen sobre o resto dos procesos naturais -morfoxenéticos, edáficos, biolóxicos, etc-.

O concepto do clima nace deste esforzo de inferencia abstracta dos efectos espacio-temporais que caracterizan a evolución da atmosfera. Algúns autores, levando ao extremo a consideración anterior, proclaman a inexistencia do clima, xa que este non sería máis có espectro da variación observada nun determinado territorio durante un período de tempo razoablemente longo. En efecto, as únicas realidades físicas mensurables que podemos evidenciar no estudio da envoltura gasosa que nos rodea, son as manifestacións sensibles dos fluxos e transformacións da enerxía e os estados dos ciclos xeofísicos do planeta: calor sensible, movementos atmosféricos, ciclo da auga, etc. Ademais, as combinacións das ditas variables -resultado dun complexo xogo de factores- son extraordinariamente efémeras. As ditas combinacións, aceptando en teoría un certo grao de persistencia, denominámolas tipos de tempo.

Pódese concluír, polo tanto, que o obxecto de estudio da ciencia climática é tan fugaz nas súas manifestacións que non queda máis remedio que abstraer os trazos que se repiten estatisticamente sobre un determinado escenario terrestre e aceptar, por convenio, que a elevada recorrencia deles, durante un longo período de tempo, poden empregarse como elementos definidores do clima.

Polos citados inconvenientes, algúns meteorólogos sosteñen que, aínda que a clasificación das situacións sinópticas ou tipos de tempo pode ser conveniente dende unha perspectiva operativa en determinadas fases da investigación, a súa validez física é certamente dubidosa.



SITUACIÓNS SINÓPTICAS, TEMPERIE E TIPOS DE TEMPO

Chegados a este punto, cremos necesario facer unha precisión conceptual respecto dos termos que empregaremos a seguir. Entendemos por situación sinóptica calquera configuración isobárica referida a un espazo concreto e unhas horas precisas. Estas distribucións do campo de presión poden someterse a un rigoroso exame comparativo co obxecto de fixar un número limitado de situacións modelo. Se ben é certo que a interpretación da cartografía meteorolóxica presenta serias dificultades, xa que non existen dous mapas sinópticos idénticos.

Reservaremos o termo temperie para referirmos ós efectos derivados da combinación dos valores que toman os distintos elementos meteorolóxicos baixo unha determinada situación sinóptica. Como pode deducirse, cando facemos referencia espacial de tales efectos, atopámonos con situacións sinópticas que xeran ambientes parecidos sobre a totalidade dun territorio e outras que ofrecen facies subrexionais.

Con iso, chégase finalmente o concepto de tipo de tempo, entendido, en palabras da O.M.M, como “*A distribución particular dos sistemas de presión e das masas de aire sobre unha rexión xeográfica especificada, asociados con típicas características xerais do tempo*”.

Hai que insistir, dende postulados sistémicos, na complexidade das variables que interactúan, de xeito que a expresión final do tempo, é dicir, dos efectos mensurables ou, se se quere, da temperie que día a día desfrutamos ou sufrimos, son o asombroso resultado de numerosas interaccións entre elementos que non só pertencen ao dominio atmosférico, senon tamén á hidrosfera, á litosfera á biosfera, etc.

Neste sentido, Galicia eríxese nun bo exemplo da interacción de variables pertencentes a distintos subsistemas. Cabe citar a modo de mostra, o papel regulador do océano Atlántico, e, por suposto, o

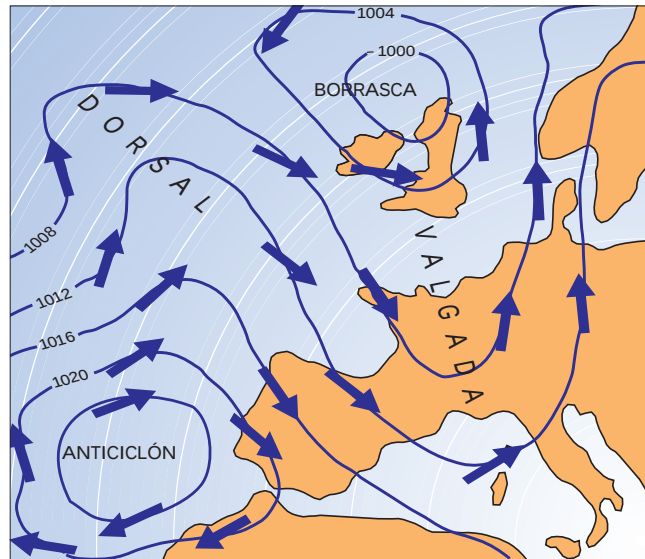
control que as alambicadas formas do relevo galego exercen sobre as distintas manifestacións meteorolóxicas, en especial da precipitación.

O ESCENARIO SINÓPTICO

Galicia atópase na zona hemisférica de transición entre as latitudes altas, netamente deficitarias en termos enerxéticos, e as baixas latitudes que son excedentarias. Isto convértenos en testemuñas de excepción dos procesos atmosféricos e oceánicos que procuran o reequilibrio enerxético e dinámico entre as ditas latitudes. Esta especial localización tradúcese, evidentemente, nunha variada sucesión de situacións sinópticas que arrastran ata as nosas costas masas de aire de procedencia diversa e que outorgan unha extraordinaria complexidade á dinámica atmosférica rexional, así como as manifestacións derivadas delas. Por iso, na maior parte das caracterizacións das situacións sinópticas que se realicen, resultará imprescindible especificar as masas de aire que son mobilizadas, así como as características do seu desprazamento. En termos xerais, eses corpos aerolóxicos asóciense, de xeito implícito, coa dirección coa que chegan a Galicia: as situacións advectionais do norte, tanto ciclónicas como anticiclónicas, quedan asociadas ao aire ártico marítimo (Am); as situacións advectionais do noroeste ao aire polar marítimo (Pm); as situacións advectionais do suroeste ao aire tropical marítimo (Tm); e as situacións advectionais do leste e norleste asóciense ao aire polar e ártico continental (Ac-Pc).

Por outra banda, a chegada das masas de aire pode producirse de forma directa dende a rexión fonte ata a Península ou, pola contra, efectuar un prolongado e sinuoso percorrido que provoque unha acusada desnaturización delas. No primeiro caso, falamos de advección directa e no segundo, de subdireccionalidade na advección. É posible, igualmente, atoparnos con dispositivos nos que non se aprecia unha entrada nidia -advección- de fluxo sobre a Península (situacións non advectionais).

O mapa isobárico de superficie debuxa un conxunto de figuras, xa clásicas, cuxa análise constitúe a base da climatoloxía sinóptica. Os anticiclóns son núcleos pechados nos que a presión aumenta cara ao seu interior. Nas depresións, ou borrascas, a presión diminúe cara o interior. Xunto eles, existe un conxunto de figuras intermedias: dorsais, valgadas, etc..., que son reflexo da complexa dinámica superficial.



Pois ben, a estreita relación entre a maior parte dos fenómenos meteorolóxicos e estes procesos de reaxuste enerxético a nivel planetario permítenos establecer un primeiro criterio básico de cara a unha posible clasificación de situacións. Referímonos á disposición circulatoria nos niveis altos da troposfera: zonal, meridiana ou de bloqueo. A través dela poderemos distinguir grandes composicións:

- Dorsais anticiclónicas relacionadas coas expansións das masas de aire subtropicais. Con elas asóciase os desprazamentos septentrionais das masas de aire subtropical.
- Valgadas: co eixo situado en posición diversa respecto de Galicia, asociadas á chegada de masas de aire polar e ártico, no seo das que se poden xestar, pola súa vez, depresións frías que condicionan o aumento da baroclinia atmosférica.
- Circulacións zonais, de compoñente case-paralela, que atraen masas de aire marítimas de distinta orixe (polar e subtropical), sometidas a intensos procesos de desnaturización.

A continuación resulta obrigado aplicar un criterio xa clásico como é o do carácter ciclónico ou anticiclónico das situacións. Para iso é imprescindible considerar, novamente, o tipo de circulación na alta troposfera e as características termodinámicas das masas de aire asociadas. Polo tanto, a definición dun modelo como ciclónico ou anticiclónico debe-rase referenciar sempre en altura e en superficie.

As situacións ciclónicas son aquelas que propician a inestabilidade, é dicir, os movementos verticais tanto para o aire húmido como para o aire seco. Constitúen, por tanto, mecanismos representativos de situacións termodinámicas favorecedoras duns tipos de tempo que teñen como denominador común a presenza de condensacións, nubosidade e unha alta probabilidade de precipitacións.

Pola contra, todos os dispositivos que inducen a un estado propicio para o desenvolvemento de estabilidade atmosférica ao longo dos distintos niveis troposféricos serán cualificados como anticiclónicos. A estabilidade crea condicións dinámicas que impiden os movementos ascensionais no seo da troposfera, provocando a falta de nubosidade, un elevado número de horas de sol, fortes perdas por irradiación nocturna, aumento da amplitude térmica e unha baixa probabilidade de precipitación.

Esta distinción peca tamén de certo grao de xeralización, xa que baixo situacións cualificables de anticiclónicas, é posíbel rexistrar, por exemplo, fenómenos de precipitación. En calquera caso, a caracterización última das variadas situacións ciclónicas e anticiclónicas, virá determinada, en primeiro lugar, pola estación astronómica.

A táboa resumo amosa un catálogo de situacións modelo que cobren boa parte das configuracións que con maior frecuencia se suceden sobre a vertical de Galicia. Os principais criterios que emprega xa foron expostos en parágrafos anteriores: a disposición circulatoria nos niveis altos da troposfera (300 hPa e 500 hPa) -circulacións abertas/pechadas, contracción/expansión do vórtice, o seu grao de ondulación, modelo de circulación (zonal, dorsais, valgadas, transicións dorsais-valgadas e viceversa); o carácter anticiclónico/ciclónico das configuracións, así como a natureza (direccional ou subdireccional) e compoñente do fluxo e masa de aire mobilizada. Por exemplo, unha situación ciclónica con advección intensa xeralizada de compoñente oeste, que mobiliza unha masa de aire polar marítimo, codificaríase como CWi.



GALICIA NO CONTEXTO DAS LATITUDES MEDIAS

SITUACIÓNS SINÓPTICAS TIPO		ORIXE ATLÁNTICA				ORIXE CONTINENTAL		Masas de aire mobilizadas: A: Ártico P: Polar T: Tropical m: marítimo c: continental r: retorno t: tropicalizada Ib: ibérica		
		Am (1) Pm(2) Pmt(3) Tm (4)				Tc(5) Pc(6) Ib(7)				
		CICLÓNICO P(hPa)<=1012		ANTICICLÓNICO P(hPa)>1012		CICLÓNICO P(hPa)<=1012			ANTICICLÓNICO P(hPa)>1012	
		Fluxo ben definido. Direccional	Fluxo mal definido. Subdireccional	Fluxo ben definido. Direccional	Fluxo mal definido. Subdireccional				Fluxo ben definido. Direccional	Fluxo mal definido. Subdireccional
ADVECTIVAS. CIRCULACIÓNS ABERTAS	MERIDIANA	1. Índice Zonal (I.Z.) baixo. C. Meridiana, C. Omega/BLOQUEO. Variantes:10, 11, 12		CN ₁		AN ₁		AE ₆	Ae ₆	6. Circulación INVERSA ou do ESTE. Retrogresión de ondas
		2. I.Z. baixo.C. Meridiana, DORSAL ATLÁNTICA (Amplio Radio - A.R.) Variantes:20, 21		CNW ₂	Cnw ₂	ANW ₂	Anw ₂			
		3. I.Z. moi baixo. C. Meridiana. VAGUADA ATLÁNTICA (A.R.) Variantes: 30, 31		CSW _{2,3}	Csw _{2,3}		ASw _{3,4}			
	ZONAL	4. I.Z. alto. C. Zonal. VÓRTICE expandido latitudinalmente		CW _{2,3} CW i _{2,3}						
		5. I.Z. alto. C. Zonal. VÓRTICE a latitudes normais			Cw _{3,4}	AW _{2,3,4}	Aw _{2,3,4}			
Transferencias hemisféricas; reequilibrio enerxético-dinámico entre as altas e baixas latitudes.										
NON ADVECTIVAS. CIRCULACIÓNS PECHADAS	MERIDIANA/BLOQUEO	7. Dorsal en altura. C. Bloqueo. ANTICICLÓNS ATLÁNTICOS CENTRADOS. Variantes: 70, 71		A'Ç _{4,3,7} → (baixas térmicas)		A'Ç _{6,7} A'Ç{Ç ₆		8. Dorsal amplo radio. ANTICICLÓN CENTROEUROPEO Variantes: 80, 81		
		9. Valgada pequeno radio. DEPRESIÓNS ILLADAS.		CÇ GOTA		Variantes: 1: 10: Circulación Zonal con índice moi baixo ou bloqueante. Disposición en omega 11: Circulación meridiana con dorsal de amplo radio desenvolvida en latitude e depresión centrada no Golfo de Xénova 12: Circulación meridiana con dorsal de pequeno radio desenvolvida en latitude e depresión centrada nas Illas Baleares 2: 20: Circulación Zonal con índice baixo sen chegar a bloqueo 21: Circulación Meridiana con dorsal pouco desenvolvida en latitude e depresión definida no Atlántico occidental 3: 30: Circulación Meridiana con amplo val atlántico desenvolvido en latitude e dorsal continental 31: Circulación Zonal con índice moi baixo e valgada atlántica 7: 70: Situacións ligadas ó Anticiclón atlántico subtropical centrado, con ventos en superficie do 1º e 2º cuadrante: A'(ne); A'(e); e A' (se). Estas últimas, típicas de verán sobre Galicia. 71: Situacións asociadas ó anticiclón atlántico expandido zonalmente, con ventos en superficie do 3º e 4º cuadrante: A'(w); A'(sw) e A'(nw). 8: 80: Anticiclón térmico centroeuropeo expandido 81: Anticiclón atlántico mixto ligado ó anticiclón térmico centroeuropeo.				
		10. Pantano barométrico (P)								
	11. Situacións complexas de difícil definición									

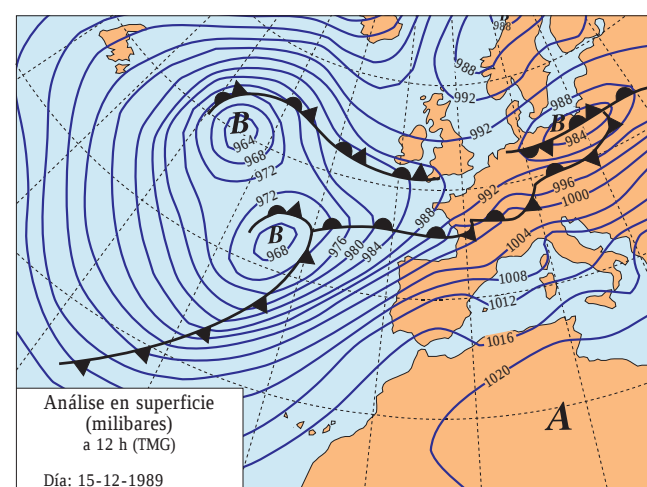
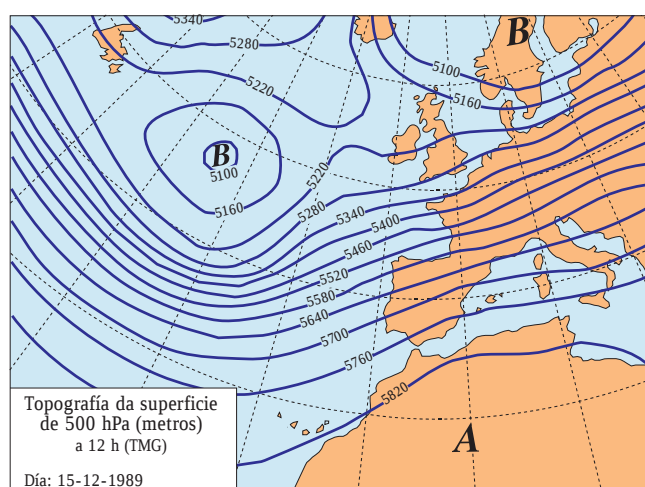
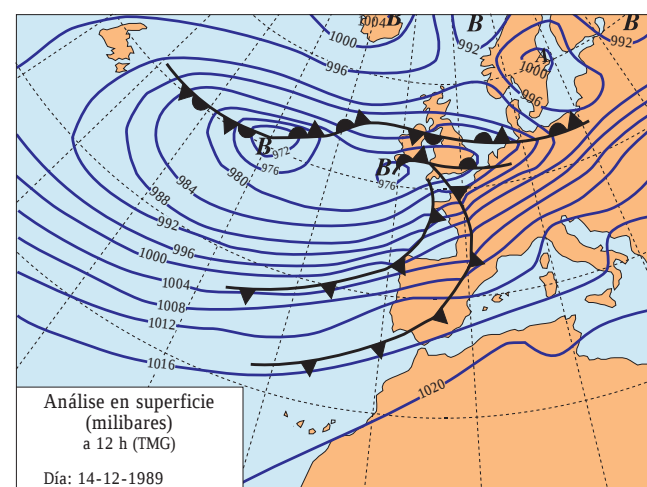
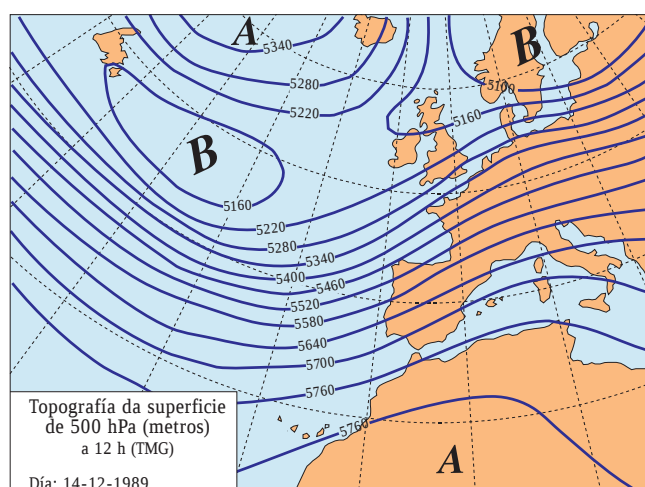
ALGUNHAS SITUACIÓNS REPRESENTATIVAS

A cartografía sinóptica ofrécenos instantáneas dun fluído animado de movemento constante. Este feito debe terse en consideración á hora de asociar as ditas imaxes cos valores rexistrados nos observatorios meteorolóxicos do territorio galego. Non esquezamos que tan só a visión dinámica explica satisfactoriamente a evolución dos principais parámetros meteorolóxicos. Feita esta advertencia, exporemos a continuación algunhas das situacións sinópticas e tipos de tempo máis representativos da dinámica atmosférica sobre Galicia.

CHOIVAS XERALIZADAS SOBRE O TERRITORIO GALEGO

Precipitacións abundantes baixo circulación intensa de poñente.

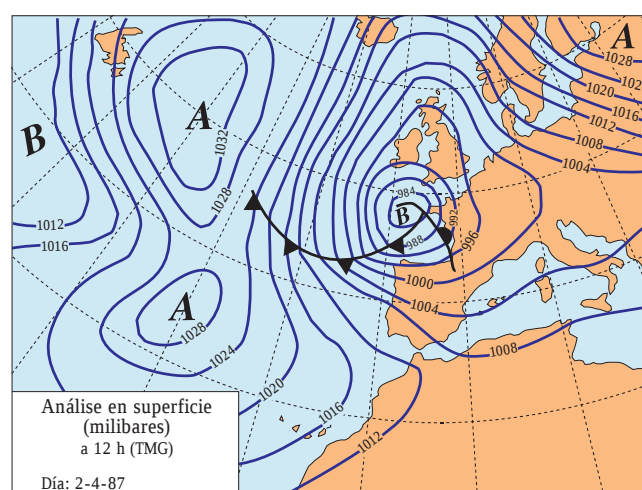
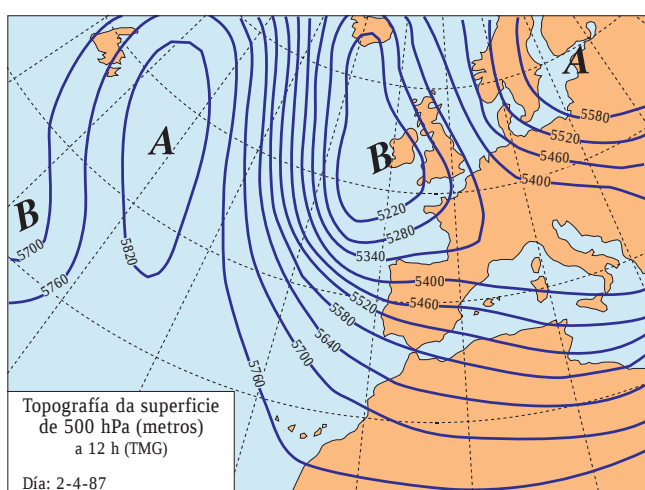
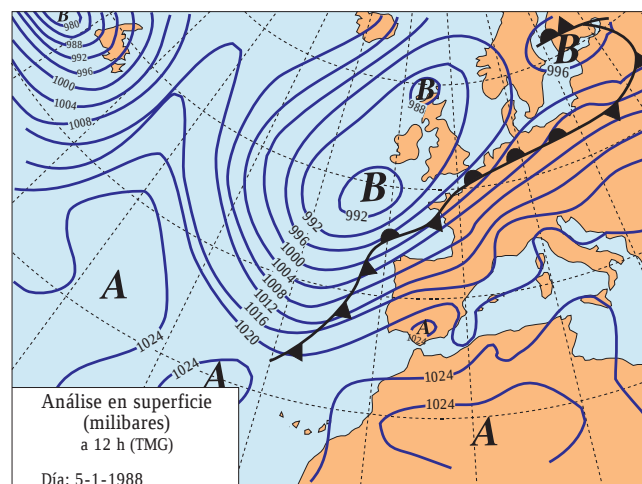
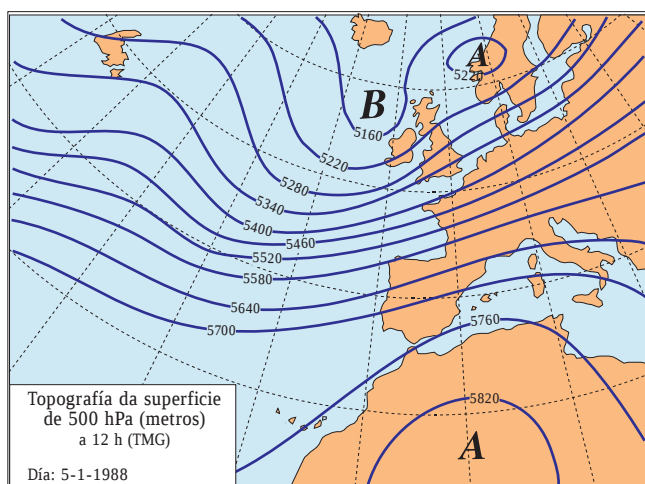
Comezamos coas situacións responsables de episodios chuviosos xeralizados. Os exemplos escollidos (14 e 15 de decembro de 1989) encádranse no modelo de circulación zonal. Durante o solsticio de inverno, fundamentalmente, prodúcese un incremento do índice zonal hemisférico e a expansión latitudinal do vórtice circumpolar. Iso facilita o paso das fronte asociadas a perturba-



cións ondulatorias que arrastran masas de aire marítimas, de orixe diversa (tropical ou subtropical). Estas adveccións xeralizadas do oeste baixo réxime zonal de alto índice posúen unha elevada capacidade pluviométrica. Nelas, a marcada compoñente zonal soe afectar ao conxunto do espazo atlántico, que se converte nun extenso ámbito depresionario cunha nidia circulación de poñente con ondulacións de amplo radio. En superficie, o facho isobárico aparece igualmente disposto en sentido oeste-leste seguindo de xeito case que rectilíneo un traxecto paralelo. Esta advección permite a chegada de sucesivas fronteas xestadas no seo de depresións claramente definidas (excepcionalmente encontramos baixas pechadas secundarias ou outras manifestacións do campo bórico) situadas arredor do paralelo 50° N. Estas borrascas atlánticas discorren, habitualmente, ao norte das nosas latitudes, co que as súas fronteas varren o noso litoral só a través dos seus extremos. Esta afastamento do centro da perturbación provoca un amplo ángulo de xiro das colas das fronteas -na súa maioría de carácter frío- polo que irrompen na Península a traveso das costas galegas; que se converten así nas

primeiras terras en soportar os seus efectos. Noutras ocasións, o escenario sinóptico presenta unha procesión de depresións que no seu transitar afectan de cheo a Galicia, a través de fronteas cálidas e frías encadeadas.

Estes particulares dispositivos ciclónicos son responsables dos máis importantes episodios de precipitación sobre Galicia. Consitúen situacións tipicamente invernais e outonais, rexistrándose as maiores frecuencias de configuración entre os meses de novembro a febreiro (67%). Atmosfericamente maníféstanse por medio dunha alta nubosidade, predominantemente baixa, e uns baixos índices de insolación. A totalidade do territorio galego recibe abundantes precipitacións en intervalos de tempo que non superan as 7 horas, dada a velocidade de tránsito das fronteas (frías nun 70%) con densas estruturas nubosas. Tamén están caracterizadas polas súas escasas amplitudes térmicas e uns valores medios, polo xeral, moderados para a estación na que se producen. Os ventos de claro compoñente atlántico, presentan refoadas que poden chegar a ter carácter atemporalado, en especial na costa.



Instalación de valgadas sobre o noso territorio. Situacións de alta capacidade pluviométrica

Xunto ás situacións advectivas descritas, existe todo un amplo conxunto de configuracións de alta capacidade pluviométrica que se clasifican dentro do modelo de valgadas baixo circulacións subzonais de baixo índice ou meridianas. As súas localizacións, diversas respecto a Galicia, condicionan a natureza e a compoñente das masas de aire que mobilizan.

O primeiro exemplo seleccionado, acaecido o 5 de xaneiro de 1988, corresponde a un sistema depresionario xestado na cara oriental dun val bórico de gran amplitude. O ramal ascendente da valgada - con alta actividade cicloxénica- arrastra un fluxo do terceiro cadrante sobre as nosas costas. En superficie, rexístrase a presenza dunha depresión que abrangue boa parte do Atlántico nororiental.

Nestas situacións, de debuxo bastante variable, soen individualizarse baixas profundas centradas ao oeste do meridiano 10° W e núcleos secundarios de baixas presións fronte ás costas de Galicia.

En ocasións, estes últimos poden presentarse en forma dunha clara depresión pechada, moi profunda e dotada ademais dunha elevada mobilidade, capaz de aproveitar posibles corredores isobáricos cara ao Golfo de Viscaia. En tal caso, o seu desprazamento sobre Galicia provoca súbitas caídas de presión, refoladas de ventos que poden superar os 90 km h⁻¹ e fortes chuvieiras. A disposición das isobaras delata un intenso gradiente que se deixa sentir nos anemómetros costeiros. As fronte ben definidas, con abundante nubosidade, posúen un elevado potencial pluviométrico, xa que a masa polar marítima é altamente inestable a tales latitudes. O reparto espacial das precipitacións queda modulado polas formas topográficas provocando rexistros elevados nas vertentes a barlovento dos relevos das Rías Baixas e da Dorsal Galega.

No caso do 2 de abril de 1987 enfrontámonos a un exemplo de situación ciclónica de compoñente noroeste. De novo, seguimos baixo un modelo circulatorio subzonal ou meridiano e cunha figura xa coñecida: a valgada. Pero, neste caso, a súa localización permite a advección do cuarto

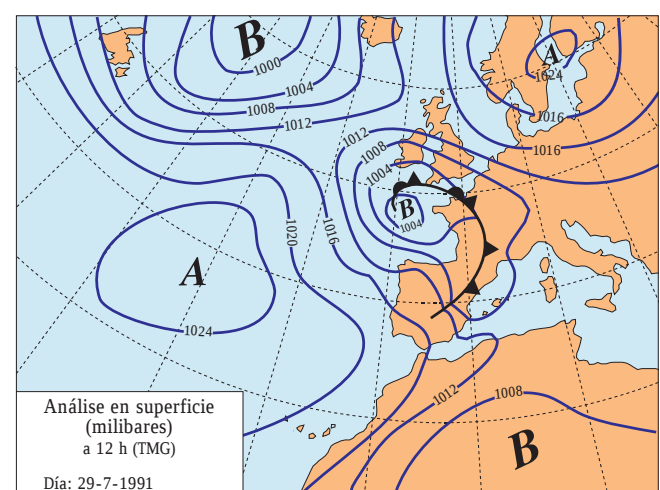
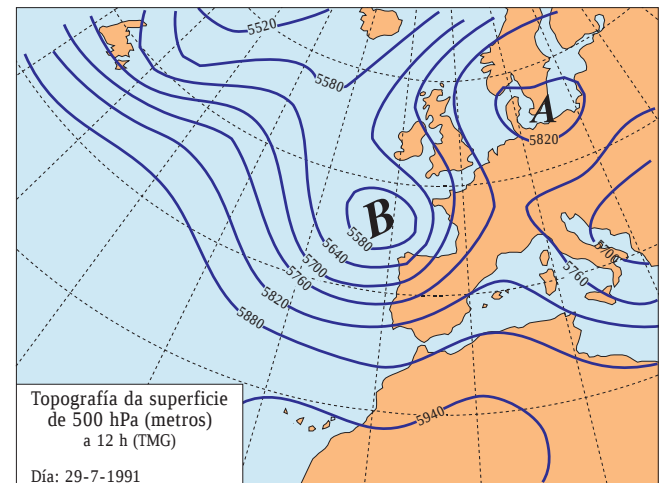
cuadrante. Nestas situacións aparece perfilada unha dorsal anticiclónica atlántica e unha valgada sobre a fachada occidental que establece un fluxo de compoñente noroccidental sobre Galicia. A dorsal atlántica pode presentar en certas ocasións unha lonxitude de onda tan grande que o réxime circulatorio podería ser cualificado de zonal. Nestes casos, nos que a disposición meridiana se desdébuxa, as depresións vinculadas á valgada amósanse especialmente intensas. En resumo, as perturbacións do noroeste aparecen ligadas ao paso sobre o Cantábrico de columnas depresionarias asociadas a coladas frías de gran radio. Resulta oportuno mencionar a maior “agresividade” do aire polar que nos chega procedente do Canadá tras pasar por Terranova ou bordeando Groenlandia.

A incursión destas configuracións queda debuxada por unha nidia fronte fría que forma parte dunha depresión dinámica centrada ben no sector comprendido entre Islandia, Irlanda, Canal da Mancha, ben no Mediterráneo occidental. Esta segunda localización resulta relativamente frecuente nos meses de outono-inverno, gracias ás súas favorables condicións para a cicloxénese. As temperaturas son máis baixas que nas outras situacións ciclónicas de compoñente oeste. As precipitacións teñen carácter de chuvascos de certa intensidade, acompañados de ventos fortes e racheados. A chegada deste aire frío inestable pode provocar precipitacións de neve en cotas superiores ós 800-1.000 m. Ceos cubertos e uns baixos índices de insolación caracterizan un tipo de tempo moi inestable.

SITUACIÓNS CICLÓNICAS CENTRADAS (DEPRESIÓN FRÍAS) SOBRE GALICIA E EMBOLSAMENTO FRÍO (GOTA) EN ALTURA

Depresións frías centradas

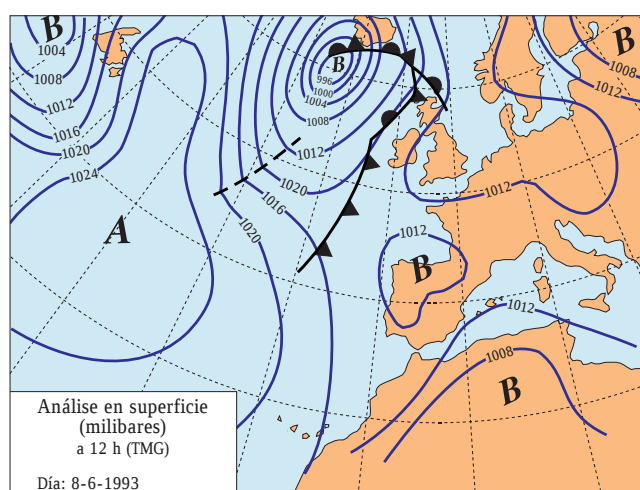
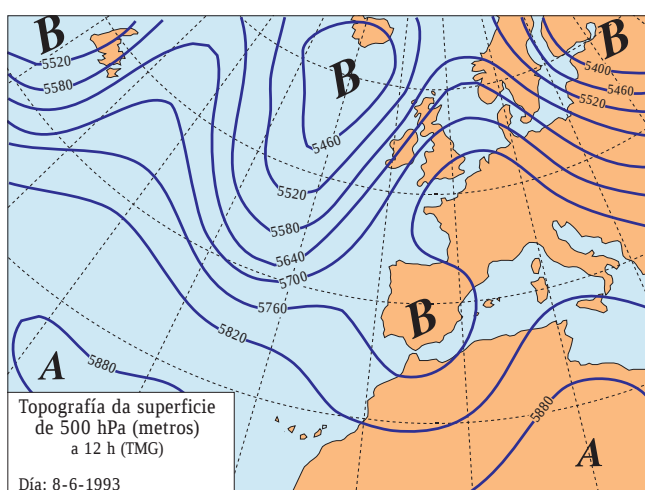
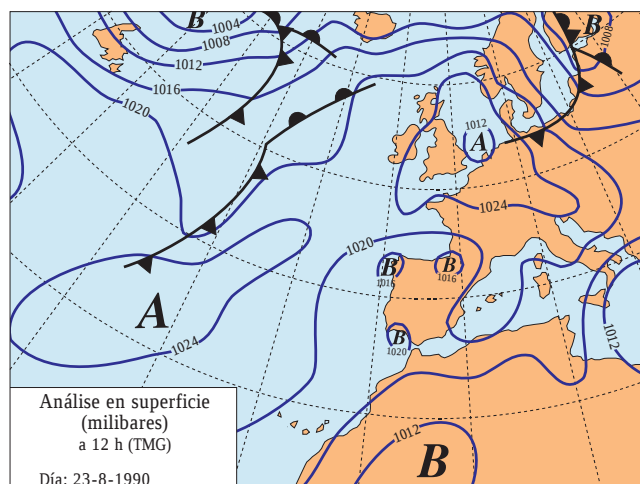
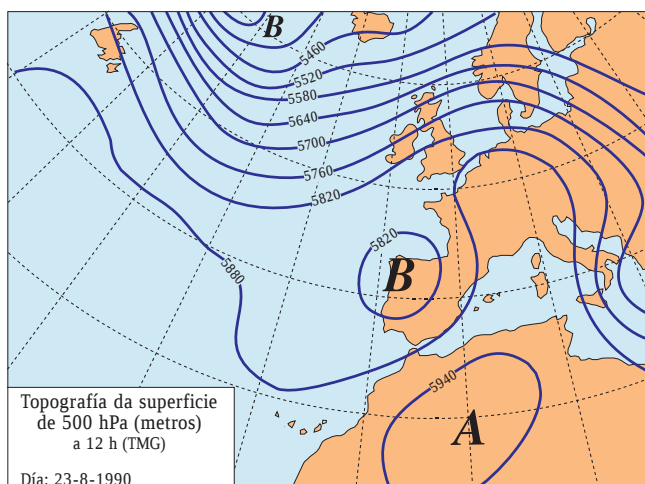
Existe un variado repertorio de situacións inestables caracterizadas pola presenza de baixas presións de pequeno radio que afectan a unha superficie máis reducida que nos casos ciclónicos advectivos analizados anteriormente. Ademais, as



masas de aire que entran en xogo proceden de áreas próximas. É dicir, non se produce unha chegada de masas alóctonas á nosa rexión. Trátase de depresións frías centradas sobre Galicia ou nas súas proximidades que soen asociarse a valgadas de pequeno radio e, incluso, a embolsamentos desprendidos da corrente zonal. O exemplo seleccionado, correspondente ao 29 de xullo de 1991, amosa unha depresión non excesivamente profunda (1000 hPa) moi preto da costa noroccidental, cun sistema frontal ocluído. Atópase flanqueada por dous centros de altas presións, un sobre o Atlántico e outro sobre o Mar do Norte. Esta borrasca inter-anticiclónica é o reflexo en superficie dun embolsamento a baixa altitude, nidiamente debuxado na topografía dos 500 hPa, que nesta época do ano inestabiliza notablemente a atmosfera sobre Galicia.

Embolsamentos fríos

O fenómeno denominado co suxestivo termo de “gota fría” suscitou unha abundante literatura científica, non só polos seus efectos, senón tamén pola súa caracterización, en especial, no referente



á súa diferenciación respecto doutros dispositivos báricos. O seu trazo distintivo consiste no feito de que o embolsamento de aire frío só aparecerá nidiamente reflectido nos niveis altos; mentres que en superficie, o panorama pode ofrecer variados aspectos. A gota é, pola súa orixe e natureza, un fenómeno extremadamente irregular, aínda que existen certas épocas do ano favorables á súa formación, así como lugares nos que o fenómeno soe ter maior presenza. A orixe principal das gotas frías que afectan a Península reside no estrangulamento dunha valgada ou meandro frío da corrente do oeste da alta troposfera, que ailla aire frío procedente das latitudes septentrionais no seo do aire “máis cálido” meridional. O panorama na cartografía do campo de presións en superficie soe presentar variadas formulacións, aínda que todas elas teñen o denominador común da escasa definición das formas e a falta de organización. No caso seleccionado, correspondente o día 23 de agosto de 1990, pode apreciarse na topografía de superficie dos 500 hPa un embolsamento frío (isoterma de -12°C) desprendido do eixo da corrente con circulación ciclónica. O campo isobárico superficial aparece dominado polas altas

presións, con pequenos núcleos de baixas relativas individualizadas en distintos puntos da Península. Especialmente nas terras do interior de Galicia rexistráronse choivas illadas en forma de chuvascos e fenómenos tormentosos.

Fenómenos tormentosos

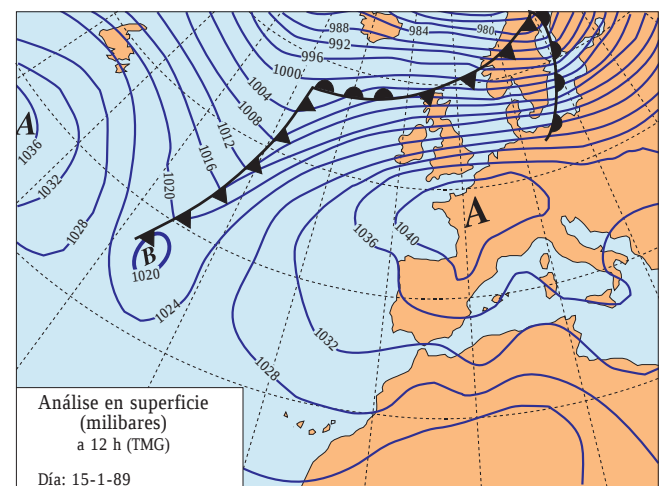
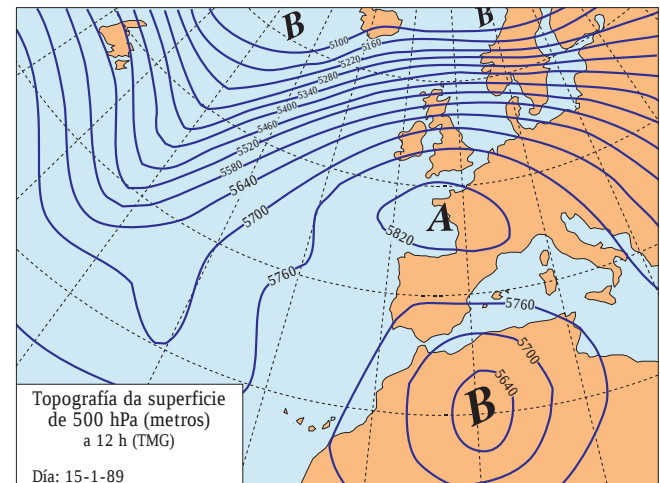
O día 8 de xuño de 1993 unha baixa de orixe térmico aparece centrada sobre o tercio norte da Península, mentres que a topografía de 500 hPa reflecte unha valgada pouco marcada. Estamos ante unha típica situación propicia para o desenvolvemento de actividade tormentosa a partir, en especial, dos procesos termoconvectivos, favorecidos de forma secundaria, pola inestabilidade dinámica dos niveis altos. Baixo tales circunstancias foise xestando unha liña de núcleos tormentosos que penetrou polo leste de Galicia, provocando precipitación nas provincias de Lugo e Ourense. A actividade tormentosa tivo especial protagonismo nas montañas sudorientais e nos relevos centrooccidentais. A sotavento das ditas serras, segundo se desprende dos datos do Centro Meteorolóxico Zonal da Coruña, a penas se

produciron precipitacións. As elevacións parecen xogar un papel modulador no reparto da choiva, se ben nestes casos de modo inverso a como o fai respecto dos fluxos atlánticos. Non esquezamos, ademais, que a nivel térmico, existe un claro contraste entre a Galicia atlántica “refrescada” por aire de procedencia marítima, e a metade oriental na que os termómetros alcanzan valores moi elevados (Pontevedra 21° C, Ourense 30° C).

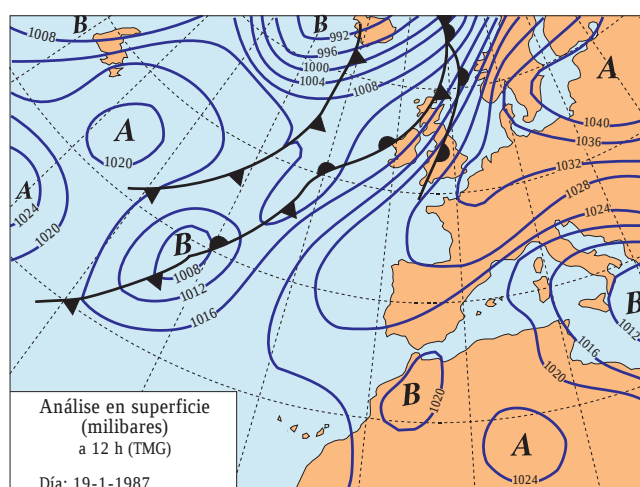
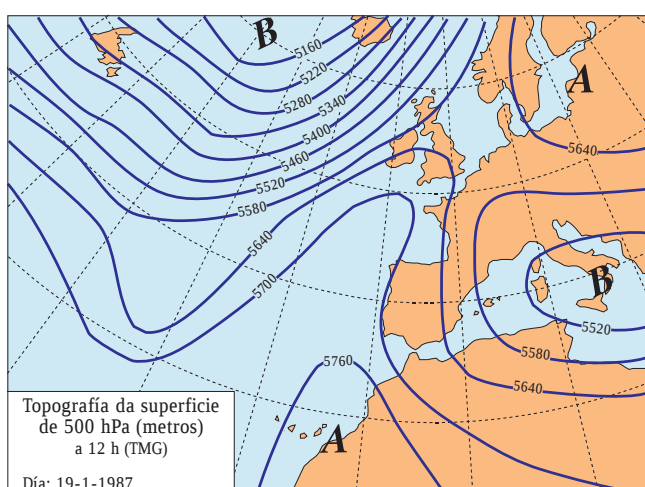
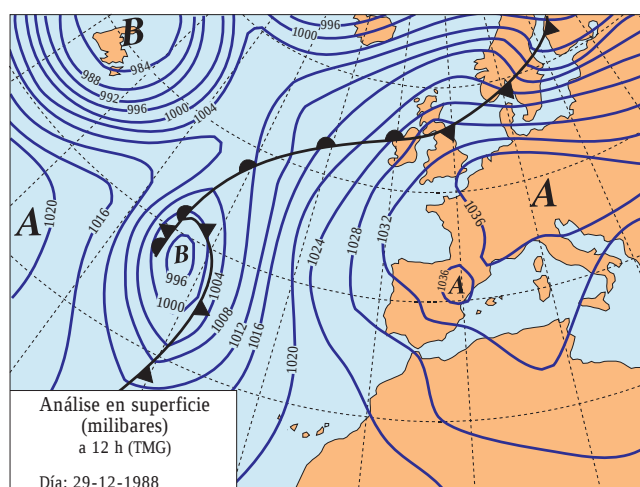
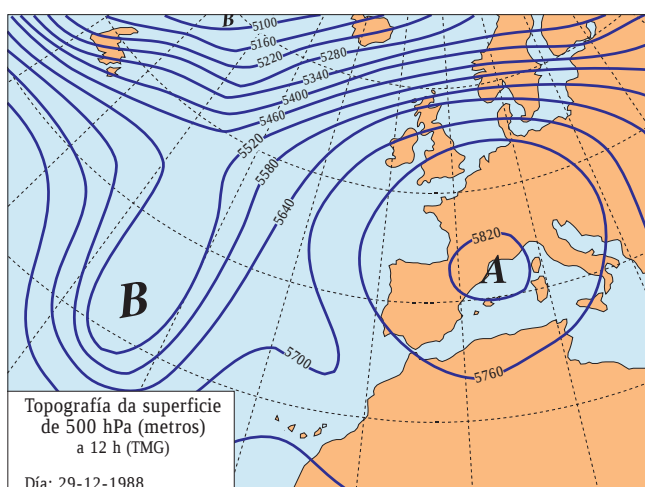
SITUACIÓNS DE ESTABILIDADE DURANTE O PERIODO DE CHOIVAS.

Na Península Ibérica, o verán é a estación na que os anticiclóns son os principais protagonistas da dinámica atmosférica, destacando o anticiclón atlántico subtropical dos Azores. El é o responsable da ausencia de precipitacións na práctica totalidade do territorio peninsular, se ben os períodos anticiclónicos de longa duración non son un feito exclusivo do estío. Así, durante decembro e xaneiro, os observatorios galegos rexistran, con certa asiduidade, un máximo de presión anual. Os mecanismos sinópticos responsables de tales condicións son variados: a localización do anticiclón dos Azores nunha posición latitudinal anormalmente elevada, o paso de anticiclóns polares atlánticos de fin de familia de perturbacións, a expansión do anticiclón centroeuropeo ou a apófise dunha alta oceánica coa alta centroeuropea. Cando se produce unha frecuencia anormal de situacións de “abrigo aerolóxico” sobre as nosas latitudes, os volumes de precipitación anual reséntense e, sobre todo, provocan unha “desorganización” do réxime mensual de choivas. É dicir, que nestes anos “secos”, a distribución das precipitacións se fai máis imprevisible e o máximo anual pode ofrecer diversas e anómalas localizacións. Ademais, se a duración destes episodios de sequía invernal é prolongada pódense desencadear serias repercusións ecolóxicas que se traducen, pola súa vez, en quebrantos para o sector agrario galego.

Resulta moi complicado alcanzar unha tipoloxía operativa das situacións anticiclónicas nun escenario tan complexo, dinamicamente, como a



Península Ibérica. Dificultades que se incrementan nas estacións intermedias -primavera e outono-, debido ós cambiantes equilibrios termodinámicos. De xeito xenérico, pódese afirmar que existen dúas grandes clases de anticiclóns, os cálidos e os fríos. Os primeiros xéstanse no seo dunha troposfera cálida cunha tropopausa elevada, sen prexuízo de que a miúdo apareza unha capa fría pouco espesa preto da superficie terrestre; a circulación anticiclónica soe facerse a través de toda a troposfera e o conxunto desprázase lentamente. A maior parte dos anticiclóns cálidos prodúcense en latitudes subtropicais, pero poden aparecer tamén en latitudes máis altas con dispositivos circulatorios bloqueantes. O caso prototípico sería o coñecido anticiclón dos Azores. O anticiclón frío, pola contra, ten unha atmosfera baroclina relativamente fría e unha circulación de pouco espesor. Fórmase a miúdo no aire frío, detrás dunha baixa, e ten tendencia a ser máis móbil có cálido. No inverno, a persistencia dun enfriamento por irradiación por enriba dos continentes nas altas latitudes produce anticiclóns fríos case permanentes ou “anticiclóns continentais” como o de Siberia.

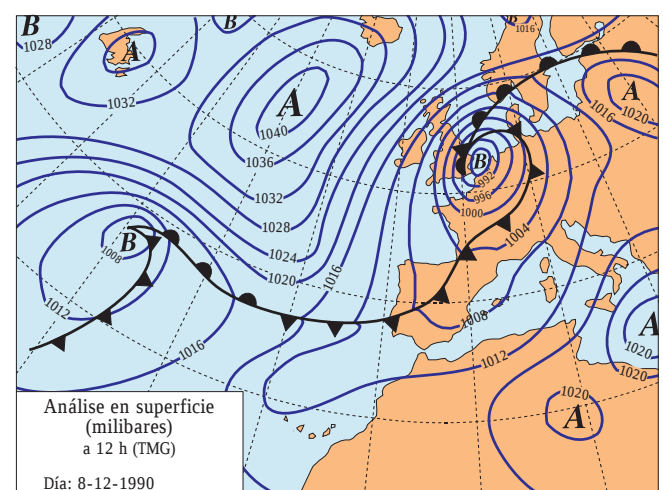
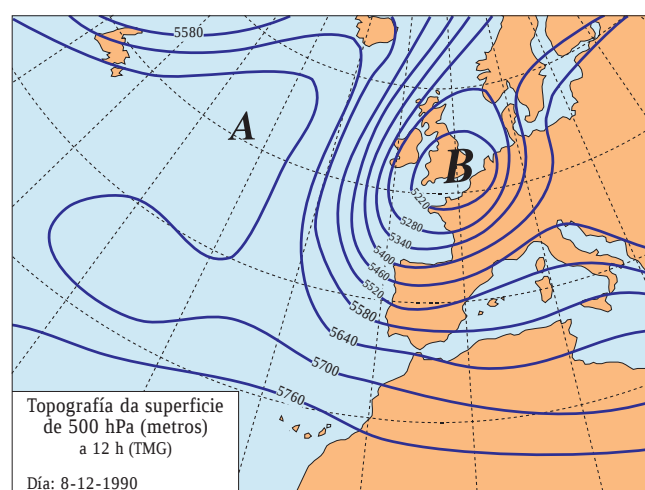
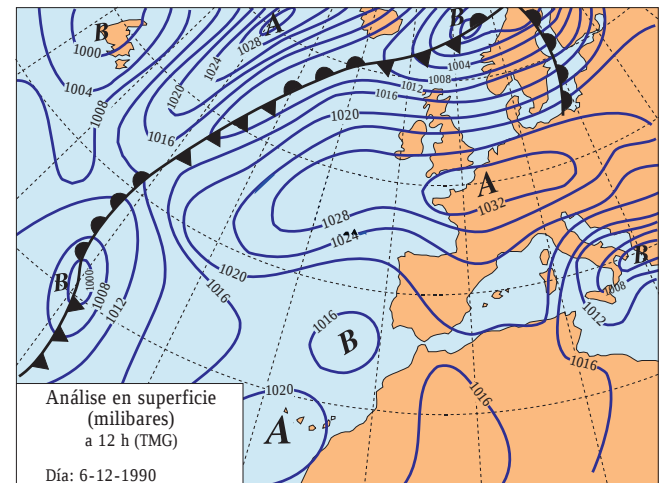
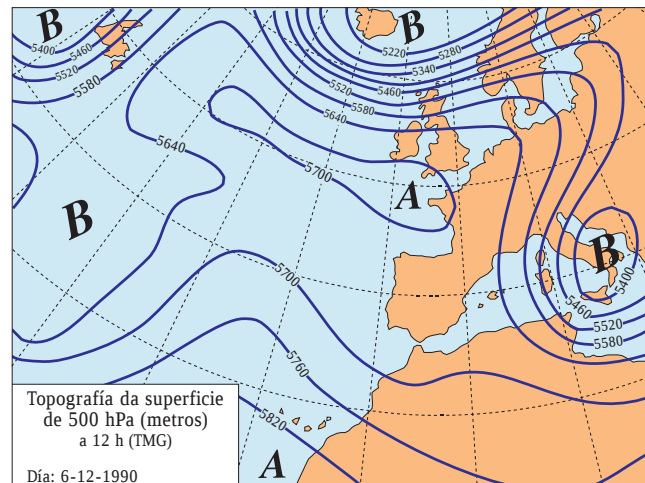


De entre as moitas configuracións que poden rexistrarse nos meses de outono e inverno, o primeiro exemplo elixido, corresponde ao 15 de xaneiro de 1989: no mapa de superficie aparece unha importante construción anticiclónica centrada sobre o norte de Francia e que alcanza os 1040 hPa no seu núcleo. En altura, débuxase unha bifurcación da corrente zonal -apertura en delta- en dous ramais: un dirixido cara ao norleste e outro cara ao sueste; ramais que novamente se xuntan tras xirar cara ao sueste e norleste no que se coñece como zona de entrada. Este particular debuxo en “rombo” permite unha situación pouco habitual: chuvias no sueste e ausencia delas no tercio norte peninsular. O seguinte exemplo produciuse o día 29 de decembro de 1988. De novo unha clara estrutura anticiclónica preside o escenario sinóptico propiciando a ausencia de precipitacións na totalidade do territorio peninsular. En altura unha dorsal anticiclónica reforza a estabilidade. En Galicia, estas situacións favorecen o xenuino fenómeno dos neboeiros, o reparto do cal virá dictado polas zonas topograficamente deprimidas e, por suposto, polos vales dos principais cursos de auga.

Finalmente, completamos a mostra cunha configuración semellante á anterior, na que o protagonista é o anticiclón centroeuropeo, que estende a súa influencia sobre a Península. O exemplo produciuse o 19 de xaneiro de 1987. En altura pode observarse a fusión entre unha cuña anticlónica atlántica e a estrutura situada no interior continental, mediante un estreito outeiro barométrico que posibilita que a maior parte da Europa occidental quede baixo a influencia das altas presións. As néboas voltan ser o meteoro máis destacable nos observatorios galegos. As temperaturas mínimas experimentan notables descenso, capaces de propiciar xeadas nas zonas de umbría.

IRRUPCIÓNS DE AIRE POLAR CONTINENTAL: ONDA DE FRÍO

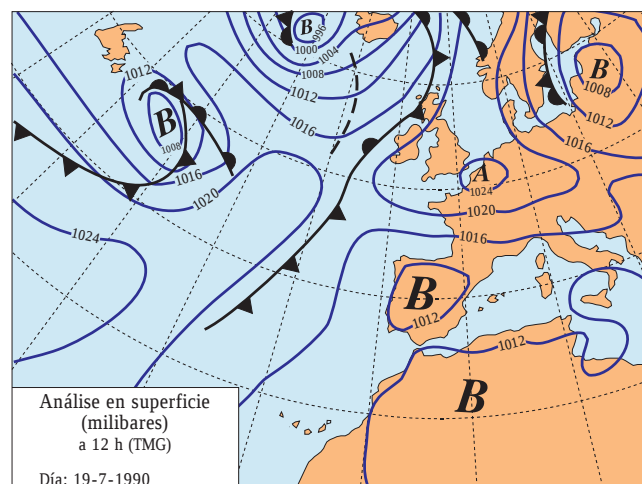
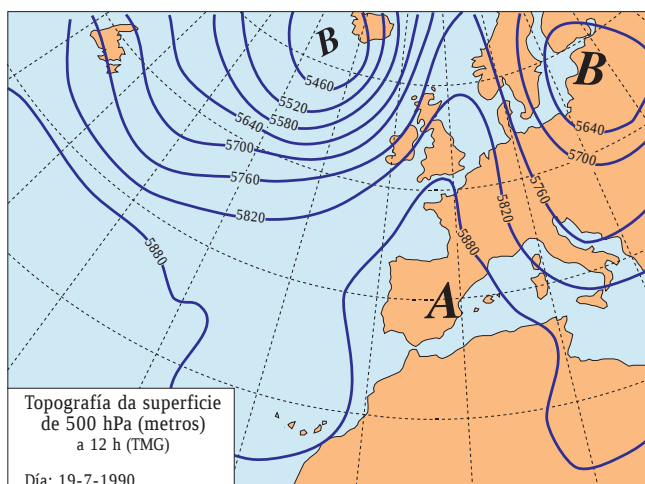
As ondas de frío aparecen asociadas a dispositivos singulares, tanto pola súa escasa frecuencia, como polas consecuencias atmosféricas que orixinan, producindo trasfegas de afastadas masas de aire que provocan caídas significativas das temperaturas, así como precipitacións nivo-



sas na maioría dos sistemas montañosos. Para ilustrar estas situacións eliximos o episodio acaecido na primeira quincena do mes de decembro de 1990. A comezos do citado mes iniciouse unha irrupción de aire polar continental. Nos mapas correspondentes ao día 6 de decembro, pódese observar en superficie un anticiclón centrado ao sur das Illas Británicas, con 1032 hPa no seu centro, encanando, polo seu flanco oriental, aire polar que varre a Península con compoñente leste-norleste e que se despraza cara a unha borrasca situada no Mediterráneo occidental (asociada a unha valgada de “evolución retrógrada”). En altura, debúxase un dispositivo en “omega”.

Soen rexistrarse as temperaturas máis baixas do inverno, gracias ás características da masa que nos invade; anomalía térmica que se deixa sentir, sobre todo, nos baixos rexistros nocturnos, favorecidos polos fortes procesos de irradiación con ceos despexados, típicos dunha situación anticiclónica estable. Isto incrementará notablemente o risco de xeadas.

Dous días máis tarde (8 de decembro), o dispositivo circulatorio evolucionou cara a unha composición sinóptica que permitiu que o anticiclón atlántico se estendera ata as frías terras de Islandia, adoptando unha forma alongada no sentido dos meridianos. A ambos costados da dorsal anticiclónica localizábanse senllas valgadas. A correspondente á cara oriental do anticiclón facilitaba unha clara advección boreal sobre as nosas latitudes. As isobaras aparecen comprimidas entre ambas figuras cun traxecto case que rectiliño no sentido norte-sur. Con este acusado gradiente establécese un corredor entre as frías terras do Círculo Polar e a Península Ibérica. Por el dispónse a viaxar con rapidez aire ártico marítimo ou, no seu defecto, polar marítimo. A invasión desta xélida masa de aire provoca unha brusca caída das temperaturas e a neve fai a súa aparición. En altura atopámonos ante un dispositivo claramente definible de circulación meridiana que chega a bloquear o réxime zonal dos poñentes e que, por suposto, facilita o intercambio entre as altas e a baixas latitudes.



SITUACIÓN DE VERÁN. ESTABILIDADE ANTICICLÓNICA.

Rematamos iste breve repaso no verán. As elevadas temperaturas son o aspecto máis noticiable da temperie peninsular, incluíndo a Galicia, que non escapa ós rigores propios desta época do ano. Unhas datas nas que a dinámica atmosférica tende a estabilizarse gracias ao forte protagonismo que adquire o anticiclón dos Azores. Esta célula alcanza durante o estío a súa localización máis septentrional, impedindo o desprazamento das borrascas noratlánticas sobre as nosas latitudes. E, polo tanto, o responsable da ausencia de inestabilidade xeralizada sobre unha boa parte da Península.

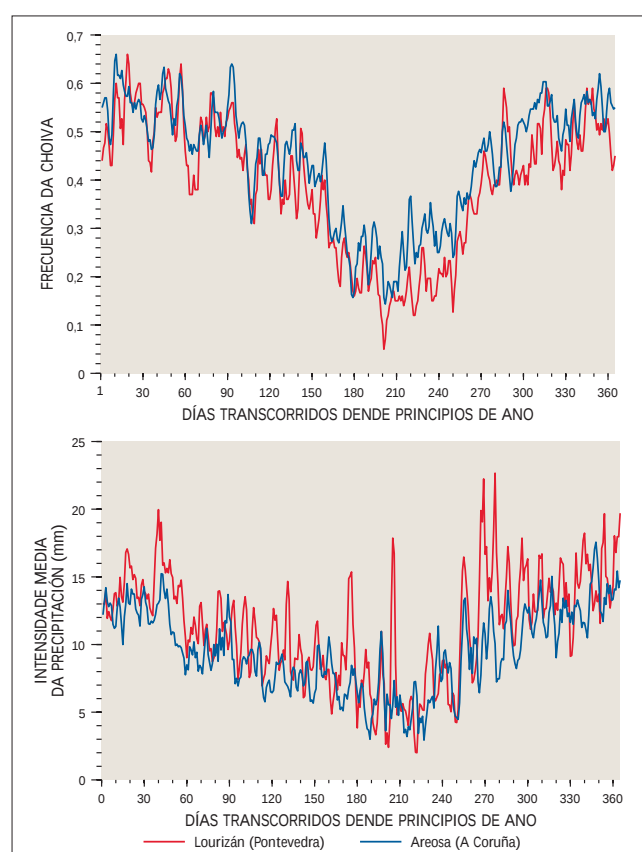
O exemplo elixido corresponde ao día 19 de xullo de 1990. Ó longo da xornada os principais observatorios galegos alcazaron os 30°C, destacando Ourense, onde se superaron os 40°C. A cartografía sinóptica reflicte unha típica situación anticiclónica, cunha cuña anticiclónica en altura e unha baixa térmica centrada no interior peninsular derivada do forte caldeamento. Ceos despexados, ventos moi febles e unha forte insolación propiciaron unha xornada de fortes calores que foron especialmente rigorosos nas provincias do interior.

TIPOS DE TEMPO

A acción sinérxica derivada da dinámica atmosférica e dos factores xeográficos xera, como sinalabamos con anterioridade, unha expresión espacial diferenciada sobre o territorio galego. Baixo unha mesma situación circulatoria os distintos sectores

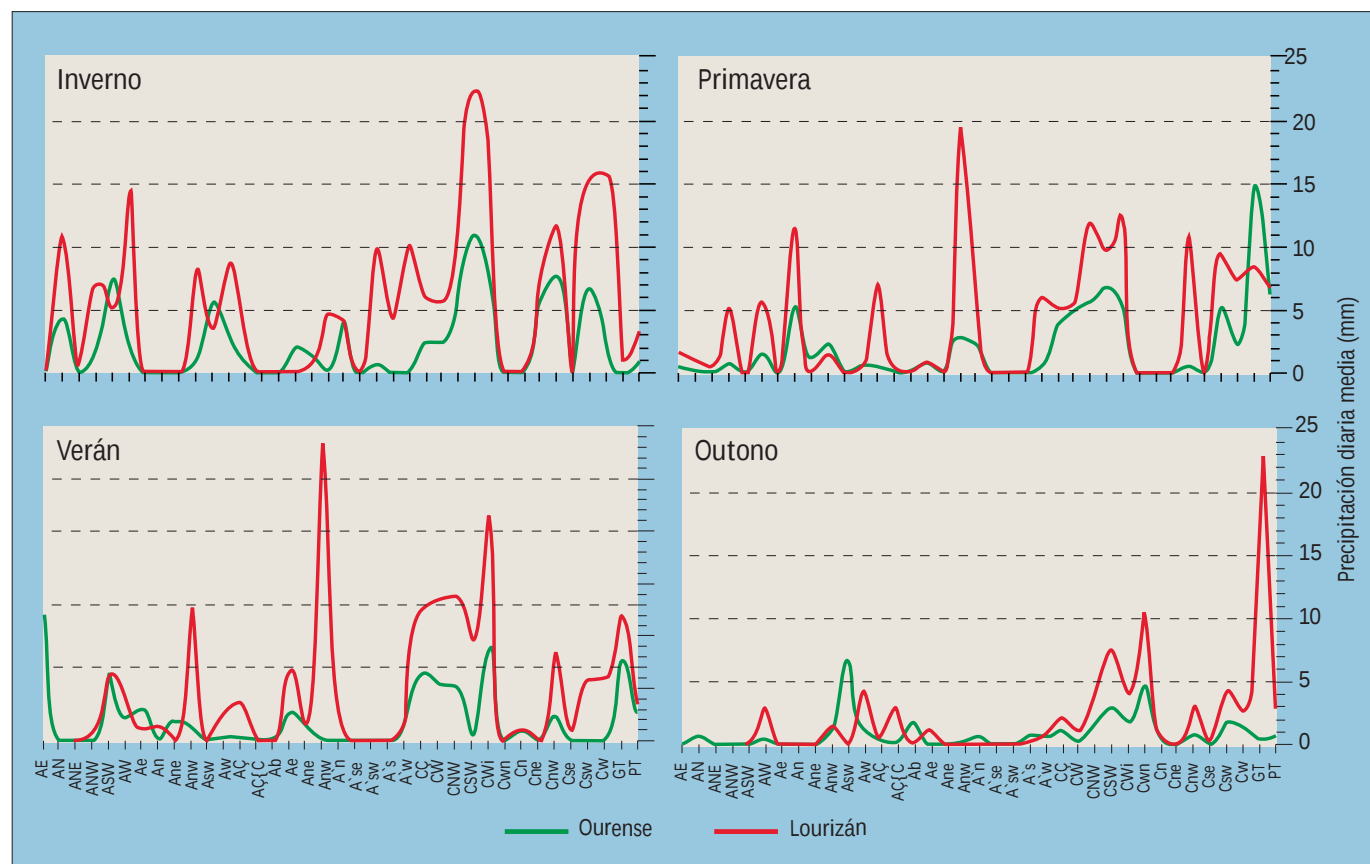
de Galicia veñen amosar variacións significativas nos valores dos elementos climáticos rexistrados a nivel superficial. É dicir, os tipos de tempo –síntese desa acción combinada– non se manifestan de xeito homoxéneo ao longo do noroeste peninsular, polo que a súa sucesión acaba creando dominios climáticos a meso e micro escala.

Tomemos como exemplo o escenario costeiro, en concreto, os rexistros de precipitación diaria para as estacións de Lourizán, en Pontevedra, e Areosa nas Pontes de García Rodríguez, A Coruña. Os resultados indican que a evolución anual da frecuencia da precipitación e practicamente a mesma. Polo tanto, ambas as dúas estacións meteorolóxicas están suxeitas ás mesmas



Nas figuras represéntanse as medias móbiles da frecuencia con que chove cada día e da intensidade media da precipitación ó longo do ano, nas estacións de Lourizán e Areosa (1961-1990). Os ritmos máximos e mínimos das frecuencias son moi semellantes para ambas dúas estacións, se ben a frecuencia da choiva é maior no norte, mentres que a intensidade da precipitación é maior no sur.

Precipitación diaria (mm) recollida nas estacións de Ourense e Lourizán en función das condicións de circulación atmosférica. Os valores representan as medias observadas estacionalmente para un período de cinco anos (1989-1993). Como pode apreciarse, a intensidade diaria da precipitación é máis elevada na costa que no interior de Galicia, sendo os totais recollidos de 1'3 a 30 veces superiores nas Rías Baixas. A clasificación de situacións sinópticas correspóndese coa descrita no Escenario Sinóptico.



condicións dinámicas. Nembargantes, no norte a frecuencia da choiva é maior que no sur, mais no sur cando chove, faino con maior intensidade. No inverno, nas Rías Baixas (representadas pola estación de Lourizán) chove cunha intensidade 1'3 a 3 veces superior que no norte; tan só nalgúns situacións circulatorias, maioritariamente anticlónicas (AÇ, ANW, Asw), a precipitación recollida nos sectores septentrionais é sensiblemente superior á dos sectores suroccidentais de Galicia. No verán, a situación é moito máis contrastada, pois diminúe notablemente a frecuencia de chuvias nas Rías Baixas, e a intensidade da precipitación supera a alcanzada no norte baixo circulacións ciclónicas, excepcións no estío.

Máis extremas son as diferencias entre a costa e o interior. No inverno, en Lourizán chove entre 1'3 e 8 veces máis que en Ourense, sendo as diferencias maiores baixo circulacións do oeste (CW, CSW, AW, Anw); mentres que no verán, estas diferencias tórnase máis acusadas, sendo a intensidade entre 2 e 30 veces máis na costa que no interior. De novo, o contraste e particularmente grande baixo situacións ciclónicas do suroeste.

Evidentemente un dos factores xeográficos implicados nos diferentes patróns de comporta-

mento pluviométrico é a latitude ou, se se quere, o balance entre as compoñentes climáticas temperada e subtropical. Dun xeito semellante, queda explicitado o control que exercen as formas do relevo sobre o reparto espacial da precipitación para todas as situacións sinópticas responsables dela. As sucesivas descargas que teñen lugar unha vez que as fronteas chuviosas alcanzan a costa e o tortuoso percorrido polo intrincado territorio galego, fan que os sistemas nubosos penetren no interior cunha menor carga higrométrica e unha menor capacidade para xerar precipitacións.

As temperaturas amosan tamén un comportamento diferenciado dependendo da posición xeográfica e das condicións de circulación atmosférica. Incluso baixo unha mesma situación, os parámetros termométricos cambian dependendo de que a choiva estea presente ou non. O rango habitual de temperaturas medias diarias para calquera tipo de tempo, durante o inverno, na estación de Monteventoso é de 7'1-10'9° C e de 7'6-12'2° C para os días con choiva e os días sen choiva respectivamente; na de Lourizán é de 7'6-11'9° C e de 7'5-14'7° C; e na de Ourense de 3'7-11'4° C e de 5'3-13'3° C. Así pois os días chuviosos tenden a ser máis fríos



TIPO	INVERNO						VERÁN					
	MT		LR		OU		MT		LR		OU	
AN	7'1	2'0	9'6	7'5	8'2	5'3	---	---	---	---	---	---
An	8'1	7'7	---	8'5	---	7'5	17'5	19'2	21'3	20'6	23'3	20'9
ANE	8'6	---	---	9'7	4'8	9'3	---	---	---	---	---	---
Ane	---	10'1	---	10'7	11'3	8'4	---	19'2	---	22'9	18'4	22'7
ANW	9'6	---	11'5	7'8	7'9	11'9	---	---	18'1	---	---	21'2
Anw	9'6	7'8	10'5	8'4	8'8	9'6	14'9	15'4	16'9	16'6	17'7	18'2
AE	---	10'0	--	13'9	---	11'7	---	20'3	---	22'7	26'5	21'8
Ae	10'5	10'3	---	10'5	10'3	7'2	20'4	19'9	21'2	20'3	21'9	22'3
Asw	8'8	14'8	10'4	13'2	8'5	11'9	---	---	---	---	---	---
AW	10'8	10'9	11'9	11'1	11'4	11'6	17'2	18'5	18'1	20'4	21'6	22'9
Aw	10'9	11'9	11'4	11'6	11'4	10'5	16'3	18'0	17'7	19'1	21'2	21'2
A'Ç{C	10'3	10'4	10'3	10'3	10'3	8'5	18'1	19'4	23'0	21'0	26'4	23'6
CÇ	7'7	11'0	7'6	13'6	9'4	11'1	16'6	18'4	17'9	18'7	19'3	21'9
CN	7'7	7'6	9'4	9'8	8'2	---	16'4	---	16'5	19'4	17'0	19'8
Cn	6'3	---	---	7'8	3'7	---	17'4	16'4	---	18'5	20'7	18'3
Cne	10'8	---	7'6	---	7'0	---	---	---	---	---	---	---
CNW	7'5	---	9'7	10'5	9'0	7'6	14'8	18'9	16'7	18'5	17'9	---
Cnw	8'8	8'7	10'0	8'6	9'0	6'0	15'2	---	16'4	17'6	17'2	16'7
CSW	8'7	12'1	11'4	14'7	10'1	10'4	18'6	18'7	19'5	20'5	20'7	20'8
Csw	10'2	11'3	10'4	11'2	9'3	10'8	18'2	18'0	19'5	17'2	17'5	18'7
CW	10'1	12'2	11'3	13'6	10'8	13'3	17'3	20'3	19'1	16'9	19'3	21'7
Cw	9'9	---	11'1	9'2	9'4	---	16'4	18'5	16'7	17'3	17'7	21'7
GOTA	---	---	---	---	---	---	18'7	19'2	20'1	19'8	21'7	23'4
PANT	9'8	8'8	8'8	12'4	10'8	11'9	18'0	19'2	20'1	19'9	23'4	23'9

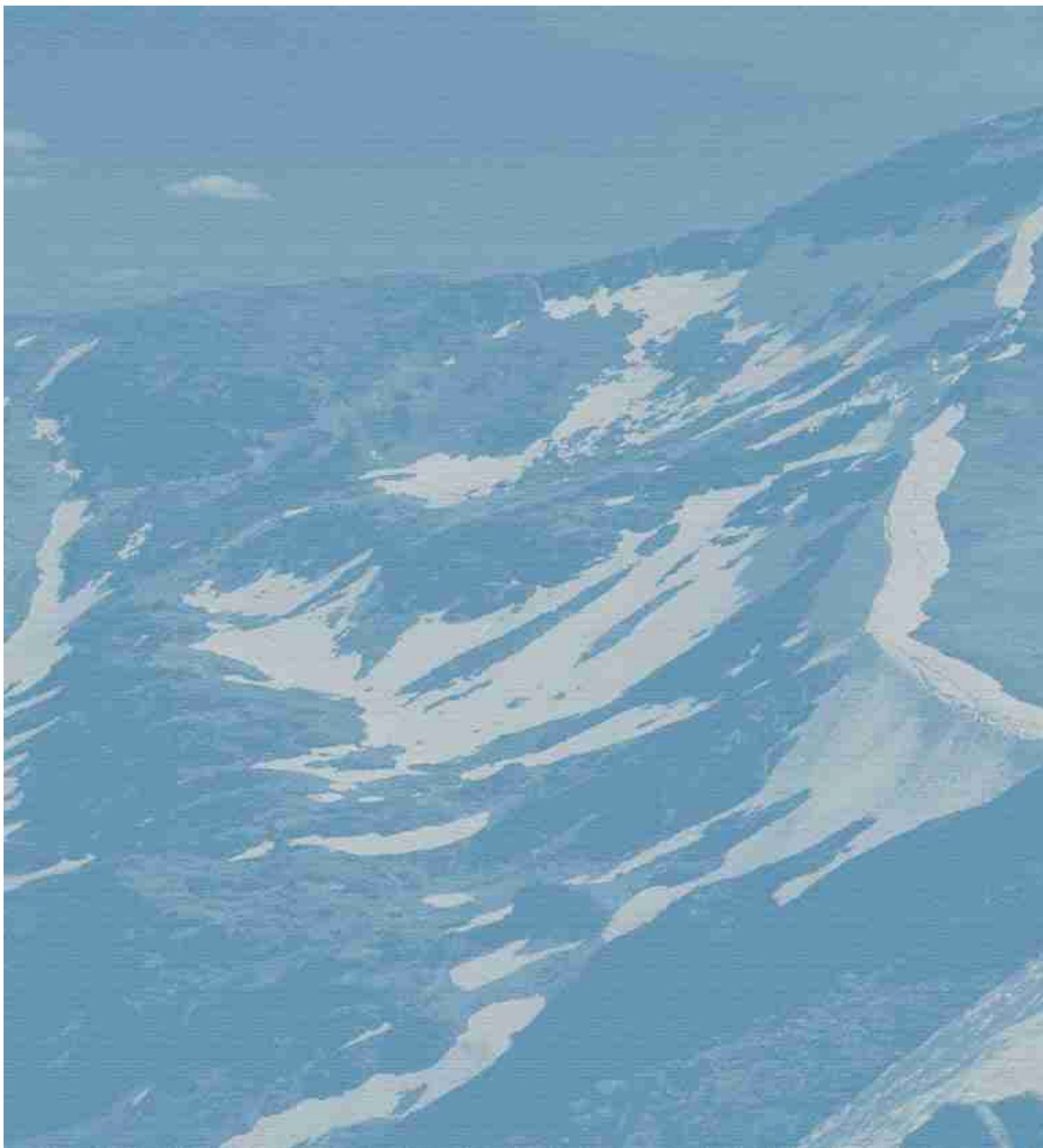
Días con precipitaciónDías sin precipitación

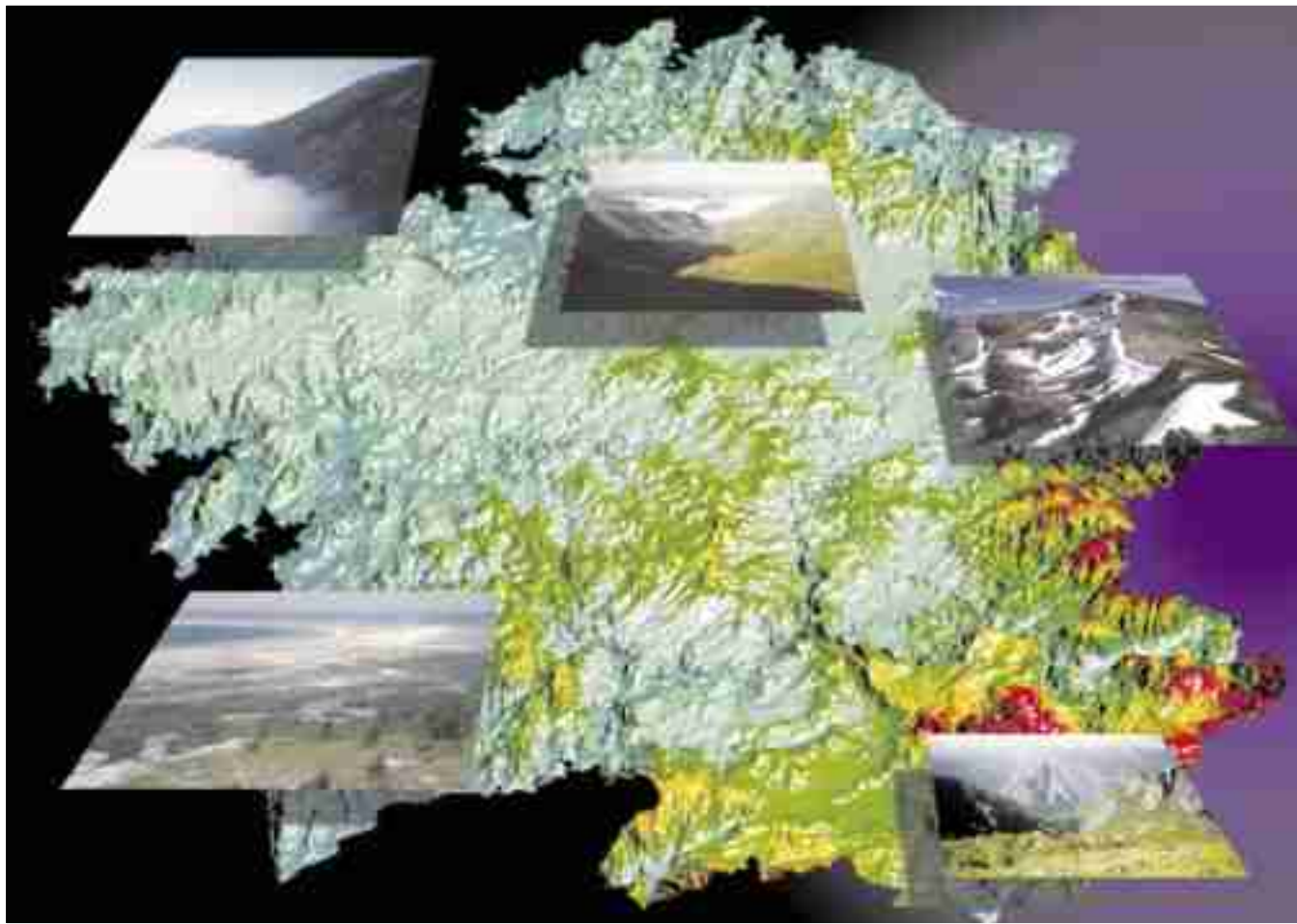
Valores medios de temperatura diaria de inverno e verán nas estacións meteorolóxicas de Monteventoso (MT), Lourizán (LR) e Ourense (OU), para días chuviosos e días secos ao longo dun período de cinco anos (1989-1993). A clasificación de situacións sinópticas correspóndese coa descrita no Escenario Sinóptico (GOTA: gota fría; PANT: pantano barométrico). As casillas que non levan valor corresponden a tipos sinópticos moi pouco frecuentes ou ausentes en cada unha das estacións astronómicas.

cós días sen choiva. Unha excepción salientable ven representada polas condicións circualtorias do norte, para as cales a presenza da choiva supón un aumento da temperatura: no inverno baixo unha circulación CN a temperaura media dos días con choiva e sen choiva é de 7'1 e 2° C en Monteventoso, 9'6 e 7'5° C en Lourizán e de 8'2 e 5'3° C en Ourense, o cal supón diferencias de 2 a 3° C. En xeral, cando a masa de aire que se achega a Galicia non procede do continente europeo, a choiva provoca unha diminución da temperatura media e da amplitude térmica, debida á menor insolación pola alta nubosidade. No verán, o rango de temperaturas para os días con e sen choiva é moi semellante; por exemplo, en Monteventoso as medias dos días de choiva son de 16'4-23'0° C e nos días despexados de 16'6-22'9° C).

Se comparamos os tres sectores entre si –costa sur, costa norte e interior- as Rías Baixas amosan as temperaturas máis elevadas durante o inverno, con independencia da choiva, mentres que Ourense tende a ser algo máis cálido có norte –se ben baixo circulacións anticiclónicas do norte o Golfo Ártabro amosa temperaturas entre 1 e 4° C máis elevadas có interior-. No verán, o sur é máis cálido có norte e o interior máis cálido cá costa. En Ourense as temperaturas diarias medias do verán acadan valores entre os 17'0 e 26'5° C, mentres que en Monteventoso están entre 15 e 23° C e en Lourizán entre 16 e 23° C. Así pois, o temperismo do noroeste peninsular amosa importantes variacións termopluiométricas como resultado da súa posición latitudinal, do tipo de circulación e das formas e estruturación do relevo.

A·T·L·A·S C·L·İ·M·Á·T·İ·C·O D·E G·A·L·İ·C·İ·A





RELEVO E AS SÚAS ÍNTERACIÓNS COA ATMÓSFERA

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



O RELEVO E AS SÚAS INTERACCIÓNS COA ATMOSFERA

F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e L. Rodríguez Lado



Grandes unidades do relevo galego.

Non só a forma, a pendente e a orientación son factores importantes na distribución espacial das distintas manifestacións climáticas, senón tamén a articulación ou disposición das distintas unidades do relevo, é dicir, o xeito en que se artellan entre si a costa, as montañas, etc.

Cando falamos das condicións climáticas de Galicia, non podemos pensar unicamente en aspectos vencellados á dinámica atmosférica. É necesario ter en conta outros factores, caso do relevo, ou sexa, o conxunto de formas do terreo que se encadean en calquera espacio. Hai dous rasgos que definen con claridade o relevo de Galicia: a graduación de formas dende a costa cara ó interior e a existencia dunha evidente dicotomía horizontalidade/verticalidade en todo o seu territorio. O relevo galego é un auténtico “puzzle” de “teclas” fundidas e erguidas que se suceden entre a costa e os límites con

Asturias, León, Zamora e Portugal. Bordeando a costa aparecen diferentes niveis aplanados entre os 30/40 e os 600 m de altitude. Estes últimos atópanse situados nas serras litorais, entre as que sobresaen A Capelada, que se ergue entre as rías de Cedeira e Ortigueira; Barbanza, que o fai entre as rías de Muros e Noia e Arousa, ou os Montes da Groba e a Serra do Argallo, localizados no suroeste de Galicia, entre o mar e a depresión tectónica do Porriño-Tui.

A medida que nos introducimos cara ó interior, o contraste altitudinal visualízase con claridade. Os



Na costa sur de Galicia o enlace entre o litoral e as serras do Argallo e Montes da Groba realízase por medio dunha ampla chaira litoral e unhas vertentes fortemente empinadas. Configuracións coma esta teñen unha importancia notable no gradiente térmico e moi especialmente no pluviométrico.

chantos achairados localízanse entre os 300 e os 1100 metros. Neste caso están situados nos sectores culminantes das serras occidentais que, a modo de dorsal, se alongan dende a Serra da Faladoira, ó norte, ata a Serra do Faro de Avión e os Montes de Paradanta, ó sur. Entre estas serras e as litorais destaca un conxunto de depresións tectónicas meridianas, caso das do Val do Dubra, Padrón, Caldas de Reis ou O Porriño-Tui.

Dende as serras occidentais ata as orientais, o relevo descomponse noutro amplo abano de bloques fundidos e dereitos. Polo norte, preto do mar, érguense as serras septentrionais que acadan, no Macizo do Xistral, os 1000 m; polo sur atopamos as meridionais que acadan os 1500 m no Xurés, e as sudorientais que, en Pena

Trevinca, superan os 2000 m, mentres que polo oeste, se encadean as orientais, que se aproximan ós 2000 metros na Serra dos Ancares.

O sector central de Galicia caracterízase, pola súa vez, por un amplo conxunto de superficies achairadas e de depresións tectónicas como as da Terra Chá (situada na cabeceira do Miño), Sarria, Lemos, Maceda, A Limia ou Monterrei, localizadas entre os 400 e os 600 metros de altitude. E, servindo de nexo de unión entre as serras, as chairas e as depresións tectónicas atopamos numerosos vales fluviais que se incrustan nas primeiras. Por iso, se analizamos calquera sector do noso territorio é posible comprobar fortes rupturas de pendente no enlace entre os distintos niveis achairados e, sobre todo, en certas áreas nas que a incisión fluvial ten sido máis intensa. É o caso, por exemplo, de moitos sectores percorridos polos ríos Sil e Miño que rachan bruscamente o deseño horizontal das terras de Chantada ou Lemos xerando impresionantes canóns. Incluso na costa, podemos observar como o Ulla, o Tambre, o Eume, o Sor ou o Eo, presentan profundos encaixamentos ata as proximidades da súa desembocadura. E se o río Xallas non presenta un val encaixado é porque se atopa coas granodioritas do Monte Pindo, antes de desembocar; entón, incapaz de labrar a súa canle, precipítase formando unha espectacular ferverza en Ézaro. O río das Pedras, pola súa parte, racha intensamente a planitude somital da Serra da Barbanza, xerando outro impresionante



O relevo das serras orientais, como a de Ancares, caracterízase polo encadeamento de vales encaixados e cristas achairadas. A pechazón dos vales propicia frecuentes inversións térmicas durante os meses de outono e inverno.



No canón do Sil, a combinación de planos horizontais e verticais é a súa principal característica. Este feito favorece os fortes contrastes termo-higrométricos entre o interior do val e o seu contorno.

canón preto da Pobra do Caramiñal. Temos, pois, un xogo de bloques, a modo de teclas de piano, con áreas fundidas e áreas erguidas, que ten condicionado o encaixamento diferencial da rede fluvial. Os ríos encaixáronse nos bloques ascendentes e flúen sen a penas labrar o seu val nos descendentes.

Unha primeira característica que hai que ter en conta é, pois, a graduación citada, a modo de bancadas, que diseña o relevo de Galicia. Sen embargo, unha segunda de suma importancia é a localización das formas, ou sexa, como se distribúen no espacio. Por unha banda, ollamos como a maior parte do perímetro galego está ocupada por serras que, nalgúns casos, se asentan formando cintos. É o que sucede nalgúns sectores da Galicia occidental onde un primeiro cinto está constituído polas serras litorais e un segundo polas occidentais. Así A Capelada, na marxe sur da ría de Ortigueira, que dá paso, cara ó leste á Faladoira; O Barbanza ou os Montes do Castrove son a antesala das serras do Faro de Avión ou Suído e a serra do Argallo e os Montes da Groba, daquelas ou dos Montes da Paradanta. No norte, érguense as serras septentrionais, entre as que sobresaí o Xistral; no sureste, o Xurés, Manzaneda e Trevinca; no leste, O Courel e Os

Ancares. Este feito xera un litoral aberto con contrastes altitudinais e un interior pechado agás algúns sectores, como é o flanco occidental, por terras de Bergantiños, Ordes e as Mariñas que se engarzan coa Terra Chá por medio das serras do Cordal de Montouto, A Loba e A Serpe, de menor altitude, con pasos máis abertos o que, sen dúbida, terá o seu reflexo a nivel climático.

Máis ó interior, é necesario seguir uníndolle pezas para entender a complexidade do clima de Galicia. E outra peza fundamental é a orientación das formas. A nivel xeral podemos comprobar como unha parte importante das serras presentan unha dirección practicamente norte-sur. É o caso das serras occidentais, dende A Faladoira, que serve de unión coas septentrionais, ata A Paradanta e as orientais, dende Os Ancares ata a Segundeira. Este feito é fundamental dado que se converte nunha barreira que dificulta o paso das masas de aire de compoñente oeste. Outras serras, como as septentrionais, alóganse de oeste a leste, co que dificultan as masas de aire de compoñente NW, N e NE.

Outra característica de enorme importancia para efectos de insolación é a configuración das formas. O enlace entre as ladeiras, a súa penden-



A Serra da Capelada, que se ergue ata os 612 m de altitude á beira mesma do mar, constitúe un murallón que frea as masas nubosas, inducendo a fenómenos de precipitación e de criptoprecipitación (néboas).

te, a súa orientación e a maior ou menor extensión van determinar diferentes rasgos climáticos. O encaixamento de moitos dos vales fluviais de Galicia, entre os que sobresaen moitos tramos do Miño, do Sil e dos seus afluentes; a pechazón e a profundidade da súa canle, explican algúns dos seus parámetros, outros veñen dados pola súa situación, o leste das serras.

E se a configuración do relevo continental está marcada pola graduación de formas en altitude e pola súa distribución diferencial, outro tanto sucede na costa onde se encadean, como xa se adiantou, serras litorais, tramos abertos ó océano e rías de diferente extensión. Así sectores abertos ó mar, como o que vai dende A Coruña ata o Cabo Vilán ou, de xeito diferencial, entre aquí e Fisterra, dende Ribadeo ata Fazouro, ou dende o cabo Silleiro ata A Guarda, enlazan con outros nos que dominan amplas rías como o que vai dende Fisterra ó Cabo Silleiro, ou rías de menos tamaño, como as que se alongan dende a Ría da Coruña ata a Ría de Viveiro. E non so ollamos unha costa diversa, con numerosos entrantes e saíntes, con tramos de diferente altitude, tamén, como no caso anterior, cunha configuración e orientación diferente. Mentres as Rías Baixas son máis abertas e orientadas de suroeste cara ó nordeste, as que se localizan dende A Coruña a Ortigueira ábreanse máis cara o oeste-noroeste e as de Viveiro e Ribadeo ó norte.

É evidente, pois, que relevo é sinónimo de forma, orientación e altitude e, ademais, de estrutura, ou sexa, de relación entre formas. A nivel de dinámica atmosférica non é igual o enlace entre a ría de Ares e Betanzos e o interior que os das rías de Pontevedra e Vigo; non é o mesmo o existente entre o litoral do sur, cun paso brusco cara ó interior, que o que ollamos no Bergantiños. As diferencias altitudinais e, sobre todo, os ascensos forzados das masas de aire son diferentes.

A COSTA

A costa de Galicia presenta notables particularidades de tipo bioxeográficas, derivadas, como dicíamos, da súa peculiar forma e articulación. A súa apertura, moi recortada, cara ó océano con fortes variacións orográficas acadan a mellor expresión nas súas rías. Unhas peculiaridades que xorden tamén da súa evolución morfolóxica pasada e recente e da súa posición latitudinal e que lle imprime, como xa vimos, un marcado carácter de área de transición.

As interaccións atmosfera-relevo son enormemente importantes neste ámbito xeográfico, desempeñando un papel esencial nos totais pluviométricos. En efecto, tanto a forma recortada coma a presenza de barreiras orográficas, próximas á liña de costa (como as serras da Capelada, O Barbanza, A Groba) ou situadas a poucos quilómetros dela (como as Serras de Candán, Suído ou Faro de Avión), provocan ascensos forzados das masas de percorrido oceánico que inflúen, de xeito notable, na súa inestabilización, facendo moito máis eficaces as descargas de precipitación. Estes primeiros ascensos converten a estes relevos nos principais captadores de chuvia da nosa rexión. En efecto, nas ladeiras de poñente -barlovento respecto dos fluxos oceánicos- das anteditas elevacións atopámonos con “óptimos pluviométricos”, tal e como reflecten os rexistros de observatorios situados neles, como é o caso de Fornelos de Montes, onde en anos puntuais se superaron os 3000 mm, aínda que a media normalizada acada, a nada despreziable cifra, de 1800 mm).



AS CONDICIÓN MORFOLÓXICAS DA COSTA COMO FACTOR CLIMÁTICO

O efecto hidrodinámico do perímetro litoral

A superficie do mar é plana e máis ou menos homoxénea para efectos climáticos, mentres que os continentes presentan unha grande variedade de formas e altitudes que distorsionan, de xeito intenso, as características das masas de aire que os atravesan. Por iso, a configuración costeira mantén unha íntima relación cos fenómenos meteorolóxicos, adoptando incluso un papel activo na propia dinámica atmosférica. Así, un litoral con perfil curvado pode inducir, en determinadas ocasións, a procesos cicloxénéticos ou intensifica-la inestabilidade das perturbacións oceánicas. Este podería ser o caso do arco Ártabro, entre o cabo Prior e o de Santo Adrán, que presenta unha fronte marítima curva e cóncava, na parte central da cal se abre un conxunto de rías en abano: Ferrol, Ares, Betanzos e A Coruña.

Os ventos oceánicos, diante do obstáculo que constitúe o continente, sofren diversos efectos de freada e de rozamento desencadeándose, simultaneamente, un complexo proceso de movementos verticais e desviacións da corrente en sentido horizontal. Esta turbulencia mecánica nas capas baixas está directamente relacionada co tamaño e disposición das irregularidades terrestres e coa intensidade do vento por enriba da capa superficial de frozamento. As correntes de aire, ademais de intentar superalos obstáculos que se interpoñen nos seus percorridos (inducindo o efecto Föhn) procuran tamén bordealos, e é aquí onde se xeran os variados efectos de compresión, canalización, “canto” ou “embude”; o seu estudio polo miúdo aínda se ten que facer.

A ralentización do fluxo entraña sobre a liña de costa un fenómeno de concentración e de alza-mento do aire. Esta elevación, durante o estío, engádese ó efecto térmico ascendente derivado do forte quecemento superficial e á propia turbulencia. Esta acción combinada dinámico-térmica

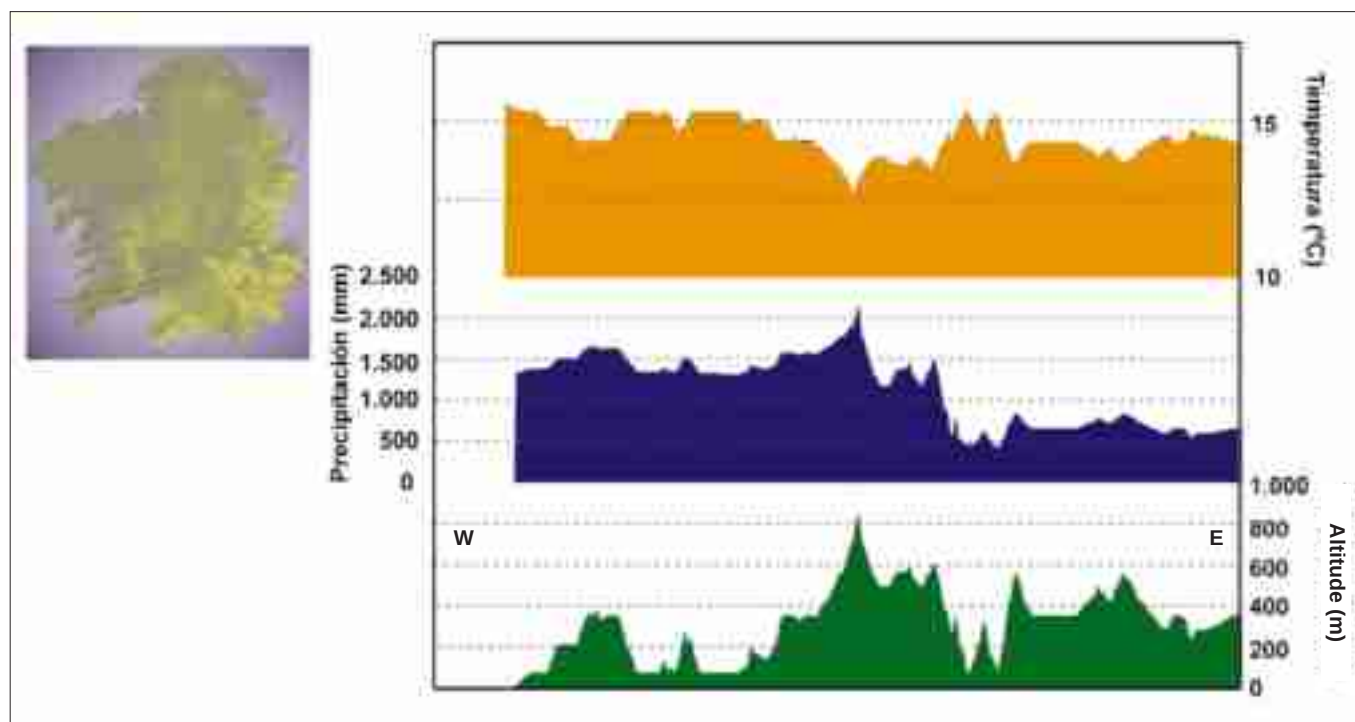


Unha das principais características da costa de Galicia é a abundancia de amplos areais a modo de limiar de entrada ás extensas chairas que dominan na Galicia occidental. A riqueza de sedimentos achegados polos numerosos ríos e regatos, ou polo dismantelamento dos cantís, xunto á existencia de ventos constantes, do terceiro e cuarto cuadrante, son a causa dos extensos complexos dunares como o de Corrubedo (abaixo)

permite o desenvolvemento de nubes tipo cúmulos ou cumulonimbos e favorece o mecanismo das brisas mariñas. Evidentemente, os efectos desta deflacción dependen, en primeira instancia, da dirección do fluxo. Así, un perpendicular ó litoral é comprimido e ondulado -“efecto acordeón”-, o cal se pode traducir, ás veces, nun principio de cicloxénese que se manifesta en variacións notables do campo de presión. O que sucede é que este mecanismo é facilmente confundible co efecto Föhn, derivado da acción do accidentado relevo costeiro.

Este efecto hidrodinámico de “obstáculo” actúa, do mesmo xeito, sobre os fluxos paralelos ou oblicuos ó litoral e as súas consecuencias fanse notar nos climas costeiros. No hemisferio norte, un fluxo paralelo á costa está asociado a un fenómeno de diverxencia e a un incremento da subsidencia se a terra está situada á esquerda do movemento inicial. Pola contra, hai converxencia e ascendencia nun fluxo que deixe o continente á súa dereita. Por exemplo, no verán, os ventos de compoñente norte ó longo das costas do sur de Galicia, reforzan a subsidencia xa imposta polas condicións dinámicas reinantes baixo o anticiclón dos Azores. No caso dos fluxos do oeste e noroeste -proprios do inverno- haberá converxencia e

Temperatura anual acumulada e precipitación anual media ó longo dun transecto dende Baiona ata a depresión de Ourense. Pódese apreciar como as vertentes de barlovento da Dorsal propician áreas de óptimo pluviométrico, fronte ó descenso apreciable nas de sotavento.



ascendencia -intensificación da inestabilidade asociada ós sistemas perturbados- sobre as costas do norte galego. Algúns estudos sobre fenómenos de frontoxénese fronte á costa noroeste galega ratifican, precisamente, a importancia da deformación cinemática do campo de vento na orixe de tales procesos.

Este efecto de fredda ou barreira litoral sobre as masas aéreas que se aproximan á costa é igualmente activo sobre as masas de auga que, por rozamento sobre o obstáculo terrestre, xera igualmente procesos de confluencia ou difluencia efectiva sobre o litoral. Isto supón a intensificación dos efectos meteorolóxicos derivados da actuación sobre o fluxo aéreo. Así, por exemplo, unha corrente paralela á costa, de compoñente nordeste, que deixa á súa esquerda -no sentido da súa circulación- a liña litoral, provocará que a auga superficial sexa impulsada cara ó mar aberto, mentres que se produce unha subida de auga fría do fondo preto da costa. Esta masa fría vai provocar, por contacto, o descenso da temperatura do aire, intensificando termicamente o efecto dinámico subsidente e, polo tanto, estabilizando pola súa base á masa aérea.

O relevo costeiro

Este efecto de obstáculo que, dicíamos, provocaba o límite continental ós fluxos oceánicos está en

realidade enmascarado pola acción do accidentado relevo costeiro. O papel modulador da expresión climática por parte das formas topográficas, acada no escenario galego, e especialmente na costa, a súa máxima expresión. Unha rápida ollada á carta hipsométrica do noso territorio ven ratificar o intrincado do seu perfil litoral. Unha elevada fractalidade que se fai máis acusada nas Rías Baixas, onde a transición costa-interior é moito máis complexa que nos tramos noroccidentais do noso litoral (terra de Bergantiños), aínda que, no arco ártabro e na Mariña de Lugo, a complexidade aumenta, mais sen acadar os niveis dos tramos meridionais citados.

As masas de aire marítimas que atravesan Galicia son forzadas, nada máis chegar, a elevarse diante dos numerosos obstáculos montañosos que se atopan preto do litoral, de xeito que o “efecto orográfico” controla a distribución espacial das precipitacións nestes escenarios. As transformacións adiabáticas que experimentan as ditas masas ó longo destas ascensións, as deformacións das súas fronte asociadas e as desviacións das liñas de corrente varían fortemente en función da disposición dos conxuntos topográficos respecto ós fluxos dominantes. Neste sentido é conveniente lembrar que a maior parte dos sistemas perturbados teñen procedencia oceánica, é dicir, de compoñente W, SW e NW. Por iso, case todas as rías e os vales fluviais (excepto as orientadas cara



ó norte na mariña luguesa) convértense nas vías máis eficaces de transmisión cara ó interior galego das ditas perturbación atlánticas e, en xeral, das condicións climáticas oceánicas.

Diversos traballos xeneralistas destacan o incremento substancial das chuvias ó longo de bandas interiores case paralelas ás costas como un dos fenómenos máis significativos derivados do aumento da “rugosidade”, ó introducirse as masas de aire, procedentes dos océanos, nos continentes. No caso concreto de Galicia, non é tanto o cambio de superficie en si, como o brusco ascenso que, en ocasións, ofrece o relevo costeiro ás masas nubosas oceánicas, que os obriga a supera-los mil metros de altitude ó longo do primeiro cinto montañoso que se atopan no seu percorrido cara ó leste - Serras de Suído ou Faro de Avión.-

En resumo, o xenuíno perfil costeiro facilita a través da súas rías, perfectamente orientadas ós fluxos do terceiro e cuarto cuadrante, a penetración dos sistemas nubosos atlánticos ata ó interior. A partir deste instante, os diferentes obstáculos orográficos someterán a estes sistemas a sucesivas ascensións ao longo das ladeiras de barlovento, segundo a súa disposición. Estes ascensos encadeados, que principian nas serras da Dorsal, provocan unha significativa gradación das achegas pluviométricas dende estes primeiros relevos, nos que se recollen as maiores cantidades, ata as serras surorientais, nas que temos que ascender moito para poder recoller volumes de precipitacións semellantes ós que se soportan a tan só 700-800 metros nas ladeiras de barlovento das serras occidentais. E isto é debido a que as sucesivas descargas que tiveron lugar ao longo do seu tortuoso percorrido fan que os sistemas nubosos cheguen a estes relevos do sur de Galicia cunha menor carga higrométrica e, polo tanto, cunha menor capacidade pluviométrica. Neste sentido, resulta significativo compara-los datos das estacións de Lourizán na costa pontevedresa e Ourense, onde pódese observar unha caída da precipitación, para situacións sinópticas de compoñente oeste ou suroeste, moi preto do 50%.



O percorrido das masas oceánicas ao longo do territorio galego vai debuxando, pola súa vez, “áreas de sombra” a sotavento dos relevos que se interpoñen. Algunhas delas son especialmente salientables debido a que a disimetría entre ambas dúas ladeiras é considerable. Iste é o caso, por exemplo, da zona do Ribeiro respecto as terras das Rías Baixas. No caso das serras septentrionais prodúcese un efecto semellante ó descrito, aínda que neste caso respecto dos fluxos de clara compoñente meridiana. Nas situacións do norte e nordeste os citados relevos xeran unha disimetría pluviométrica entre a costa e o interior lugués. Mentres que nidios fluxos de compoñente sur-suroeste poden, nalgúns casos, eleva-las temperaturas na Mariña como consecuencia do efecto Föhn a sotavento dos anteditos relevos.

Se incrementamos o nivel de detalle as conclusións habería que matizalas moito, xa que a disposición e a oferta altimétrica do relevo galego xerará, ó final, un rico mosaico de variantes climáticas, como o demostra o panorama bioxeográfico rexional. Neste sentido, é conveniente volver insistir, unha vez máis, no carácter de transición que posúe o noso territorio e que se manifesta, tamén, a través do paso gradual dende a rexión Eurosiberiana ata a Mediterránea.

Na vista xeral que se aprecia dende Monteventoso (Ferrol), pódese ver o encadeamento das principais formas existentes na costa de Galicia: complexos lagunares-dunares, praias, cantís, así como a intrincada xeometría de entrantes e saíntes, feito esencial se se quere comprender a diversidade climática a meso e micro escala.

A circulación atmosférica litoral. O sistema de brisas

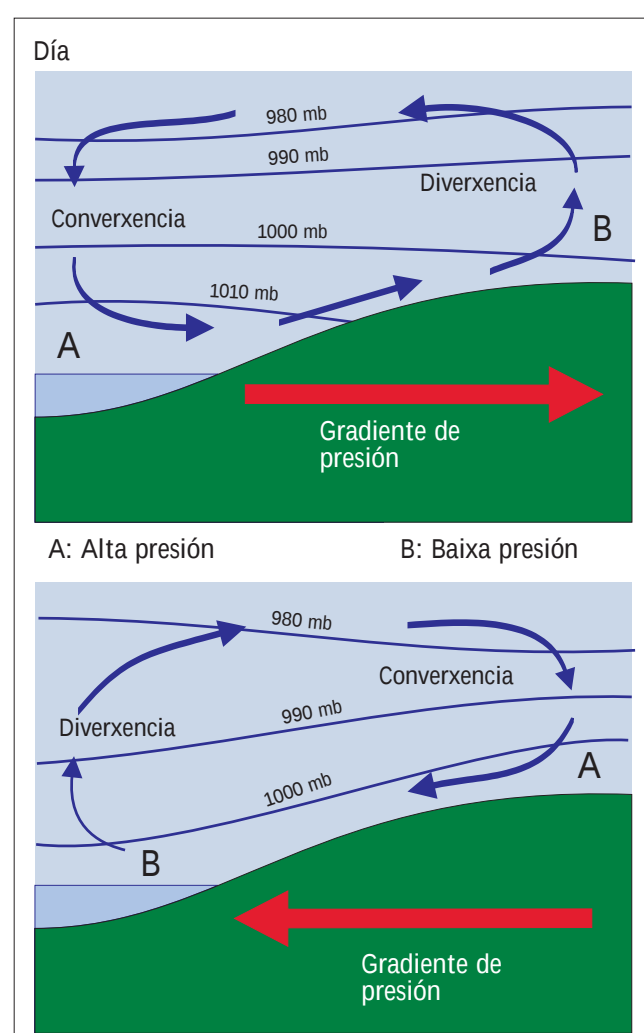
A axitación permanente da Atmósfera ao longo das rexións litorais débese non só á violencia dos ventos, senon tamén ó cambio constante destes, imposto tanto polas evolucións e as sucesións de situacións sinópticas, como polo ritmo diario - máis regular có fenómeno anterior- das brisas mariñas durante o día e os terrais durante a noite.

As brisas mariñas son o resultado da dilatación vertical da columna de aire que ten lugar durante as horas de máxima insolación na costa e que fai descender as superficies isobáricas, ocasionando a formación de ventos que soplan cara á terra na superficie e que se ven compensados nas alturas por un movemento en dirección contraria. Ó longo da noite, o aire situado sobre o mar é máis cálido e a situación inverte, aínda que este cambio se debe, en moitas ocasións, ó efecto dos ventos descendentes que soplan dende a terra. Estes ventos locais poden ter un efecto decisivo

sobre a temperatura e os índices de humidade das zonas costeiras. A oscilación diúrna das brisas constitúe, sen dúbida, o feito máis importante da circulación litoral nas rexións oceánicas temperadas durante o verán.

As costas atlánticas da Península Ibérica son características na formación de importantes brisas litorais, capaces de enmascarar os réximes de ventos asociados á circulación atmosférica xeral. Hai situacións sinópticas que permiten fortes amplitudes térmicas ao longo do día, gracias ás condicións de estabilidade atmosférica que propician. Os ceos despexados e a forte insolación durante a mañá, xunto cos descenso de temperatura e a falta de nubosidade durante a noite, facilitan o sistema de brisas. Así, a oscilación das brisas parece estar ligada á extensión dos tipos anticiclónicos oceánicos sobre Europa occidental que dirixen ventos, principalmente do sector NE-E, sobre as rexións noroccidentais da Península Ibérica, de xeito que os ventos xerados reforzan sobre a fachada atlántica as brisas de terra.

Esquema do funcionamento dos mecanismos dos ventos locais que caracterizan os ámbitos costeiros en Galicia, especialmente durante os meses do verán.



Do antedito, dedúcese que nas horas de maior insolación, ten que existir un forte gradiente de temperatura entre o litoral e unha zona moi próxima a el. Por exemplo, Betanzos, nun día de verán, pode ter de máxima 20° C e Monfero, cinco quilómetros en liña recta cara ao interior, acadar unha temperatura máxima de 32° C. Este forte gradiente, de 12° C, procura brisas extremadamente intensas neste ámbito, acadando, ás veces, velocidades de 20 quilómetros nesta zona. Estas brisas mariñas permiten ao aire fresco e húmedo penetrar no interior onde contribúe a diminuír os contrastes térmicos e, ademais, tende a aumentar rapidamente a nubosidade (nubes cumuliformes provocadas pola pequena descontinuidade entre o aire mariño fresco e o aire cálido interior). Por suposto, a penetración e a importancia dos seus efectos dependerá da topografía e das formas costeiras. Por exemplo, os vales das Rías, profundos e perpendiculares á liña de costa, canalizan e reforzan a aparición de nubosidade do tipo descrito.



A MONTAÑA

A tipoloxía de ecosistemas que se poden diferenciar ao longo das vertentes montañosas ten como principal factor ambiental de diferenciación a altitude e, con ela, a variación das condicións climáticas a escalas intermedias de detalle -meso y micro- que orixinan distintos pisos altitudinais de vexetación. A diminución da presión atmosférica coa altitude leva asociado un descenso da temperatura coñecido como gradiente térmico vertical do aire ou gradiente xeométrico vertical. Este enfriamento é practicamente constante ata a tropopausa. O descenso térmico é o efecto máis salientable na montaña e prodúcese cun gradiente aproximado de $0,65^{\circ}$ C por cada 100 metros de altitude. Outra propiedade que vai adquirindo o ambiente coa altitude é o aumento da intensidade da radiación solar debido ao menor espesor da atmosfera. Ao longo das horas de máxima insolación, as ladeiras de montaña acadan temperaturas elevadas que contrastan cos bruscos descensos nocturnos. Isto tradúcese nunha acusada oscilación térmica e no establecemento de intensos gradientes que soen estar na orixe dos ventos locais de montaña. Non podemos esquecer nestes procesos os efectos da inclinación das vertentes no balance da radiación.

Outro factor de diferenciación non menos importante, é a orientación das vertentes norte-sur, é dicir, as ladeiras de umbría e solaina que establecen unhas condicións climáticas locais que, en moitos casos, propicia unha clara diferenciación de especies en función dos contrastados ambientes higrótérmicos entre unhas e outras.

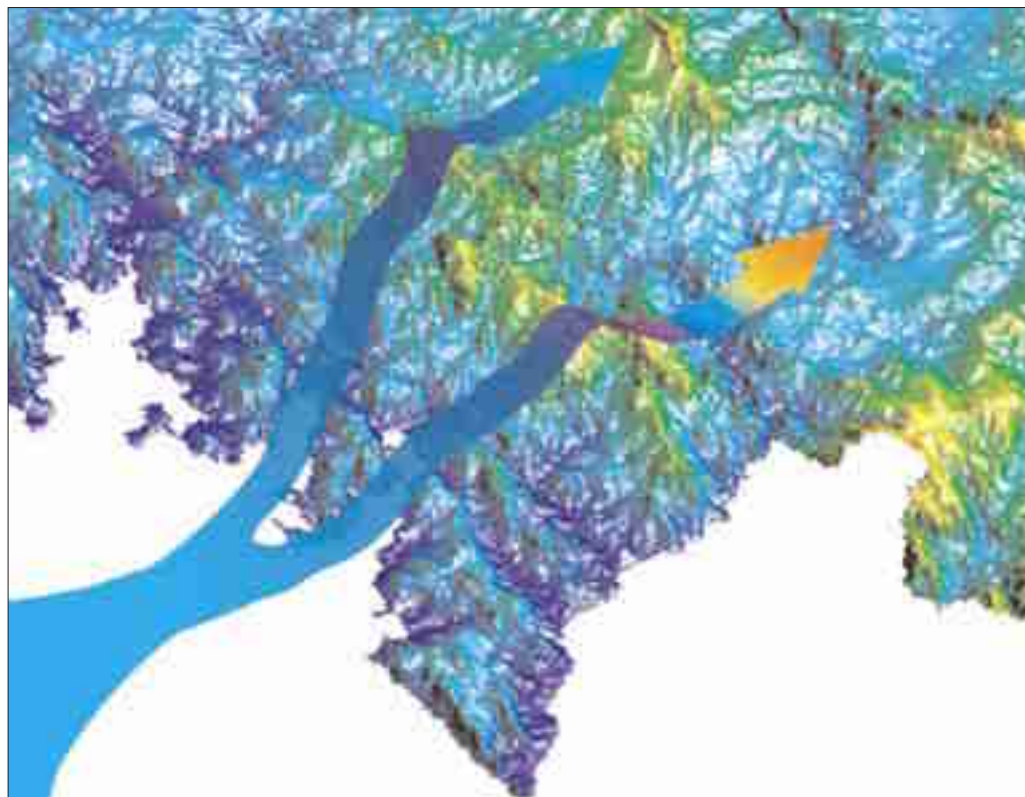
A COMPOÑENTE OROGRÁFICA DA PRECIPITACIÓN

Os factores explicativos do reparto espacial da precipitación atópanse nos mecanismos atmosféricos e, por suposto, no relevo. A unha escala de detalle, a orientación e exposición das unidades de relevo individualizan máximos ou mínimos contrastados en relación co seu contorno. Estes son os “óptimos de chuvia” e “as sombras pluviométricas”.



Os efectos pluviométricos dos conxuntos montañosos dependen, en primeira instancia, da súa orientación respecto dos fluxos responsables das achegas hídricas en Galicia. Calquera masa aérea arribada ás nosas latitudes que acometa no seu percorrido un conxunto montañoso perpendicular ao seu sentido de circulación, verase obrigada a remontalo – agás no caso dun alto grao de estabilidade da masa que lle levaría a acumularse contra o obstáculo- e a partir deste ascenso desencadearanse variados procesos físicos en función do contido hídrico, das características termodinámicas -grao de estabilidade/inestabilidade, curva de estado- do conxunto aéreo e, obviamente, do desnivel que teña que superar. Cando se dan as condicións favorables, é dicir, que a masa de aire presente unha forte inestabilidade e un alto contido hídrico, o enfriamento adiabático propiciado polo ascenso pode provocar que se sobrepase facilmente o nivel de condensación e, polo tanto, que aparezcan nubes e, moi probablemente, que precipite. Ademais, non podemos esquecer que os sistemas nubosos que nos visitan regularmente veñen de realizar un alongado percorrido polo océano, no que non tiveron que facer fronte a ningún obstáculo, xa que, para efectos dinámicos, a superficie do mar pódese considerar plana, de xeito que ó acadar a Península, os relevos galegos eríxense nos primeiros obstáculos que terán de superar estas masas de aire que, polo xeral, veñen cunha carga de humidade elevada.

O alto Xares, exemplo de serra interior onde é o parámetro altitudinal o que condiciona a expresión climática, xunto con factores como a orientación e a pendente.



A especial orientación das Rías Baixas (abertas ó SW) facilita a canalización dos fluxos de compoñente oceánica, que son os responsables das maiores achegas pluviométricas neste escenario. Convértense así en eficaces vías de transmisión dos sistemas nubosos vinculados ás fronteiras que varren Galicia. O dito tránsito acada as primeiras estribacións das serras de Suído, Faro de Avión e Montes do Testeiro, onde o ascenso forzado que estas provocan, crea zonas de máxima captación nas vertentes occidentais (a barlovento). Do mesmo xeito, os relevos que circundan estas rías favorecen a compresión dos fluxos de aire e os conseguíntes mecanismos de condensación e precipitación.

En termos xerais, os distintos tipos de fronteiras teñen un comportamento diferente respecto dos obstáculos orográficos. No caso das fronteiras cálidas, se a superficie frontal ten unha pendente máis pequena cá faldra da serra, chegan a poñerse en contacto co cume, sofren unha brusca fredda, ó mesmo tempo que unha cuña de aire frío resulta aprisionada entre a dita superficie e a montaña. A partir deste instante as fronteiras cálidas avanzan moi lentamente, a pendente da superficie frontal medra e o aire cálido vese obrigado a subir máis enerxicamente, favorecendo a desestabilización e o correspondente desenvolvemento da nubosidade e da precipitación.

Pola súa banda, as fronteiras frías ofrecen unhas manifestacións máis violentas. O aire do sector cálido atópase comprimido entre as montañas e a superficie frontal, e sofre un ascenso forzado; a situación é semellante a unha oclusión activa; e os fenómenos típicos das fronteiras frías (chubascos intensos, caída barométrica brusca, refoladas de vento, etc...) aumentan.

Nun sentido estrito, a denominación Föhn ou Föhn, fai mención ao vento de compoñente sur que afecta os Alpes suízos e austríacos, e que, ao traspasalos, se converte nun vento catabático que descende máis seco e cálido có inicio do ascenso.

Sen embargo, de xeito xenérico, o denominado “efecto Föhn” aplícase para describir todo proceso capaz de xerar disimetrías pluviométricas entre as vertentes de barlovento e sotavento dos conxuntos montañosos, en especial, naqueles expostos a un fluxo dominante.

Unha masa de aire que ascende no seo atmosférico compórtase termicamente segundo o primeiro principio da termodinámica. O aire en contacto coa superficie do chan recibe calor deste e expándese, diminúe a súa densidade e ascende enfriándose. No dito ascenso o aire expándese máis aínda, debido ao progresivo descenso da presión atmosférica. Esta dilatación que sofre o aire ao ascender, faise adiabaticamente. Isto quere dicir sen ceder parte da calor recibida do chan ao resto do aire que o rodea, o que é posible por tratarse dun medio bastante mal condutor da calor. O enfriamento que sofre o aire ao ascender, expandéndose, denomínase gradiente adiabático seco e equivale a $1^{\circ} \text{C} / 100 \text{ m}$ de ascenso do aire. É conveniente lembrar que toda burbulla de aire que se despraza na vertical, conserva a súa cantidade de vapor de auga, sempre que esta non sexa saturante; noutras palabras, a humidade específica (ou razón de mestura) é unha invariante individual do aire en procesos adiabáticos.

Unha vez acadado e rebordado o nivel de condensación, o ascenso do aire na vertical xa non proseguirá a vía “adiabática seca” senón a “adiabática-saturante” ou “pseudoadiabática”, beneficiándose ese aire da absorción da calor latente de vaporización da auga que esta vai cedendo na súa condensación. As isolíneas desta evolución pseudoadiabática teñen menor pendente cás adiabáticas secas, dando así conta de que o enfriamento por elevación é máis lento. A calor latente vale entre 570 e 605 calorías por cada gramo de auga que condensa (e libera esas calorías), enerxía enorme capaz de manifestarse na coñecida forma das tormentas.

A medida que o aire se eleva a barlovento dos relevos, enfríase segundo os gradientes adiabáti-



cos anteriores. Se o enfriamento foi intenso, o vapor de auga condensado rematará producindo chuva. Isto é particularmente patente cando as montañas se atopan próximas ao mar e cando as masas de aire conteñen unha elevada cantidade de humidade, tal e como lle sucede a boa parte das que arriban a Galicia dende o océano. Traspasado o obstáculo, o aire descende a sotavento. Ao facelo, quéntase segundo o “gradiente adiabático seco” que afasta o punto de condensación e dificulta, polo tanto, os procesos de precipitación. Deste xeito, créanse unhas condicións de “sombra pluviométrica” que se caracterizan, ademais, por un vento máis cálido que fai elevar as temperaturas (efecto Föhn).

O ascenso de masas de aire húmedo a barlovento pode dar lugar tamén a procesos de precipitación horizontal -criptoprecipitación-. Este fenómeno consiste na intercepción pola vexetación das gotas de auga das nubes que soben polas ladeiras montañosas empuxadas polo vento. Os pluviómetros non rexistran neste caso precipitación ningunha e sen embargo, as ramas e troncos de árbores e arbustos aparecen empapados de auga. Esta é conducida por escorrentía cara ó chan, que dispón dunha gran reserva hídrica.

AS SERRAS

A montaña en Galicia comprende un territorio heteroxéneo, no que se atopa unha sucesión irregular de serras que manteñen rasgos bioxeográficos comúns e diferenciadores como resposta aos cambios paleoambientais. Neste senso a montaña cumpre un importante papel bioxeográfico, os modular as condicións climáticas a mesoescala.

As serras centro-occidentais: A Dorsal Galega.

Dende a Serra da Faladoira, que a penas supera os 700 m, ata a Serra de Faro de Avión, que se eleva ata os 1.100 m, exténdese do norte ao sur unha especie de “espiñazo montañoso” que se diferencia con claridade das terras do seu contorno e que vai aumentando de volume a medida que nos trasladamos cara ao sur. Así, adquire a súa máxi-

ma amplitude no sector da Serra de Faro de Avión, Montes do Testeiro, etc. Esta dorsal actúa como unha barreira permeable entre as chairas interiores (Terra Chá, depresión de Lemos, A Limia...) e as terras da fachada litoral atlántica. Nas súas vertentes de barlovento dos distintos conxuntos montañosos que a forman e, en especial, nos máis meridionais, atopámonos cos observatorios pluviométricos cos maiores totais anuais de toda Galicia -Estacas, en Fornelos de Montes, por exemplo-. Nestes ámbitos conxúnganse de xeito eficaz todos os condicionantes xeográficos claves no fenómeno da precipitación en Galicia. Por unha banda, as Rías Baixas, perfectamente orientadas aos fluxos do SW, canalizan ata as súas estribacións os sistemas frontais, en segundo lugar, nestas serras acádanse os 1000 metros de altitude polo que o ascenso é capaz de intensificar a inestabilidade potencial que caracteriza aos sistemas perturbados.

Pola contra, a sotavento destes relevos apréciase un significativo descenso nas precipitacións recollidas, debuxando claras áreas de sombra pluviométrica, caso do Ribeiro.

As serras septentrionais

Este conxunto de montañas delimitan a Mariña luguesa -sector costeiro nororiental de Galicia- da depresión interior que se estende dende os arredores de Vilalba ata a Terra Chá no sur da provincia de Lugo. Estas serras xogan un papel principal na

Pola súa localización preto da costa norte luguesa, a Serra do Xistral convértese nun eficaz captador de humidade que explica as súas peculiares características bioxeográficas.





A disposición dos relevos fronte ós fluxos dominantes xera, ó final, unha disimetría pluviométrica entre as súas vertentes. Iso maniféstase de xeito claro na sobrealimentación nival como se pode observar no pico Cuíña, serra dos Ancares. A iso engádense os efectos da orientación que establece áreas óptimas de insolación.

caracterización climática das terras do norte lugués. A súa influencia déixase sentir, ben como intensificadoras da precipitación nas ladeiras de barlovento de compoñente norte-nordeste, ben como pantalla protectora a sotavento dos fluxos de compoñente sur-suroeste. Os cumios destas serras caracterízanse por unha nubosidade moi regular e persistente ao longo do ano. O fenómeno das chuvias ocultas -néboas, orballo- e o seu papel no desenvolvemento das brañas turbófilas e higroturbófilas é característico nestas serras. A presenza de turbeiras ombrotróficas de cobertor -no seu límite sur de distribución en Europa- nos cumios das montañas é un indicativo da forte disponibilidad de auga, tanto como precipitación directa como criptoprecipitación (captación de néboas e elevada humidade ambiental).

As serras orientais e surorientais

O sector oriental do espacio xeográfico galego está caracterizado pola existencia dun paredón montañoso formado por unha serie de aliñacións montañosas que chegan a superar localmente os 1500-1800 metros de altitude. Nelas non existe unha dirección predominante, aínda que tódas as estribacións constitúen un nexco co resto da Cordillera Cantábrica, configurando unha fronteira bioxeográfica entre esta e a Galicia interior (Terra Chá, Depresión Sarria-Lemos).

As condicións climáticas xerais das montañas orientais galegas están influenciadas fundamentalmente pola altitude dos seus relevos e a posición interior que ocupan dentro do territorio, actuando como unha barreira para os ventos atlánticos que acadan a área. O clima está lixeiramente continentalizado, cunha precipitación elevada e de distribución irregular ao longo do ano e que se produce en forma de neve no inverno. O rigor das temperaturas propicia que as xeadas intensas sexan frecuentes durante boa parte do ano. No inverno, ós cumes cóbrense de neve. Por termo medio, as precipitacións poden comezar a producirse en forma de neve a partir de finais do mes de setembro, aínda que a súa persistencia non soe confirmarse ata mediados do mes de novembro. As características termopluviométricas procuran o desenvolvemento de típicos procesos de meteorización física como a crioclastia e condicionan un menor grao de alteración química dos solos.

Nestas serras as precipitacións derivadas de fenómenos tormentosos, en especial no verán, son considerables e palían eficazmente a falta de chuvias frontais que caracteriza o estío. Sería necesario abordar un estudio rigoroso sobre as tormentas -frecuencia, intensidade, duración, mecanismos intensificadores, etc...-. Do mesmo xeito, sería igualmente útil coñecer en profundidade o fenómeno das néboas de val e as inversións térmicas tan cotiás nestas terras. Ambos os dous fenómenos teñen un interese que trascende á simple erudición climática, debido ás súas implicacións biolóxicas e económicas. As situacións sinópticas que propician con maior frecuencia as tormentas na Galicia no verán, caracterízanse pola presenza dunha baixa térmica ben instalada sobre a Península e nos niveis altos un dispositivo de circulación débil en relación á existencia dunha valgada pouco marcada. Nas situacións de tormenta do estío galego as condicións térmicas dos medios montañosos xogan un papel fundamental no desenvolvemento do fenómeno, tendo o elemento dinámico un papel secundario lixeiramente favorecedor. As sondaxes soen reflectir unha estratificación típica



coa presenza dunha capa húmida preto do solo, unha capa seca con inversión tendente a desaparecer nos niveis baixos ou medios e unha capa húmida en niveis medios.

OS VALES

VALES COSTEIROS

A interacción destas formas topograficamente deprimidas e de desenvolvemento lineal no ámbito costeiro, consiste fundamentalmente en complementar o labor de transmisor dos trazos esenciais da oceanidade climática que, en primeira instancia, fan as rías. Polo tanto, os sistemas nubosos vencellados ás fronteiras que acompañan as perturbacións de orixe océnica, continúan o seu camiño máis ou menos expedito, ata as primeiras estribacións dos relevos da Dorsal. Cómpre facer, nembargantes, unha diferenciación dependendo da lonxitude e posición da cabeceira dos ríos. Así, os vales do Verdugo, o Lérez, o Eume, o Xubia, o Ouro ou o Masma, de curto percorrido, canalizan as masas de aire oceánico directamente contra as vertentes occidentais das serras, propiciando os procesos das choivas orográficas.

Os vales de maior percorrido, como o do Ulla ou o Tambre, serven de enlace e vía de penetración, entre as terras da costa e do interior.

VALES DO INTERIOR

O val do Miño-Sil, como paradigma de val interior, ofrece marcados contrastes dende a súa cabeceira, na Serra de Meira, ata a desembocadura na Guarda. En certa medida no Miño interactúan unidades morfolóxicas diferentes. Por unha parte, como sucede entre Portomarín e Ribadavia, o río discorre por un val claramente fluvial, aínda que con acusados contrastes froito tanto dos procesos de antecedenencia como da diferenciación litolóxica ou estrutural. Así, augas abaixo de Lugo, ata Os Peares, o val encáixase nas chairas o ser “expulsado” da depresión de Sarria-Lemos por



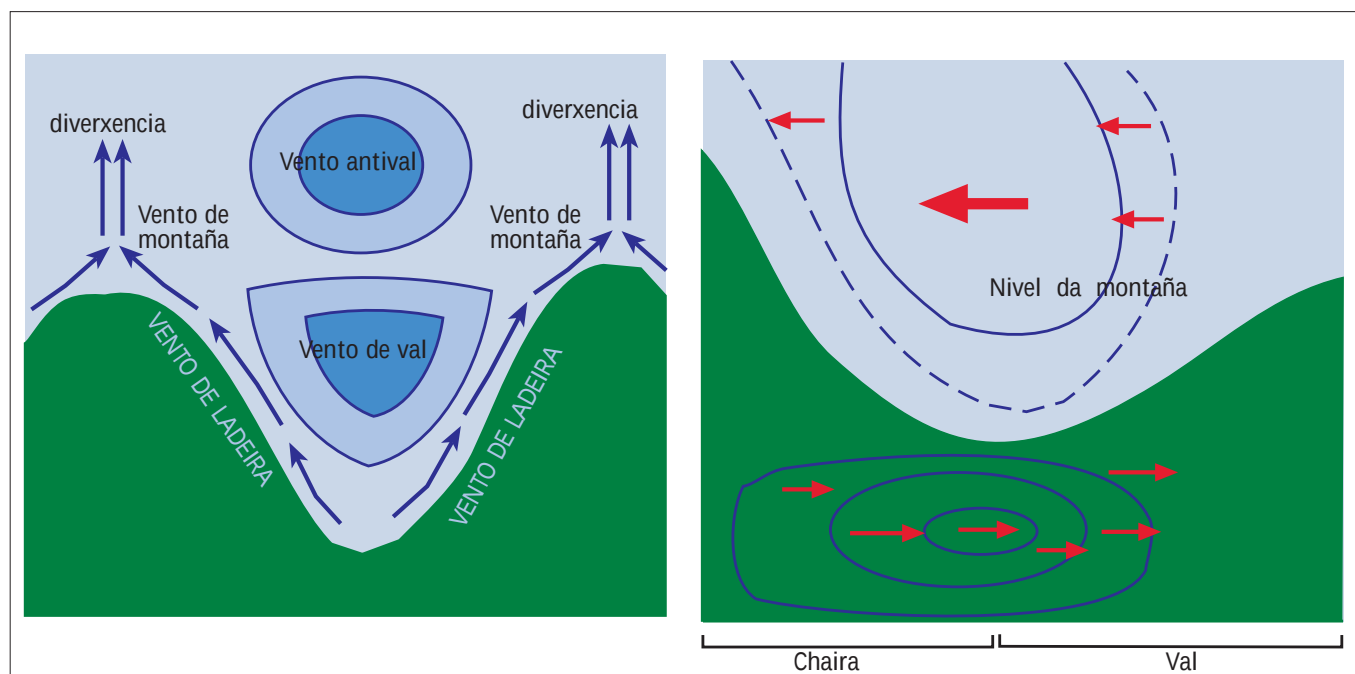
mor da dinámica diferencial do xogo de bloques. Este feito provoca o seu profundo encaixamento. Pola contra, na cabeceira, o Miño discorre polo fondo da depresión da Terra Chá, co que, en realidade, achega, máis que unha variable morfolóxica, un aumento potencial da hidromorfía. Augas abaixo de Ribadavia, no val do Miño mestúranse os dous elementos citados anteriormente: sectores marcados pola propia dinámica fluvial, ou sexa vales, con depresións tectónicas aliñadas norte-sur, caso das percorridas polos ríos Deva, Tea e Louro.

Algo semellante acontece se analizamos o val do Sil no que se encadean sectores claramente fluviais, entre os que é de salientar o que se alonxa entre San Clodio e Os Peares, con depresións tectónicas, caso das de Valdeorras ou Quiroga.

Así pois, no interior de Galicia os vales fluviais xogan un papel evidentemente distinto aos da costa, xa que deixan de actuar como canalizadores primarios dos fluxos perturbados, efecto que na maior parte dos casos remata nas inmediacións das serras da Dorsal. A importancia climática, a meso e micro escala, destas formas topográficas consiste en que se converten en áreas donde a radiación e as condicións térmicas difiren dunha vertente a outra e, sobre todo, respecto do seu contorno próximo. Este particular comportamento térmico, xunto coa oferta

Néboas no val do río Lor, que comezan a desfacerse a media mañá co aumento da insolación e, conseguintemente, da temperatura.

Esquema teórico do funcionamento das denominadas brisas de val, que ó igual cás producidas en ámbitos costeiros, responden a un desigual comportamento térmico entre o fondo do val e as ladeiras.



hídrica das canles, propicia fenómenos tales como as brisas de val. Estes fluxos de aire inducidos termicamente son fenómenos de alcance local, a importancia dos cales dependerá, nun principio, das formas dos vales -pechados ou abertos-, da estratificación térmica e, por suposto, das condicións atmosféricas reinantes. Sen embargo, os fenómenos máis característicos destes escenarios son, sen dúbida, as inversións térmicas e as conseguíntes néboas de estancamento. Estas últimas son habituais no interior de Galicia, sobre todo cando as condicións atmosféricas propician a estabilidade e as intensas perdas por irradiación nas longas noites do outono e o inverno.

AS FOSAS TECTÓNICAS

Outro dos elementos fundamentais na configuración do relevo galego é a presenza dun conxunto de fosas tectónicas que se localizan tanto na costa como no interior de Galicia. Preto da costa atopamos un rosario de pequenas depresións que se estenden, de norte a sur, entre as proximidades de Carballo ata Tui. Trátase de fosas estreitas, de pequena extensión e que aparecen flanqueadas por ladeiras empinadas. Destacan entre elas as de Padrón, Caldas e Tui-Budiño.

Tamén preto da costa se atopan as depresións das Pontes de García Rodríguez e Meirama que levan

unha dirección predominante oeste-leste. Son, así mesmo de pequeno tamaño e a súa pechazón é menor.

Sen embargo, é no interior de Galicia onde as fosas tectónicas teñen un maior desenvolvemento. Así, de norte a sur, atopamos a fosa da Terra Chá, a máis extensa de todas elas, que forma a cabeceira do Miño e que aparece flanqueada por un abano de serras como as do Xistral, A Loba, Montouto, Meira, etc. Máis ao sur, aparece a fosa de Lemos, máis afundida, diferencialmente protexida, dado que conecta polo oeste coa serra do Faro, a través do profundo encaixamento do Miño, polo sur co do Sil, que enlaza co Macizo de Manzaneda, mentres que polo leste se ergue a Serra do Courel. O enlace polo norte coa pequena fosa de Sarria é menos nido.

E máis aló do Sil, o xogo tectónico de bloques xerou unha maior complexidade dando lugar a un conxunto de fosas como as de Maceda, A Limia e Monterrei que enmarcan polo oeste, sur e sudeste o Macizo de Manzaneda. A estas habería que engadirlle a fosa do Bolo, a medio camiño entre aquel e o Macizo de Trevinca, a de Quiroga, o sur do Courel ou a de Valdeorras entre esta serra e Trevinca.

Ao analizar as fosas tectónicas de Galicia, non se debe esquecer o feito de que, por unha banda, constitúen segmentos do territorio fundido que



aparecen, en maior ou menor medida flanquedos por murallóns e o que é moi salientable, que o engarce entre elas, as chairas e as serras, se fai por medio dun amplo abano de vales fluviais que, polo xeral, entran e saen delas encaixados. Así pois, este encadeamento de formas diversas, vai explicar moitas das súas características climáticas.

Así, as fosas costeiras a penas amosan diferencias climáticas importantes que as individualicen fronte ao seu contorno. Mentres que, pola contra, as interiores e, de xeito especial as situadas no sudeste, tanto o afastamento respecto do océano como a súa estruturación morfolóxica, establece condicións climáticas máis marcadas que intensifican en maior medida o marco xeral climático do

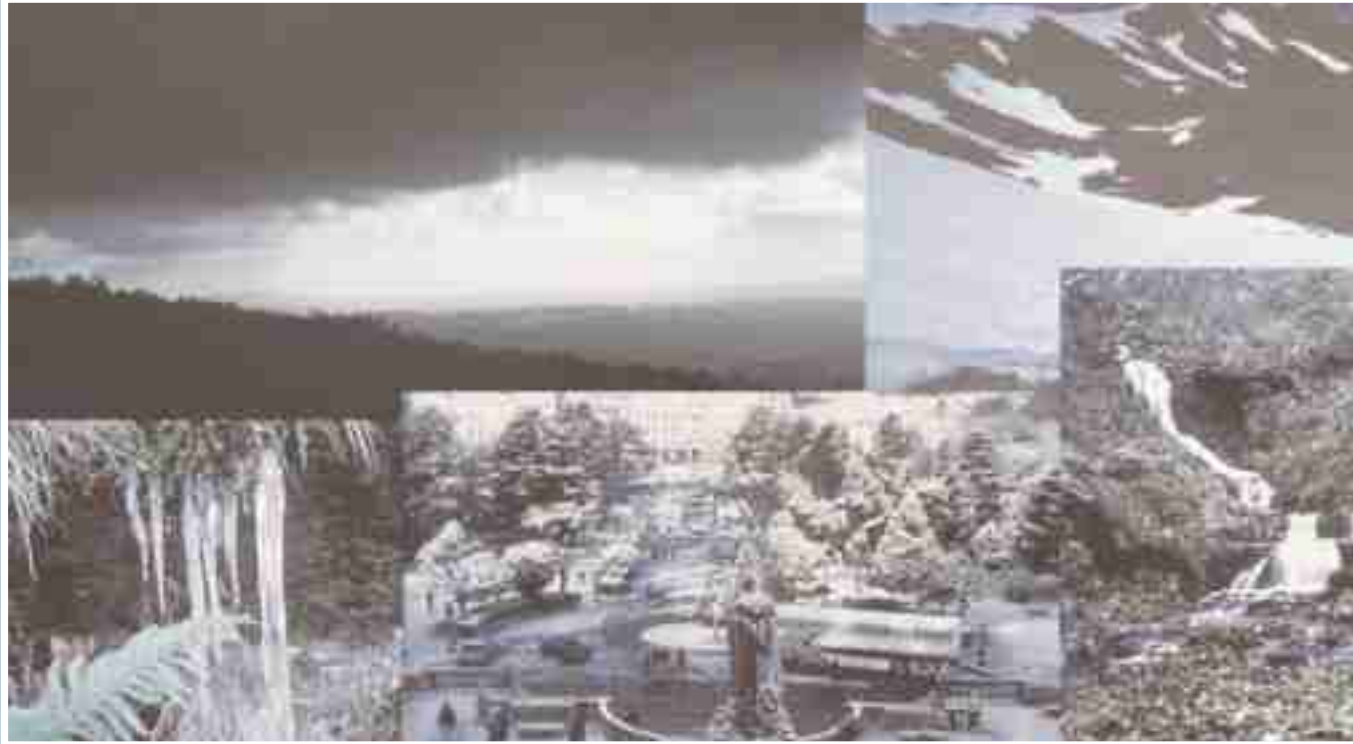
sector no que se inscriben. Refírese a unha maior continentalización plasmada nunha maior amplitude térmica, frecuentes fenómenos de néboas, derivados das fortes perdas por irradiación nocturna, e por uns volumes de precipitación sensiblemente inferiores aos que se recollen no seu contorno, por mor da protección do seu perímetro elevado. Existen, sen embargo, contrastes bioxeográficos entre elas que hai que pór en relación coas propiedades internas de cada fosa, entre as que hai que salientar as características das formacións superficiais (coberteira sedimentaria, solos), rede de drenaxe, pendente etc. A isto hai que engadirlle as diferencias impostas pola súa diferente localización latitudinal, lonxitudinal e altitudinal.



A fosa de Maceda é un bo exemplo de medio marcado polos contrastes morfolóxicos e, consecuentemente, climáticos. Situada na marxe occidental do Macizo de Manzaneda, a súa configuración disimétrica e a existencia de formacións sedimentarias variadas explica a diversidade paisaxística.

A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A





PRECIPITACIÓN

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



PRECIPITACIÓN

A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao

Galicia, como rexión oceánica peninsular, sitúase entre as máis chuviosas da Europa occidental, aínda que a irregularidade na distribución da precipitación é un feito recorrente a nivel anual. As nosas terras convértese, ademais, no escenario no que se pasa de xeito progresivo do dominio oceánico puro –cunha certa tendencia á homoxeneidade no reparto anual das precipitacións-, a marxes climáticas que poden ser consideradas como suboceánicas e que incluso foron caracterizadas como de tendencia mediterránea, aínda que máis ben deberían ser denominadas como subtropicalizadas –xa que a estacionalidade pluviométrica en Galicia está controlada, en boa medida, pola compoñente climática subtropical-. A abundancia e a variabilidade espacial e temporal da precipitación non poden explicarse satisfactoriamente só baixo presentacións de dinámica atmosférica xa que o noroeste peninsular está situado no extremo meridional do percorrido habitual das perturbacións asociadas aos ventos de poñente polo que, en teoría, os seus volumes anuais deberían ser sensiblemente inferiores aos que realmente son rexistrados. É o factor orográfico o que xoga un papel especialmente decisivo, nun dobre sentido. En primeiro lugar, como intensificador da descarga hídrica asociada a fronteiras –na súa maioría frías- a través dos ascensos forzados dos relevos. E en segundo lugar, a través da diversidade altimétrica, a orientación e a exposición dos obstáculos montañosos, como condicionante do desigual reparto espacial das precipitacións no conxunto do territorio galego.

OS GRADIENTES PLUVIOMÉTRICOS

É este papel decisivo do relevo o que permite falar da existencia de sectores de gradiente pluviométrico, partindo do coñecemento preciso da estruturación xeomorfolóxica de Galicia e dos



Sector	Gradiente	Constante	Erro	r
I	100	795	85	0'96
II	106	954	103	0'87
III	93	1283	130	0'72
IV	45	882	16	0'92
V	75	647	123	0'86
VI	78	462	124	0'82
VII	39	523	61	0'90

Sectores de gradiente pluviométrico en Galicia. O gradiente exprésase en litros por cada cen metros de altitude. A constante é a precipitación equivalente ao nivel do mar, o Erro é o erro na estimación e a “r” é o coeficiente de correlación lineal.

mecanismos circulatorios implicados na precipitación nas nosas latitudes. Cada un deles está representado por unha área xeográfica ben definida, cunha resposta altitudinal coherente (os valores de precipitación das estacións meterolóxicas representativas amosan un coeficiente de correlación significativo coa altitude).

A nivel sintético pódense definir once sectores de gradiente pluviométrico, entre os que cabe distinguir os de gradiente directo (I a VII), onde a precipitación aumenta de oeste a leste; sectores a barlovento dos fluxos dominantes do oeste asociados ás situacións circulatorias implicadas nas chuvias de inverno e outono principalmente. Destes, son os sectores atlánticos (I, II e III) onde se acadan os óptimos pluviométricos (gradientes de 93-100 mm por cada 100 m de ascenso altitu-

As montañas septentrionais de Galicia (Buio, Xistral, Cadramón, Toxiza) forman auténticas barreiras que interfieren o paso das fronte chuviosas cara ó interior de Lugo, provocando choivas orográficas e un marcado incremento da precipitación dende os sectores costeiros ata os cumios máis elevados.



dinal). Nos sectores interiores, os gradientes están diminuídos, debido á descarga pluviométrica experimentada nas primeiras barreiras orográficas. Así, para os sectores V e VI, o gradiente é arredor dos 75-78 mm/100 m, mentres que para o sector VII é de 39 mm/100 m, o máis baixo de todos eles e en consonancia co tortuoso percorrido ao que se ven obrigadas as masas de aire oceánico para acadar as rexións do sudeste galaico. O caso do sector IV é un pouco paradigmático, xa que cun gradiente de 45 mm/100 m aseméllase aos sectores interiores, o cal non é coherente coa súa situación xeográfica. Este feito podería ter relación coa particular orografía de Terra de Montes e do Deza.

Os coeficientes de correlación coa altitude son moi significativos en tódolos casos, en función do

número de estacións meteorolóxicas empregadas na análise. A correlación diminúe dende a costa norte de Lugo ata as costas do sur de Galicia (0'96, 0'87 y 0'72 respectivamente). Este resultado está relacionado co aumento da heteroxeneidade das formas: na costa norte a transición costa/interior é bastante homoxénea, cun tránsito altitudinal ben definido, a penas modificado polos vales dos ríos Ouro e Masma; mentres que, pola contra, no sur, e especialmente nas Rías Baixas, o grao de recorte e a grande heteroxeneidade de localizacións fan que o parámetro altitudinal por si só non explique porcentaxes da varianza tan elevadas, máis que localmente. É dicir, ao aumentar a fractalidade do trazado aumenta tamén a varianza que non é explicada pola altitude, debido a unha maior complexidade nas interaccións das masas de aire oceánicas co relevo. Os erros na estimación varían entre os 16 mm do sector IV e os 130 do sector III, sendo o erro relativo inferior o 10% en todos os casos.

Nas ladeiras a sotavento dos fluxos, atópanse sectores de gradiente inverso (VIII a XI), nos que a precipitación diminúe de oeste a leste, debido a que o efecto de sombra pluviométrica provoca un forte descenso dos totais por precipitación. Os gradientes destes sectores foron estimados de



Arriba, fronte chuviosa entrando pola costa de Valdoviño (A Coruña).

A esquerda, neve no paseo da Alameda de Santiago, un meteoro pouco frecuente en puntos tan alonxados da montaña.



PRECIPITACIÓN

xeito indirecto, xa que non hai estacións meteorolóxicas suficientes, situadas nas ladeiras a sotavento, para obter cálculos directos. A estimación obtívose empregando os datos da precipitación das superficies culminantes do sector a barlovento e os das estacións meteorolóxicas de pé de montaña dos sectores a sotavento. Os gradientes resultan ser moi homoxéneos nas áreas ó leste da Dorsal Galega, con valores de -200 a -250 mm/100m. O gradiente máis baixo corresponde ao sector VIII, área de transición entre a Terra Chá e a Serra do Xistral, cun valor de -134 mm/100m, indicativo dunha sombra pluviométrica de menor intensidade. Pola contra, no Ribeiro é onde o efecto de sombra acada a súa maior intensidade, debido á configuración orográfica das Rías Baixas, que actúan como funiles canalizadores e das Serras de Suído e Faro de Avión que, con altitudes preto dos 1.000 m, provocan un ascenso forzado que xera inestabilidade nas masas de aire, desencadeando choivas orográficas. A precipitación anual media ao nivel do mar no sector III é de 1283 mm, mentres que nas altitudes máis baixas do sector VI -entre os 100 e 200 m- a precipitación non sobrepasa os 600 mm anuais.

OS VALORES DE PRECIPITACIÓN

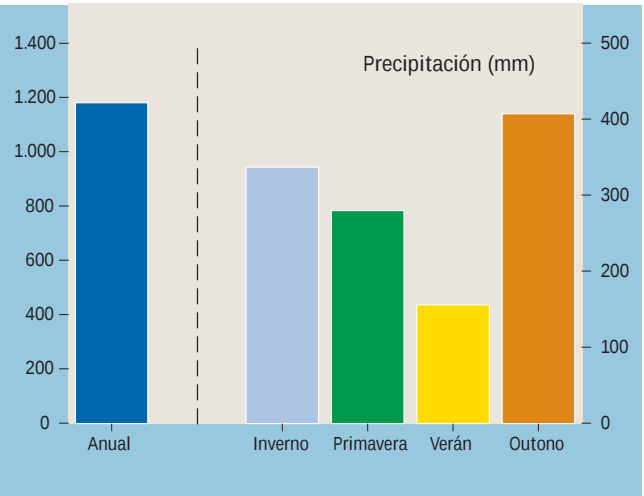
A precipitación anual ponderada de Galicia é de 1.180 mm, se ben os valores normalizados van dende mínimos próximos aos 500-600 mm no val do Miño-Sil, ata máximos superiores aos 1.800-2.000 mm nas serras litorais (O Barbanza, Groba) e a Dorsal Galega (Suído, Faro de Avión). Do total medio, 337 mm recóllense no inverno, 280 mm na primavera, 156 mm no verán e 407 mm no outono, que se constitúe na auténtica estación chuviosa do noroeste peninsular. Isto quere dicir que a nivel de reparto anual, no verán a contribución é dun 13%, na primavera dun 24%, no inverno dun 28% e no outono dun 35% da precipitación anual acumulada.

Como amosan os mapas de precipitación que seguen a continuación, a distribución espacial é bastante complexa. En conxunto é a provincia de

	Anual	Inverno	Primavera	Veran	Outono
A Coruña	1342	391	309	178	465
Lugo	1079	305	258	145	371
Ourense	994	278	242	134	340
Pontevedra	1402	411	321	186	487

Pontevedra a que recolle unha maior precipitación anual, seguida da Coruña e Lugo, mentres que en Ourense os valores son máis baixos.

A cuarta parte do territorio galego presenta medias anuais que non superan os 1.000 mm, mentres que nun 5% da superficie de Galicia a precipitación é superior os 1.600 mm e tan só nun 2% é inferior aos 600 mm. A clase dominante é a de 1.000 a 1.200 mm, con preto dun 30% da superficie total, estendéndose pola costa dende o Golfo Ártabro ata a desembocadura do Eo, a maior parte do interior da provincia de Lugo, e algúns sectores de altitude media na provincia de Ourense.

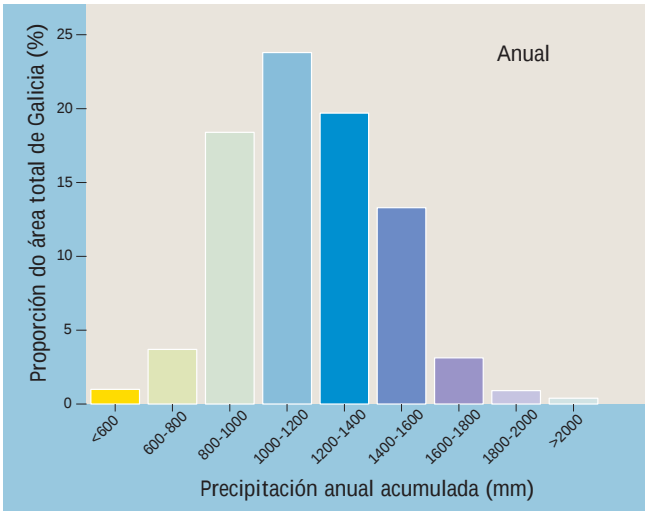


Valores medios ponderados da precipitación anual e estacional (mm) a nivel global para Galicia.

As seguintes clases máis representadas son as de 800 - 1.000 mm, e 1.200 - 1.400 mm, cun 22% (Terra Chá, Monforte, A Limia) e 23 % (altitudes baixas e medias das provincias da Coruña e Pontevedra) da superficie respectivamente.

Nos mapas tamén se aprecia a marcada diminución da precipitación nos sectores interiores de Galicia, relacionada co papel que xogan as formas do relevo. Na Dorsal, precipitacións superiores aos 1.800 mm ocorren a altitudes medias (600-700 m), mentres que no interior estes valores só se acadan en cotas superiores aos 1.500-1.600 m na Serra dos Ancares e por enriba dos 1700m na

Proporción da área total de Galicia para distintas clases de precipitación anual acumulada, reflexando o forte contraste na oferta pluviométrica do noroeste peninsular.



Serra da Queixa, mentres que na Serra do Eixo a precipitación anual queda moi lonxe destes valores incluso nas cotas máis elevadas.

Por estacións, o outono e o inverno amosan unha complexidade no reparto espacial semellante ao da precipitación anual. Para ambas as dúas a clase de precipitación dominante é a de 300-400 mm, que son recollidos no 35 e 32% da superficie galega respectivamente.

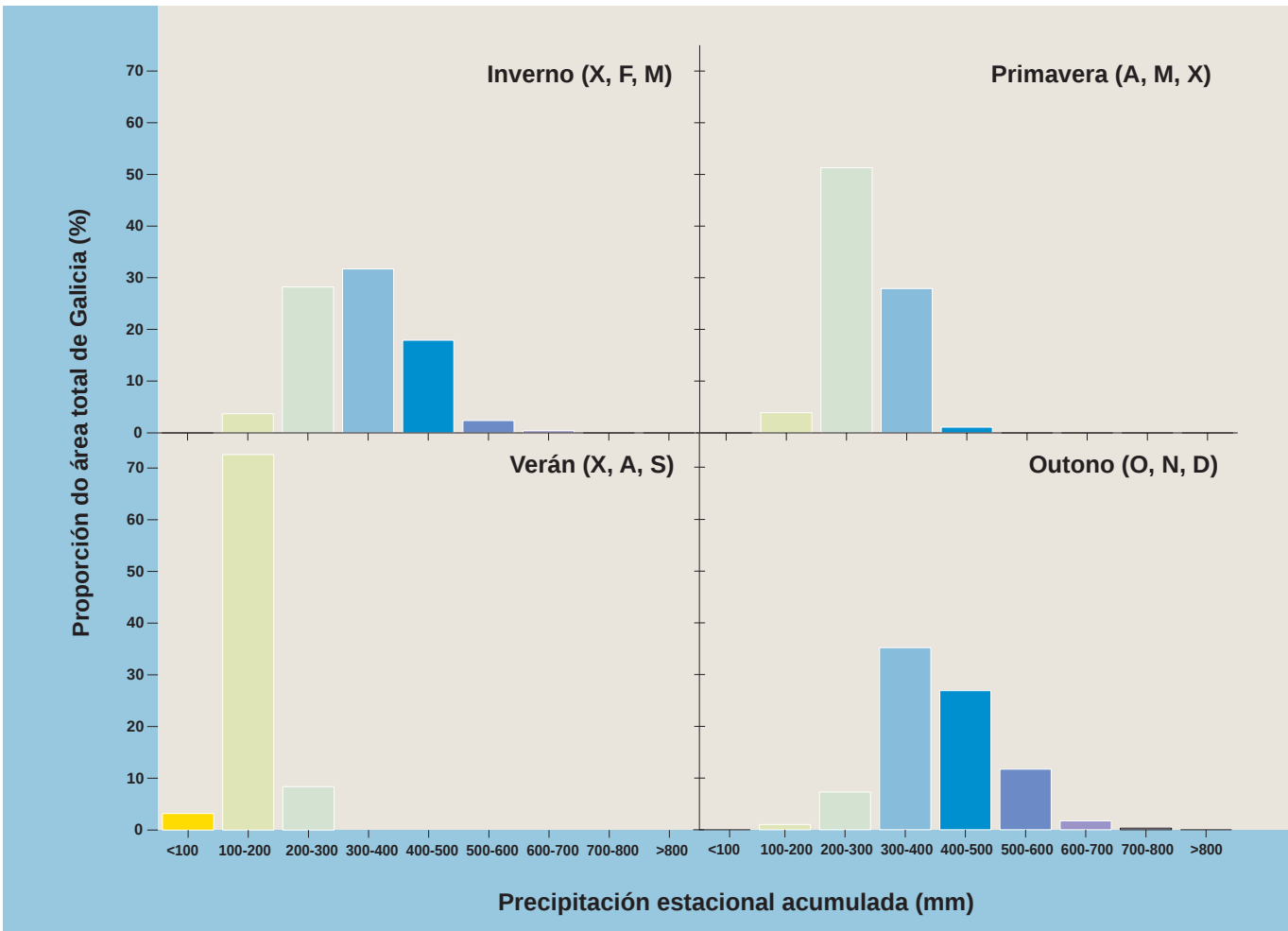
Pola contra, o variación estacional das compoñentes climáticas nas nosas latitudes provoca

unha maior ou menor depresión pluviométrica –máis marcada nos sectores atlánticos meridionais-, unha concentración dos valores nunhas poucas clases e un aumento da área representativa tanto para primavera como para o verán. Nestas estacións astronómicas as clases dominantes son a de 200-300 mm e 100-200 mm, cunha superficie do 51 e 73% respectivamente.

ESTACIONALIDADE DA PRECIPITACIÓN

É habitual, polo tanto, que as primaveras e veráns sexan menos chuviosos que os invernos e outonos. O desigual reparto da precipitación ao longo do ano recibe o nome de estacionalidade pluviométrica, e pode ser máis ou menos marcada. Existen diversos índices para a súa caracterización, entre eles o Índice de Estacionalidade (IE) de Walsh e Lawler (1981) é un dos máis sinxelos –a nivel anual sería a relación entre a suma dos residuos mensuais [valores mensuais observados – media mensual] e o valor acumulado anual-. Se o índice toma valores próximos a 0, entón o repar-

Proporción da área total de Galicia para clases de precipitación (mm) estacional. Durante as estacións chuviosas, hai unha maior diversidade de rango pluviométrico, mentres que na primavera e no verán, na maior parte de Galicia recóllese unha precipitación moi semellante.





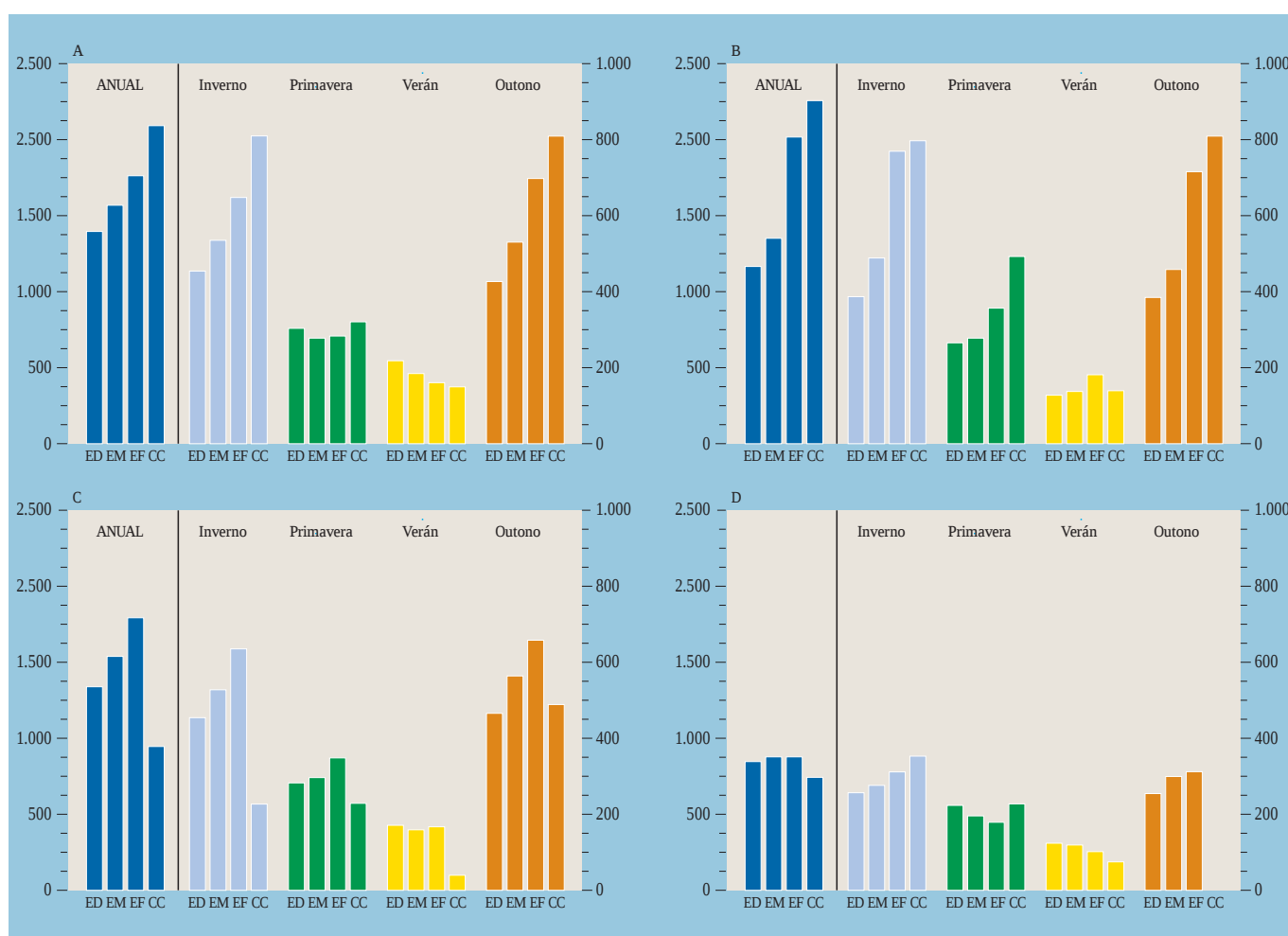
PRECIPITACIÓN

to tende a ser homoxéneo ao longo do ano, é dicir, non hai grandes diferencias na precipitación mensual. Valores crecentes do índice reflecten a presenza dun periodo de baixas precipitacións, falándose de estacionalidade, *sensu strictu*, se a duración deste período é menor có de chuvias, e de concentración cando se dá a situación inversa.

Os valores medios do IE para Galicia oscilan entre 0'23 e 0'39. No mapa de estacionalidade representáanse os sectores xeográficos cos distintos graos de estacionalidade. Pódese ver a clara distribución zonal da estacionalidade pluviométrica en Galicia, a cal está relacionada co balance entre as compoñentes climáticas subtropical e temperada, de tal xeito que a estacionalidade aumenta de norte a sur, e é tan só interrompida polas barreiras montañosas, debido o efecto das chuvias orográficas. Sirva coma exemplo bioxeográfico da baixa estacionalidade, a abundancia de turbeiras de cobertor nas montañas septentrionais luguesas, ecosistemas que tan só perviven en condicións de continua humidade ambiental; e de alta estacionalidade, a presenza de elementos de flora mediterránea nalgúns sectores meridionais.

O valor mínimo do IE obtido para algún ano das series temporais das estacións meteorolóxicas de Galicia é de 0'11 (estacionalidade moi feble a homoxénea) e o máximo de 0'73 (concentración forte). Isto indica que existe unha forte variabilidade temporal no reparto das precipitacións; de feito, practicamente todas as estacións teñen algún ano no que o IE tomou valores que van dende a estacionalidade moi feble á concentración moderada. Soamente nunha pequena proporción delas tomou valores das clases de concentración forte ou extrema.

Unha análise da evolución pluviométrica dos anos indica que a situación máis xeralizada é que a estacionalidade aumenta ao facelo a media anual de precipitación. Isto débese, sobre todo, ao aumento da aportación pluviométrica durante os meses das estación húmida, acompañado por unha diminución máis ou menos marcada, aínda que sempre presente, da precipitación de verán. Este incremento da achega hídrica no período outono-inverno responde a unhas condicións dinámicas caracterizadas polo predominio dunha circulación zonal intensa, a baixa latitude, o que



Relación entre os valores medios de precipitación e as clases de estacionalidade pluviométrica (ED: débil; EM: moderada; EF: forte; CC: concentrada). A) estación de Castro Vicaludo; B) Ribeira Grande; C) Curtis; D) Sobrado.

As montañas setentrionais luguesas son o principal núcleo de concentración de turbeiras de cobertor, ecosistemas que só se manteñen activos en áreas con abundante humidade ambiental ó longo do ano. A súa presenza é reflexo dunha certa homoxeneidade pluviométrica.



facilita o tránsito fluído de perturbacións atlánticas (tipos advectivos de poñente) de carácter ondulatorio moi inestables, nas que os seus sistemas frontais asociados varren o territorio provocando abundantes chuvias.

Tales configuracións alcanzan a súa maior eficacia pluviométrica na vertente cantábrica gracias á incidencia localizada do paso das colas das fronteas asociadas a borrascas centradas en latitudes máis ao norte do necesario para que os seus efectos se xeralizaran na totalidade de Galicia. As estacións meteorolóxicas da vertente cantábrica amosan este comportamento de forma marcada, coa particularidade de que a maioría dos anos a estacionalidade é feble a moi feble.

Noutras áreas non se dá un claro aumento da media anual entre os anos de estacionalidade débil e moderada, manifestándose tan só a partir da estacionalidade forte (tal como ocorre para unha boa parte das estacións meteorolóxicas da provincia de Pontevedra). Isto podería depender dun segundo grupo de mecanismos de menor capacidade pluviométrica: os ciclónicos azonais. Estes derivan dunha circulación lenta con profun-

dos meandros que determinan adveccións de masas de aire polar marítimo ciclónico do noroeste e tropical marítimo do suroeste, de elevada inestabilidade, que contribúen durante o outono-inverno a incrementa-los volumes de precipitación, e que son os posibles responsables da estacionalidade na vertente atlántica meridional.

En xeral a precipitación de primavera mantense sen cambios notables co aumento da estacionalidade. Isto non é así en determinadas áreas das montañas orientais e a partir de altitudes por enriba dos 900-1.000 m. Nestas áreas o aumento da estacionalidade e da media anual de precipitación débese a un incremento simultáneo das chuvias de inverno, primavera e outono, sen que o verán –de por si de moi baixa aportación– amose variacións importantes. Isto débese a que xunto as situacións zonais intensas xa descritas, a oferta pluviométrica do outono e a primavera está notablemente influída por dispositivos de circulación meridiana: tipos ciclónicos do suroeste e do nordeste vinculados a evolución das valgadas e dorsais hemisféricas. O incremento primaveral das precipitacións estará asociado a varios factores: un acentuamento da presenza de



PRECIPITACIÓN



As áreas interiores do sur de Galicia, polas súas particulares condicións climáticas relacionadas co efecto da compoñente subtropical, amosan unha interesante variedade de prantas características da vexetación de áreas mediterráneas.

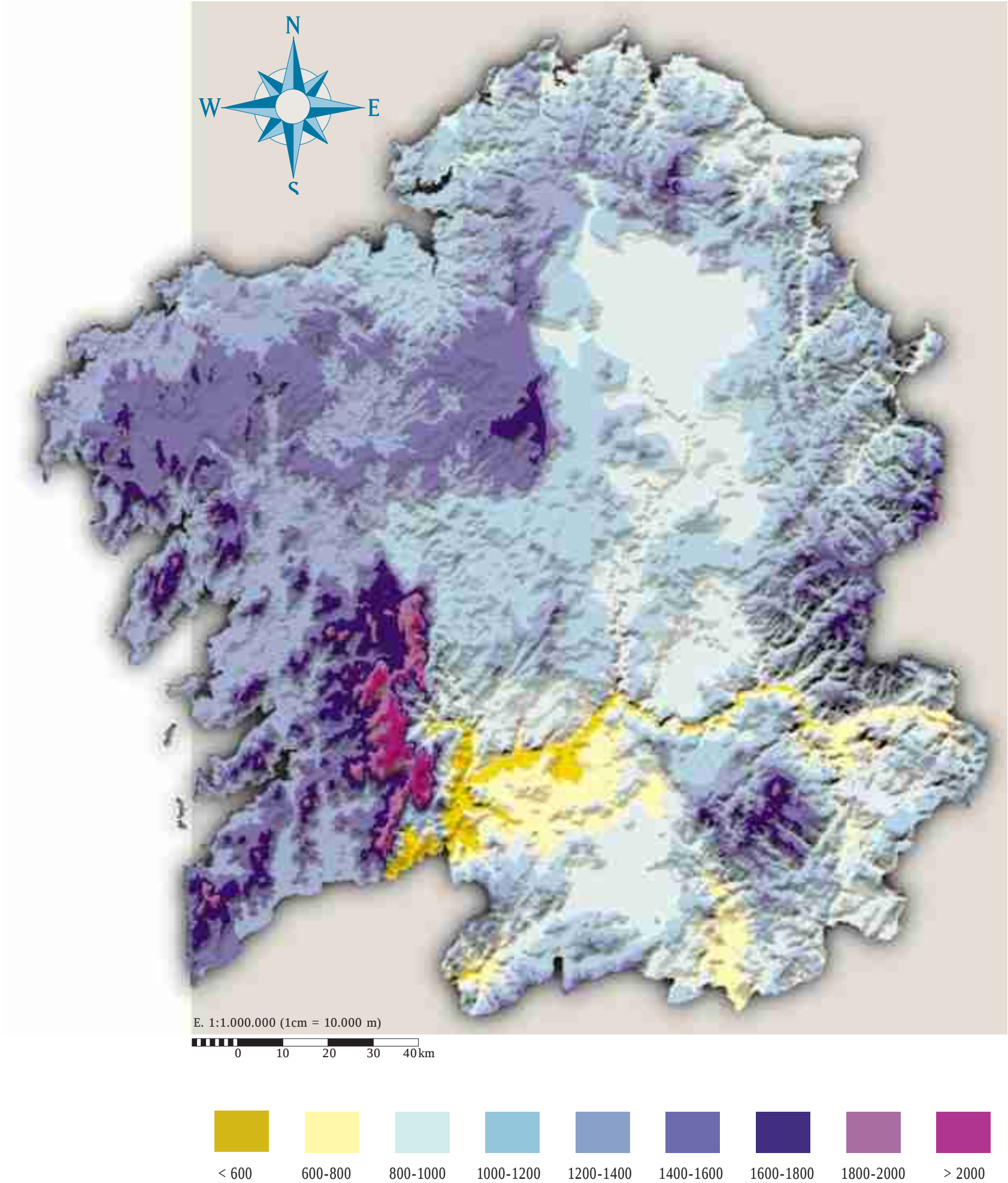
gotas frías, do que a transcendencia pluviométrica pode chegar a ser significativa nalguns anos; ao desenvolvemento de abundantes tormentas convectivas de orixe local favorecidas por condicións termodinámicas –convección por insolação, humidade en niveis baixos, punto de orballo en superficie- e polas singulares características do relevo galego.

Outra variación interesante fronte ao comportamento máis xeralizado é a aquela onde os anos de tendencia concentrada da precipitación teñen medias notablemente baixas, inferiores incluso ás dos anos con estacionalidade feble. Efecto que se marca por descensos importantes das medias de inverno e outono e veráns excepcionalmente secos. Este comportamento amósano, sobre todo, as estacións meteorolóxicas situadas na Dorsal Galega, onde funciona habitualmente o efecto Föhn e nas que son anos extraordinariamente secos os que cortan a tendencia xeral, dando lugar a un aumento do contraste pluviométrico.

Tan só nalgunhas áreas do interior de Galicia, preferencialmente dos vales do Sil e do Bibei con valores de precipitación anual moi baixos, a

media non varía de forma substancial coa estacionalidade. Aínda que hai unha lixeira tendencia a que a estación húmida presente un certo incremento da precipitación, este é compensado pola diminución das chuvias de verán. Estas áreas atópanse afastadas das principais vías de acceso das perturbacións atlánticas e, sobre todo, protexidas por sucesivas barreiras orográficas que impoñen un tortuoso percorrido ás masas oceánicas que forzadas a ascender polas vertentes de barlovento descargan boa parte do seu contido hídrico xerando, posteriormente, sucesivos efectos de sombra pluviométrica a sotavento das serras do Suído, San Mamede e Queixa.

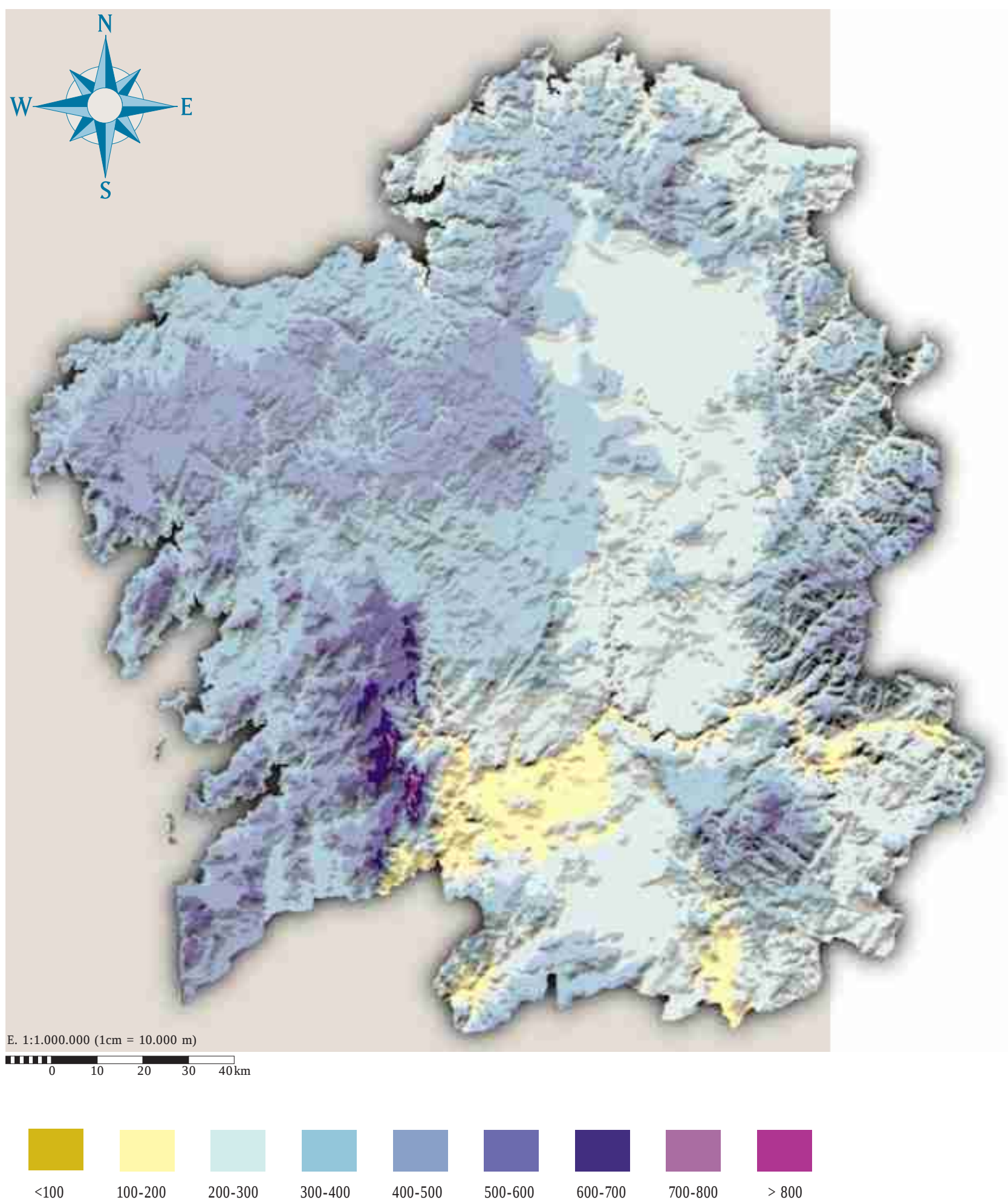
Precipitación anual acumulada (mm)



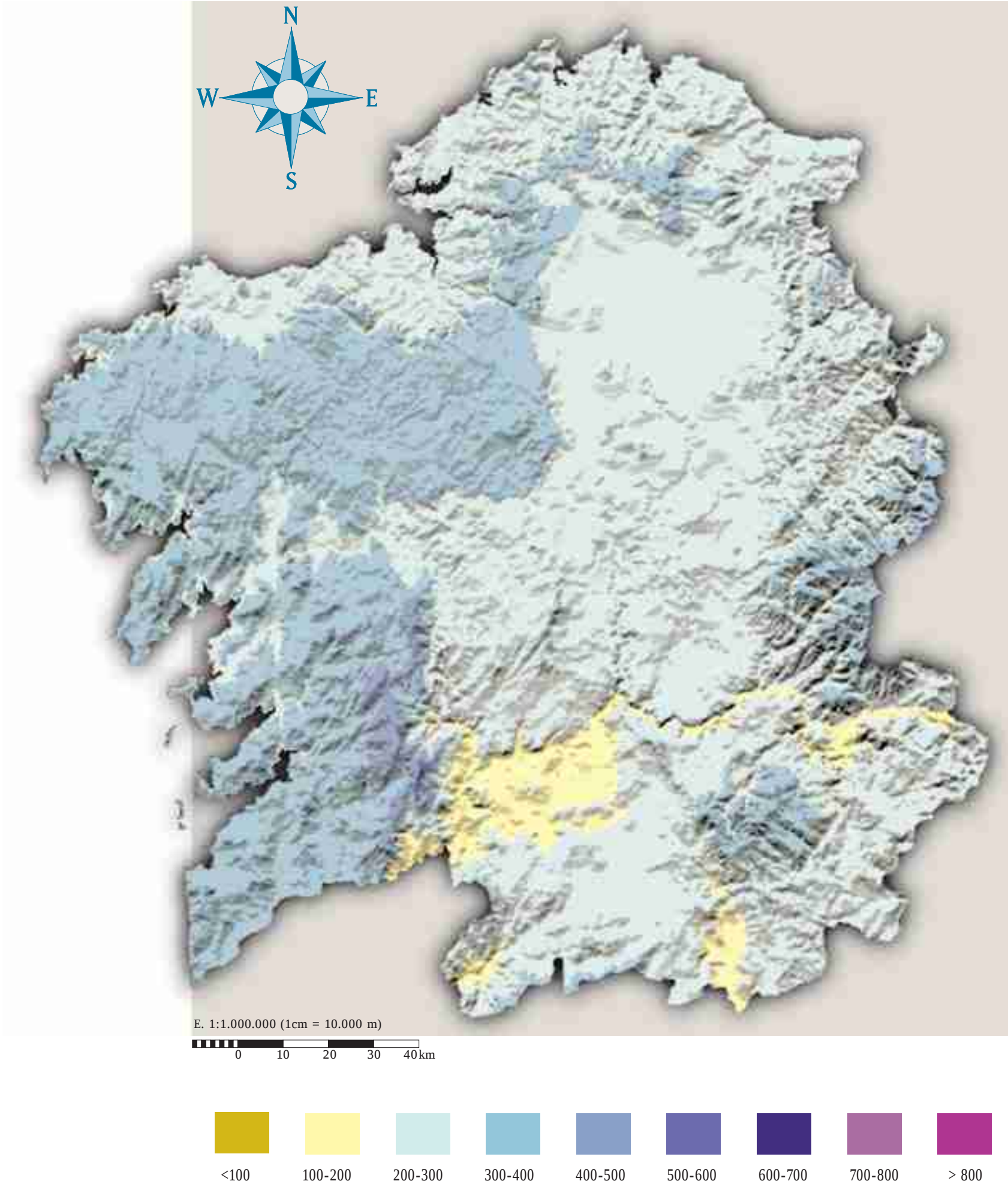


PRECIPITACIÓN

Precipitación acumulada de invierno (mm)

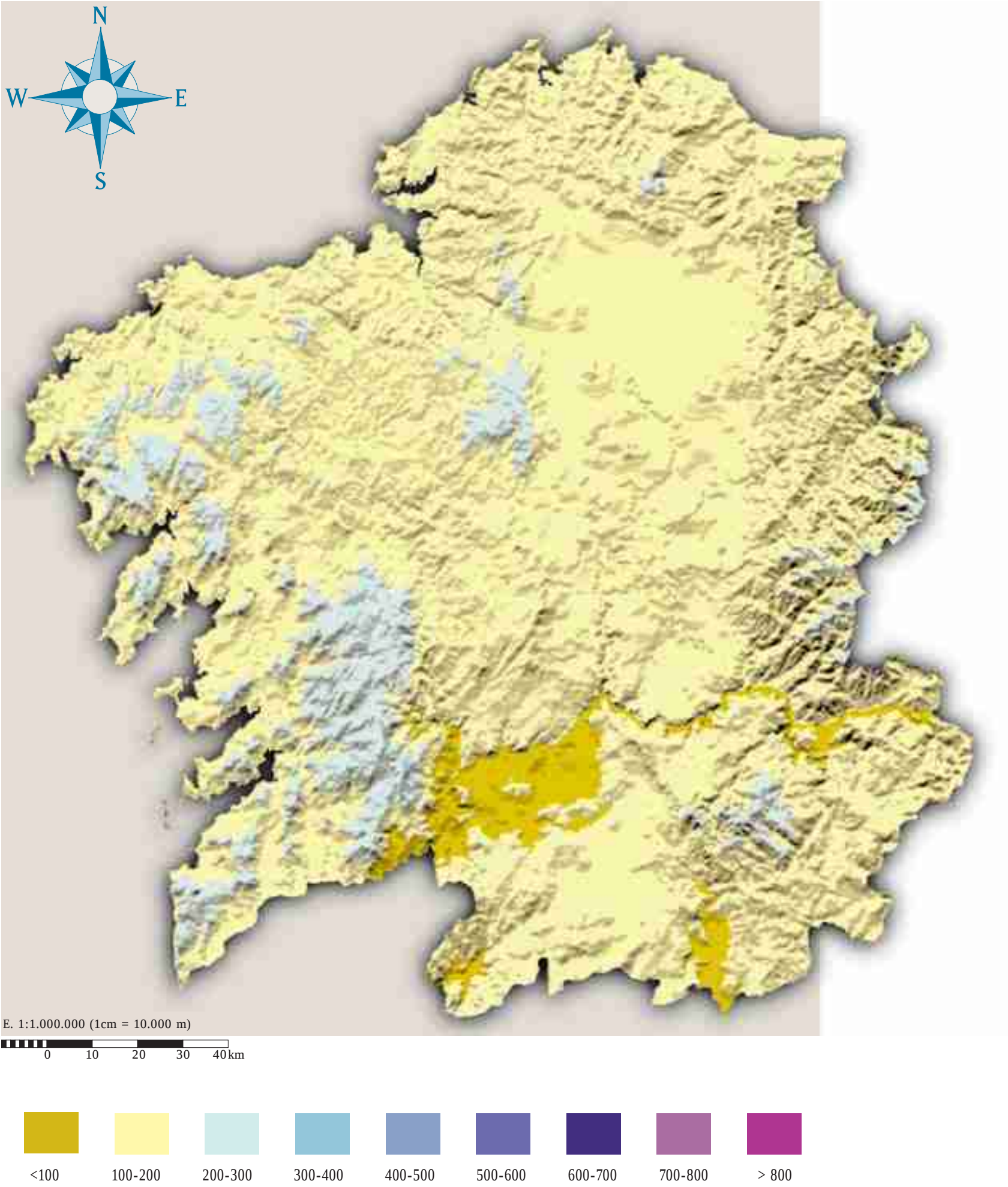


Precipitación acumulada de primavera (mm)

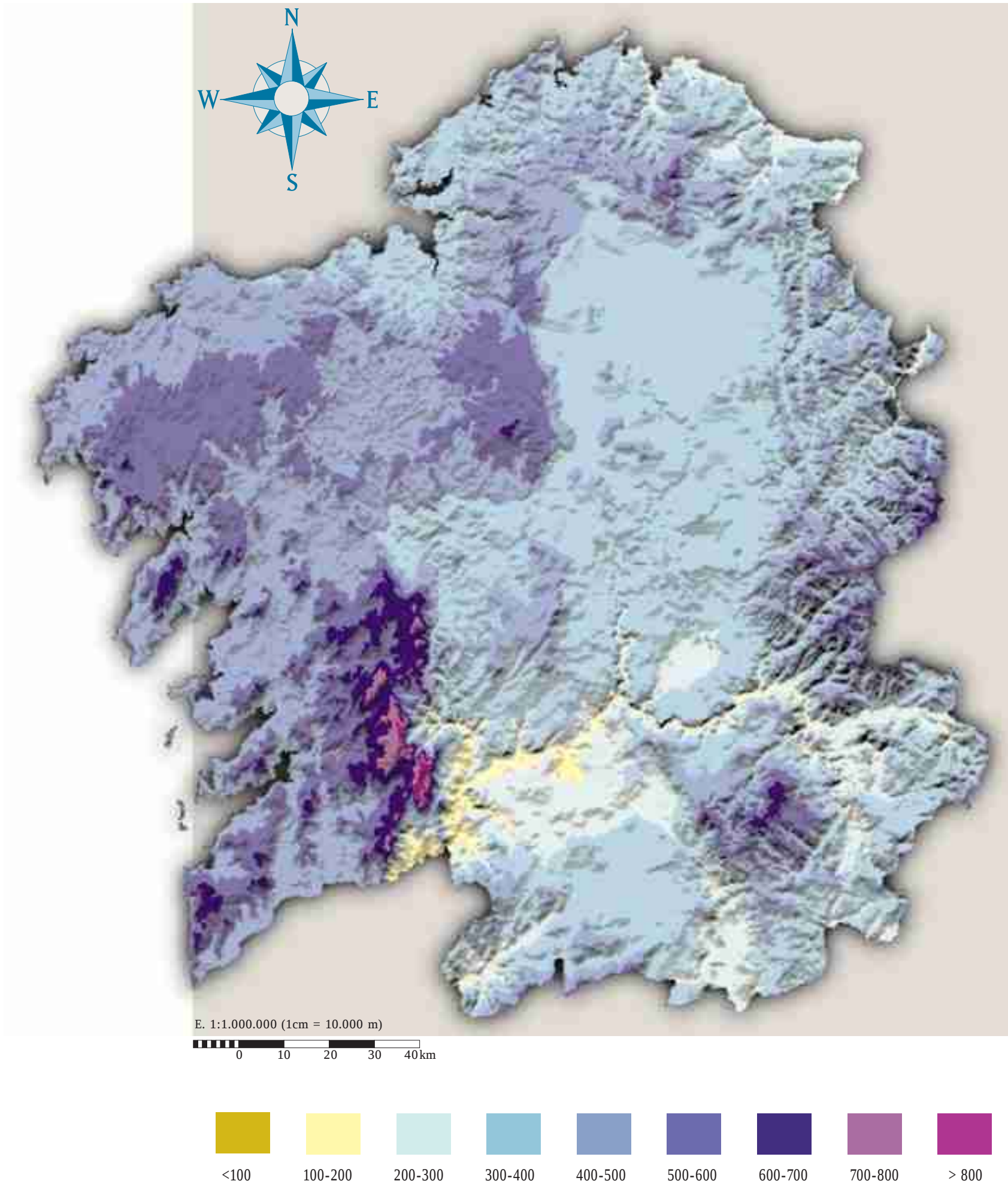




Precipitación acumulada de verán (mm)

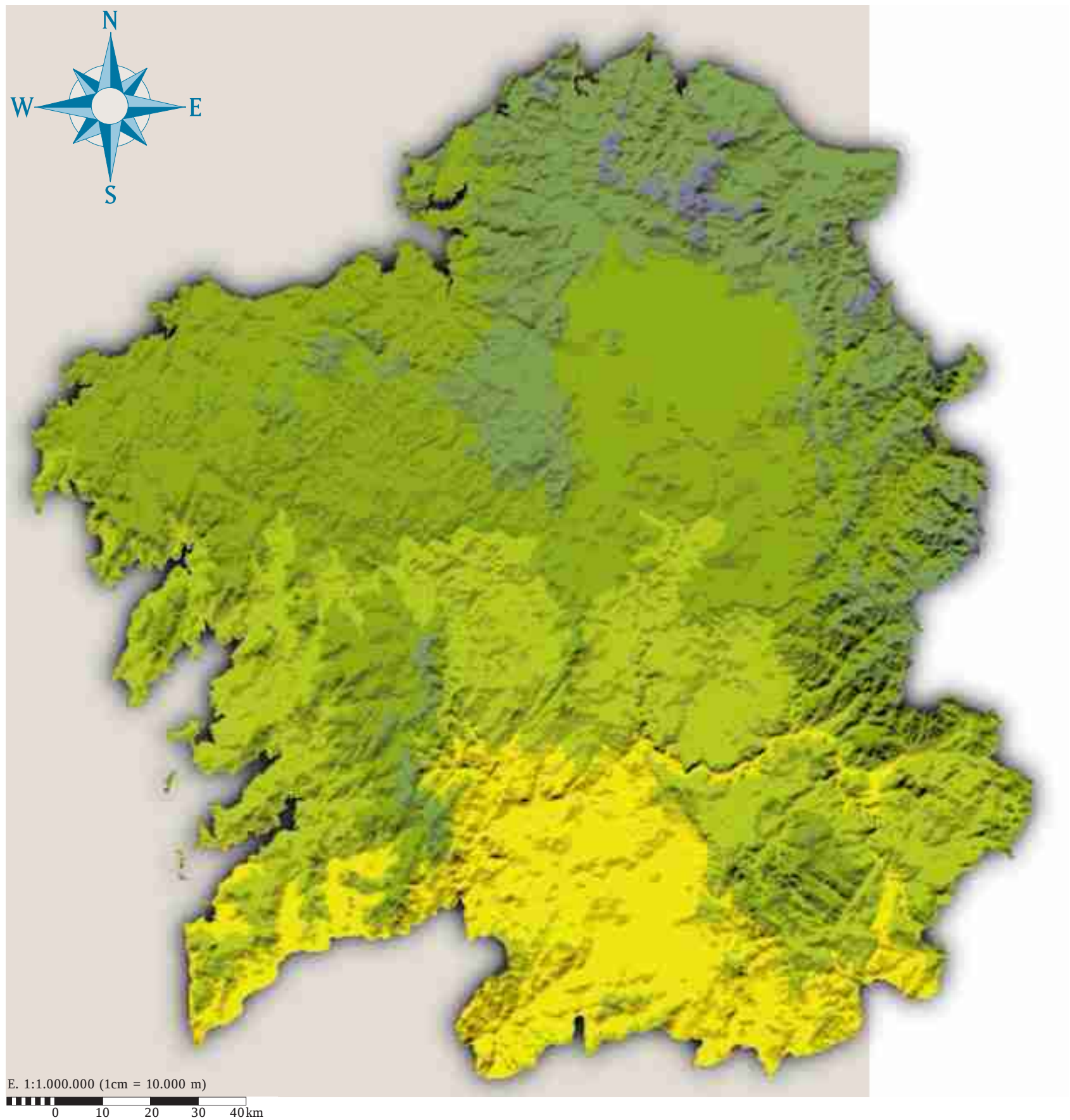


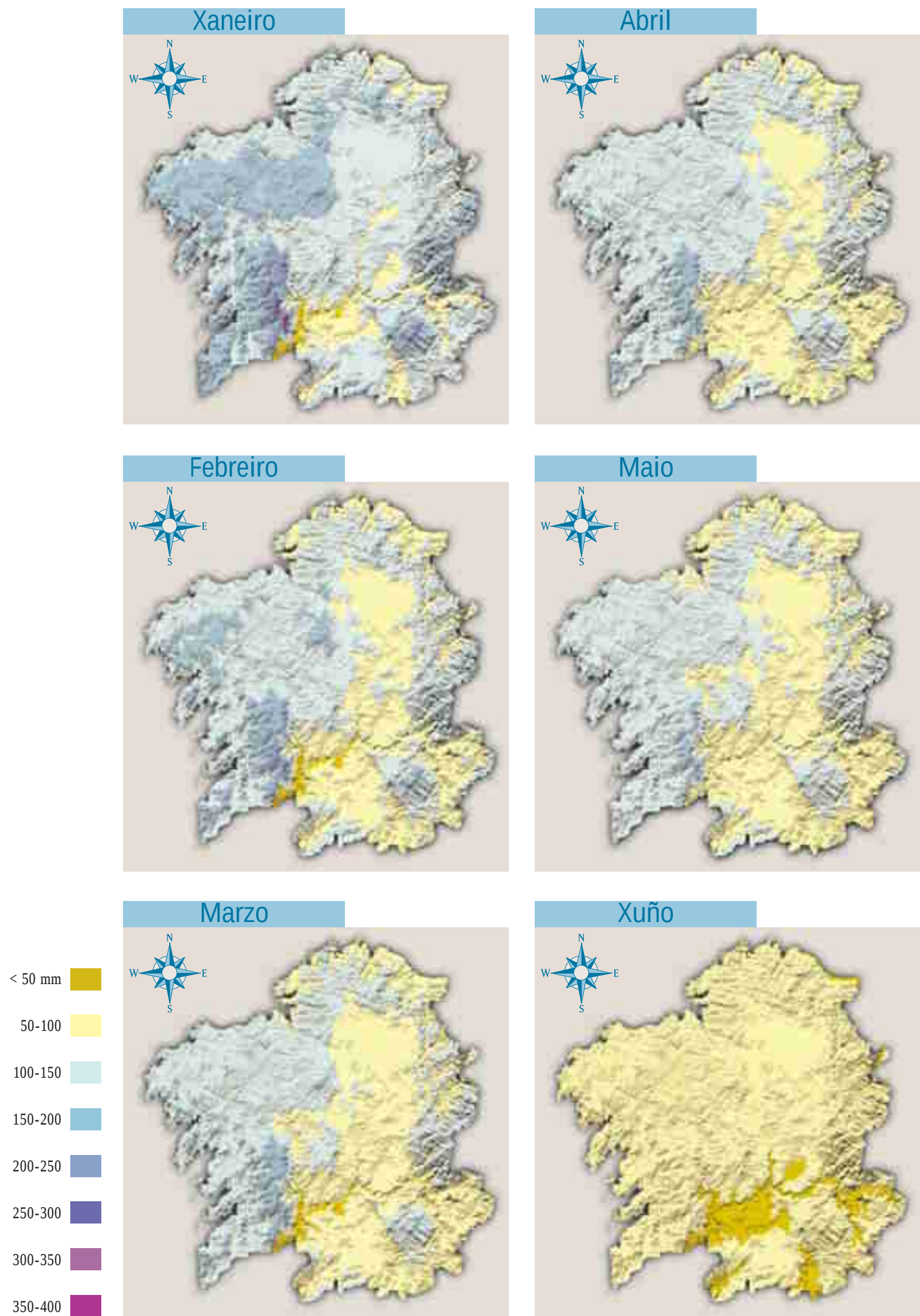
Precipitación acumulada de outono (mm)





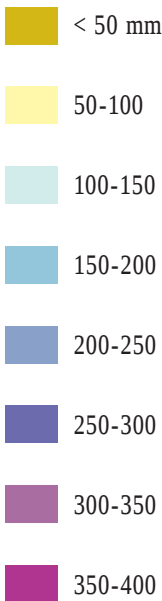
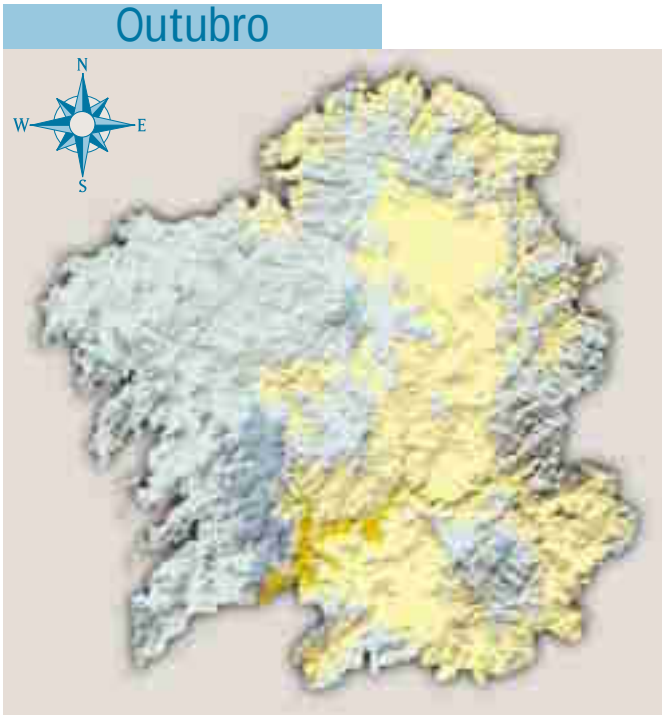
Estacionalidad pluviométrica



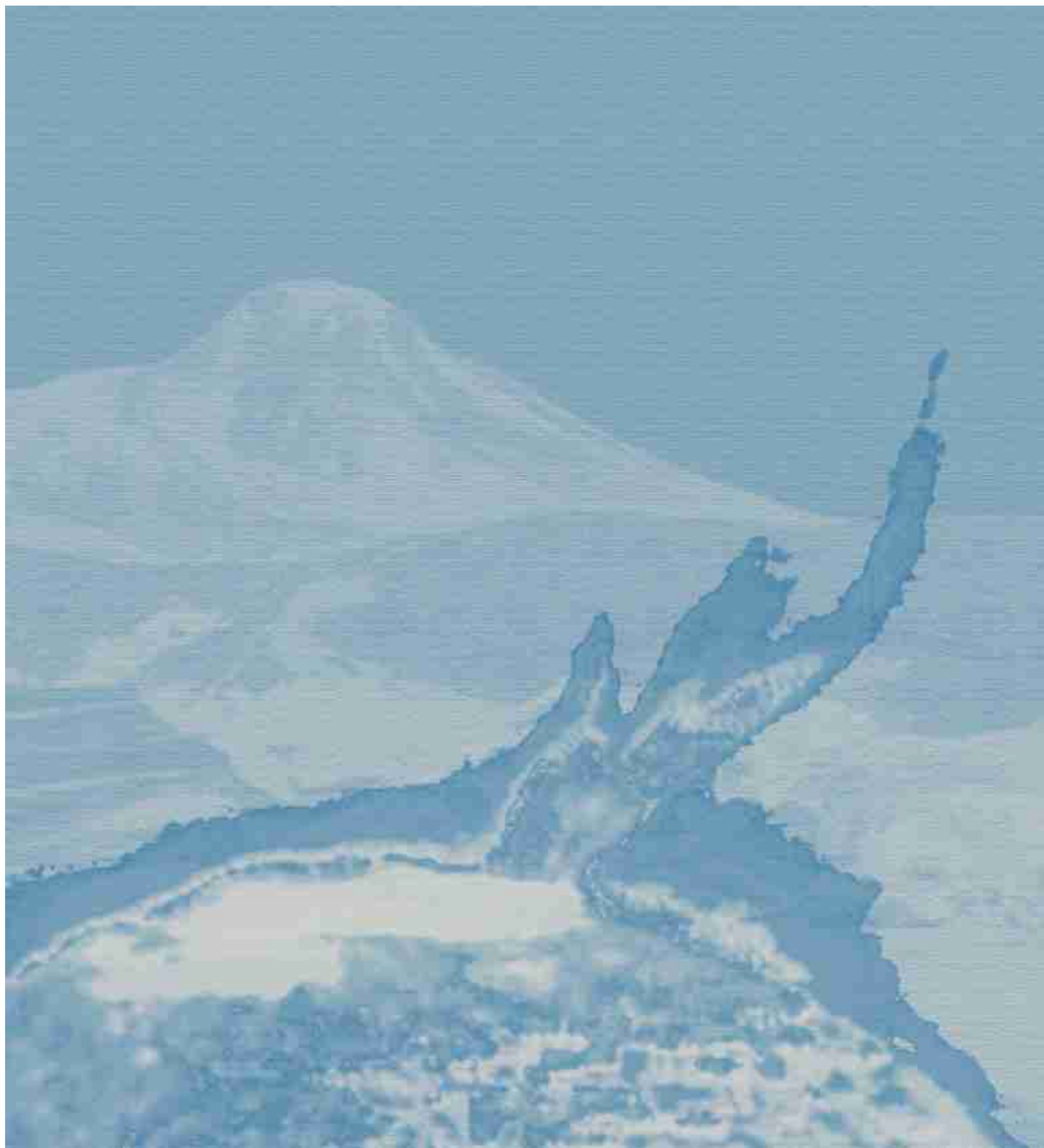


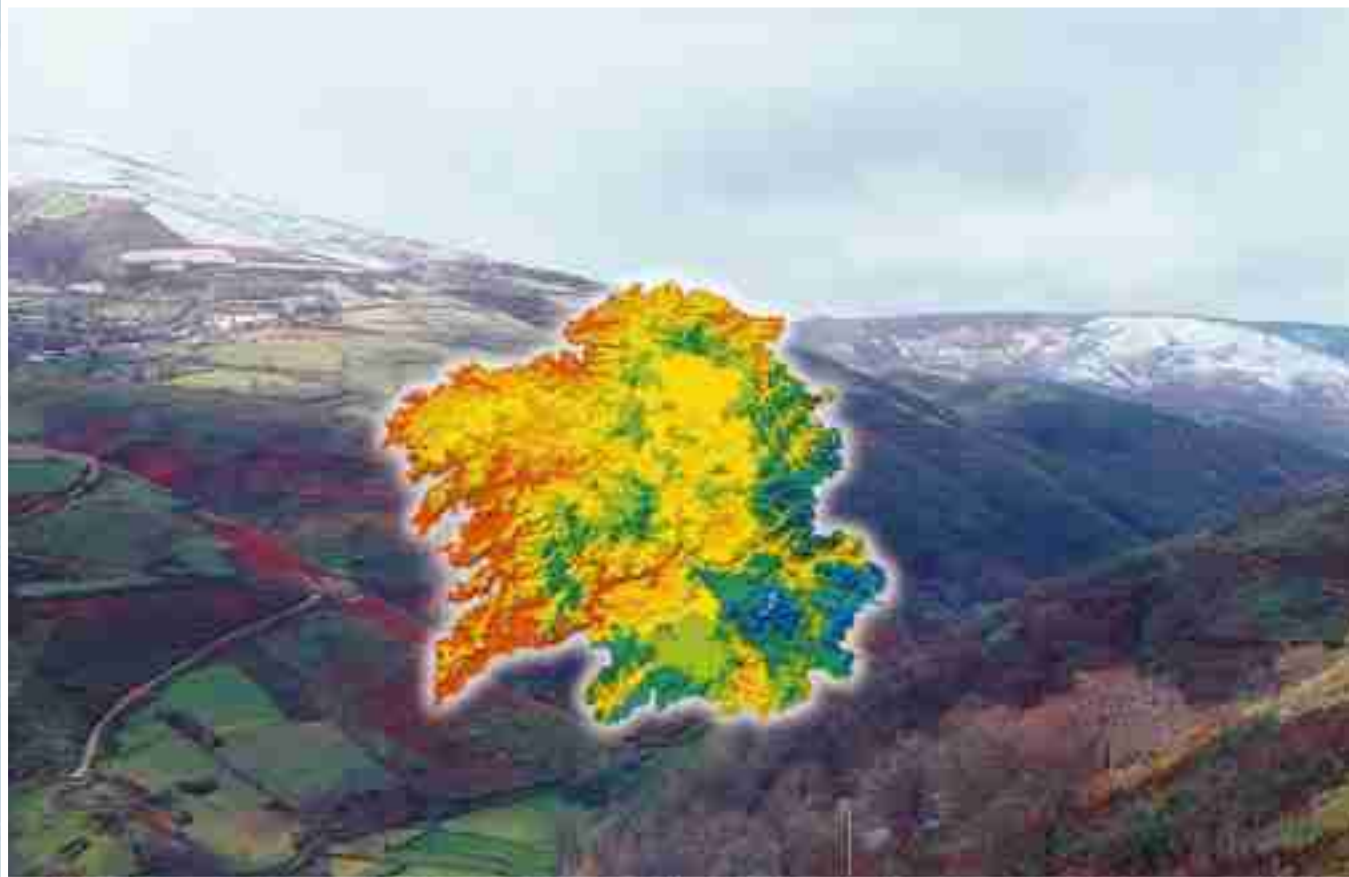


PRECIPITACIÓN



A·T·L·A·S C·L·İ·M·Á·T·İ·C·O D·E G·A·L·İ·C·İ·A





TEMPERATURA

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



TEMPERATURA

A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao

A temperatura do aire depende en grande medida da natureza da superficie en contacto coa atmosfera, xa qu é o solo o que quence ó absorber a enerxía solar e quen transmite parte desa calor á atmosfera.

A temperatura é un dos elementos climáticos de maior importancia na caracterización climática. Intervén nos procesos de transformación dos estados da auga, está directamente implicada na actividade dos organismos vivos, na capacidade transpirativa e na produtividade das especies vexetais, inflúe nas tendencias da meteorización das rochas e nos procesos de formación dos solos, etc.

OS GRADIENTES TERMOMÉTRICOS

Ó igual que no caso dos gradientes pluviométricos, a distribución espacial da temperatura en Galicia é integrada de modo xenérico polo parámetro altitudinal, ata tal punto que, a diferenza da precipitación, é posible establecer unha única función predictiva de transferencia para a estimación das temperaturas a partir das estacións meteorolóxicas dispoñibles, empregando como variables predictoras a altitude e a compoñente xeográfica latitudinal:

$$Ta = 39.5 - 0.0054 H - 5.3 \cdot 10^{-6} Y$$

onde Ta é a temperatura media anual, H é a altitude en metros sobre o nivel do mar e Y é a coordenada latitudinal UTM. O coeficiente de correlación desta función é de 0'91 e o erro na estimación é de 0'7° C o cal a fai moi axeitada para a estimación a escalas de síntese e medias.

A pesar diso, a agrupación por sectores con contido xeomorfolóxico específico mellora en



Sectores de gradiente termométrico en Galicia. O gradiente exprésase en graos centígrados por cada cen metros de altitude. A constante é a temperatura media anual equivalente ó nivel do mar, o Erro é o erro na estimación e "r" é o coeficiente de correlación lineal.

Sector	Gradiente	Constante	Erro	r
I	-0'67	14'1	0'4	0'92
II	-0'36	14'3	0'5	0'89
III	-0'50	14'7	0'7	0'83
IV	-0'60	14'3	0'5	0'94
V	-0'50	14'2	0'6	0'93
VI	-0'53	15'2	0'5	0'88
VII	-0'53	14'9	0'5	0'92

boa medida o erro na estimación para moitas áreas. Por iso pódese propor a existencia de sete sectores de gradiente termométrico nos que as estacións pertencentes a cada un teñen unha resposta altitudinal coherente.

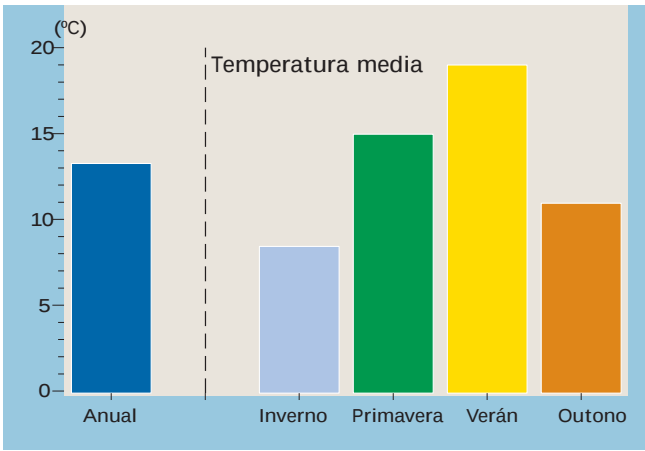
O mapa reflicte estes sectores. Os coeficientes de correlación son moi significativos para todos eles a nivel anual e, incluso, a nivel estacional; se ben no verán os coeficientes de correlación son máis baixos que nas outras estacións. O gradiente anual oscila entre -0'36° C/100 m (sector II) e os -0'67° C/100 m (sector I), no inverno entre -0'23 e -0'61° C/100 m, na primavera entre -0'34 e -0'76° C/100 m, no verán entre -0'12 e -0'83° C/100 m e no outono entre -0'45 e -0'65° C/100 m.

Estes datos indican unha atenuación dos gradientes e unha maior homoxeneidade termométrica durante o outono-inverno, mentres que os gradientes tenden a intensificarse cara ó verán.

OS VALORES DE TEMPERATURA

A temperatura media anual ponderada de Galicia é de 13'3° C. A temperatura media ponderada do inverno é de 8'5° C, na primavera de 15° C, no verán de 19° C e no outono de 11° C. É polo tanto o primeiro trimestre do ano (xaneiro-marzo) no que se rexistran os valores máis baixos de temperatura para a maior parte de Galicia.

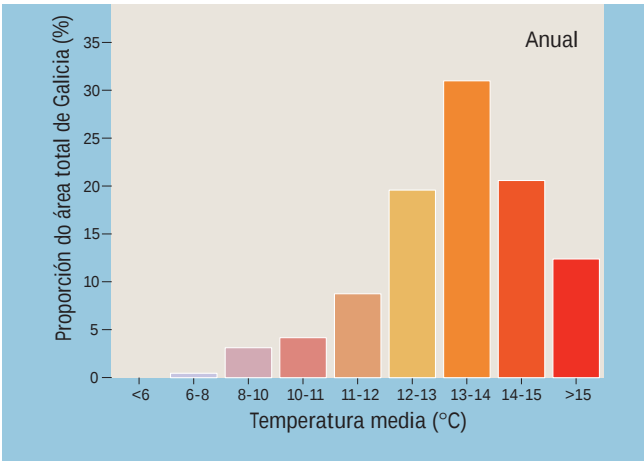
Valores medios ponderados de temperatura anual media e medias estacionais (°C) a nivel global para Galicia.



Valores medios ponderados das temperaturas medias anuais e estacionais (°C) para as catro provincias galegas. As provincias costeiras amosan valores de temperatura máis elevados que as interiores, das cales Ourense é onde se rexistran os mínimos termométricos.

	Anual	Inverno	Primavera	Veran	Outono
A Coruña	14'3	9'6	15'5	19'7	12'2
Lugo	12'9	8'0	14'5	18'4	10'7
Ourense	12'2	6'9	14'2	17'9	9'8
Pontevedra	14'2	9'4	15'6	19'7	12'0

As provincias atlánticas -A Coruña e Pontevedra- amosan as temepaturas medias ponderadas máis elevadas, lixeiramente superiores ós 14° C e da orde de 1 a 2° C máis altas que en Lugo e Ourense, respectivamente. Ó longo das estacións o contraste térmico é máximo para o inverno, con 2'7° C entre as temperaturas medias ponderadas de Ourense e A Coruña, seguido do outono con 2'4° C e do verán con 1'8° C. A primavera é a estación cun menor contraste interprovincial, de 1'4° C, cun mínimo ponderado de 14'2° C en Ourense e un máximo de 15'6° C en Pontevedra.



Proporción da área total de Galicia para distintas clases de temperatura media anual.

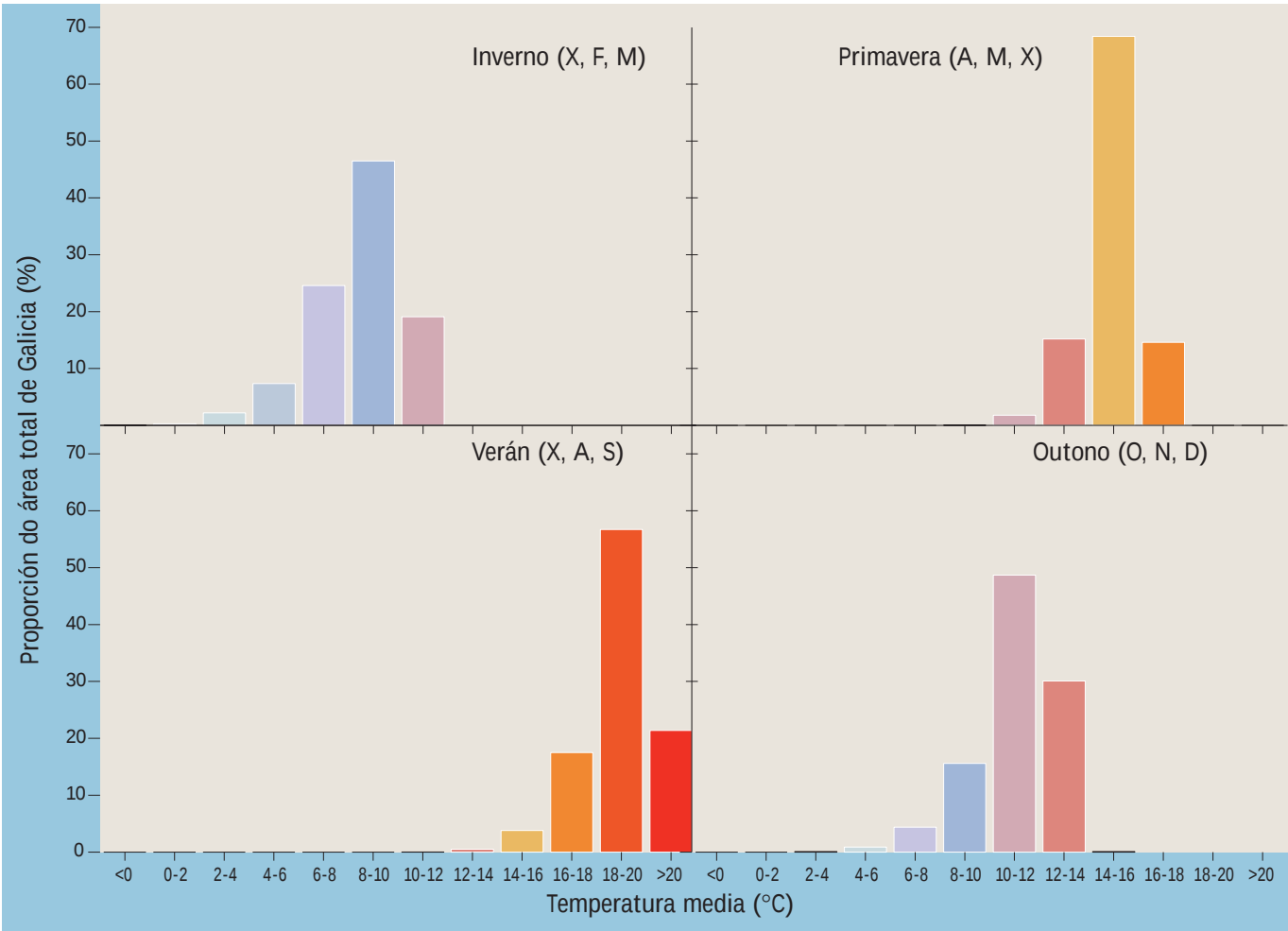
Os valores anuais normalizados van dende mínimos por debaixo dos 6° C nas montañas orientais e sudorientais (Os Ancares e Serra do Eixo), ata máximos superiores ós 15° C nas áreas costeiras a baixa altitude, especialmente nas Rías Baixas. Como pode verse nos mapas elaborados para os valores medios anuais e estacionais, a distribución espacial amosa unha variación costa-interior, relacionada coa oceanidade, e outra norte-sur, que hai que pór en relación co balance anual entre as compoñentes climáticas temperada e subtropical. En conxunto, marcan un efecto diagonal NW-SE de diminución da temperatura.

Polo que respecta ó reparto espacial da temperatura media anual, case a terceira parte da superficie de Galicia (31%) presenta temperaturas na clase de 13-14° C (interior lugués e sectores de altitude media das outras provincias); outra terceira parte (33%) ten temperaturas que superan este valor, mentres que no resto do territorio non se superan os 13° C.

A nivel estacional é evidente o descenso termométrico nos meses do inverno, con temperaturas medias inferiores ós 6° C en case un 10% do territorio, chegando incluso a acadar valores por debaixo de 0° C nas zonas de maior elevación (Pena Trevinca). A clase máis representada espacialmente é a de 8-10° C nesta estación (46% da superficie), a de 10-12° C no outono (49%), a de



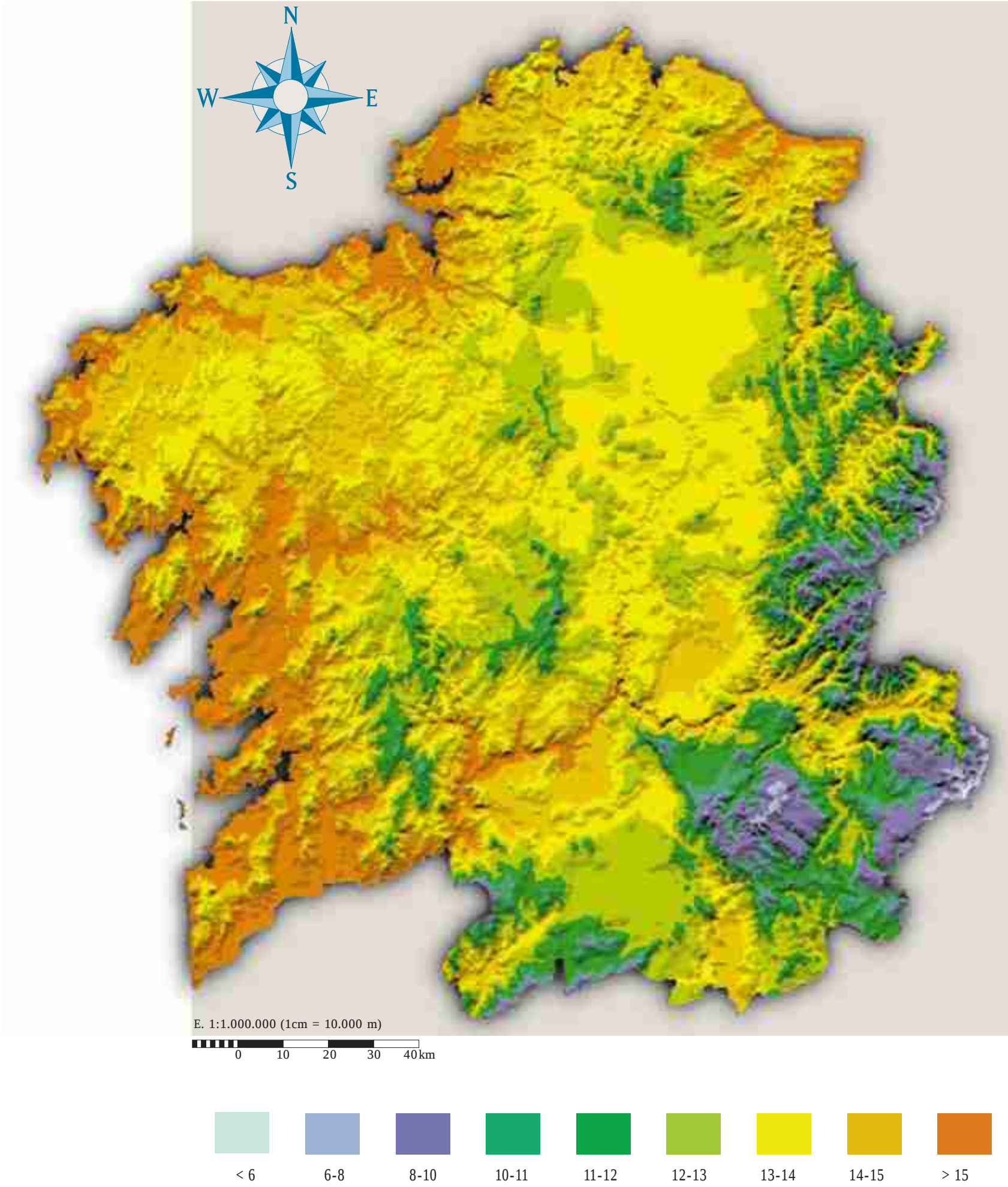
TEMPERATURA



Proporción da área total de Galicia para clases de temperatura (°C) a nivel estacional. Nótese a concentración dos valores termométricos nunhas poucas clases para as estacións de primavera e verán, e unha certa diversificación no outono e o inverno.

14-16° C na primavera (68%) e a de 18-20° C no verán (57%). Nesta última estación é na que se acadan os valores máis elevados de temperatura media, superándose os 20° C na quinta parte de Galicia.

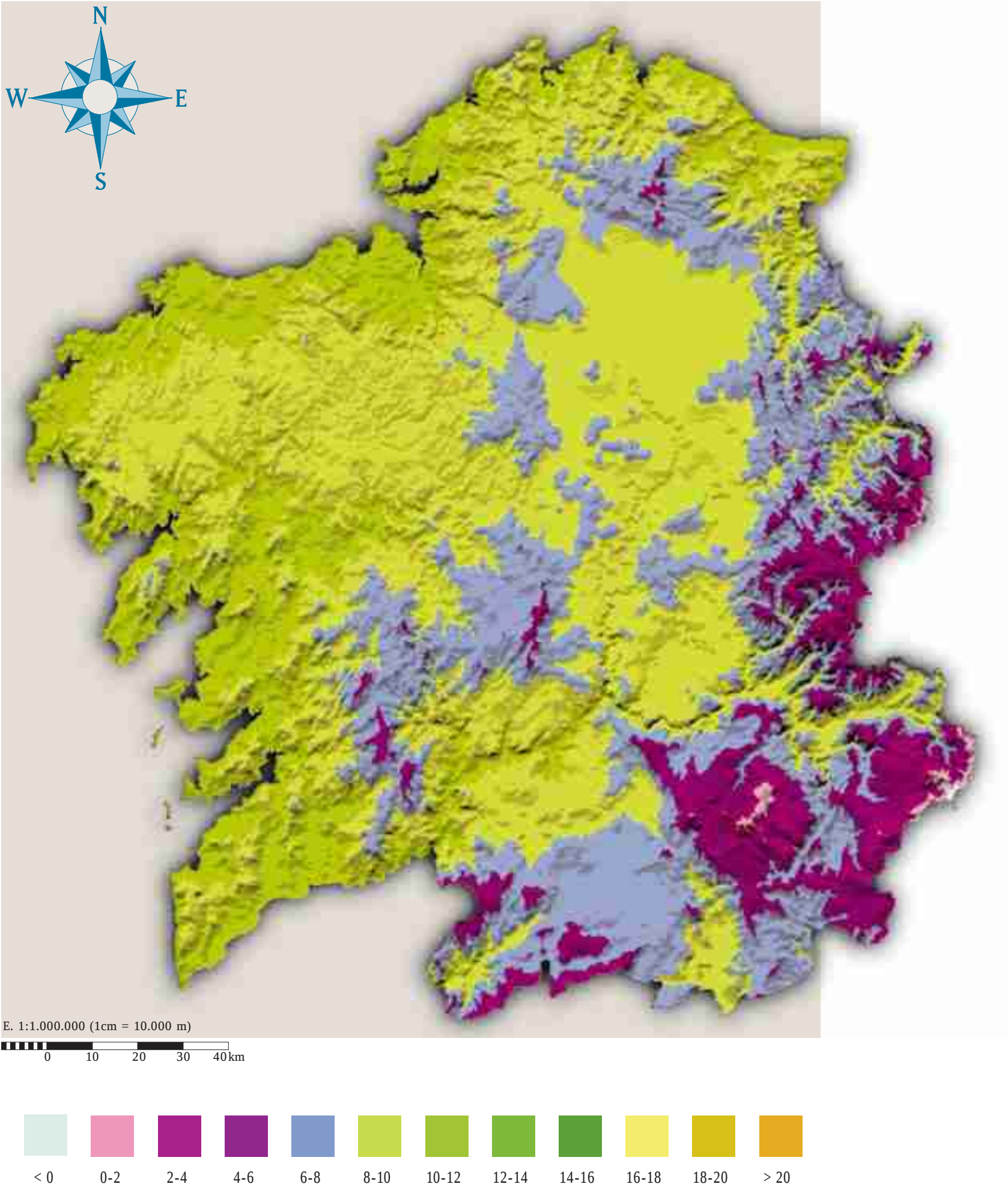
Temperatura media anual (°C)



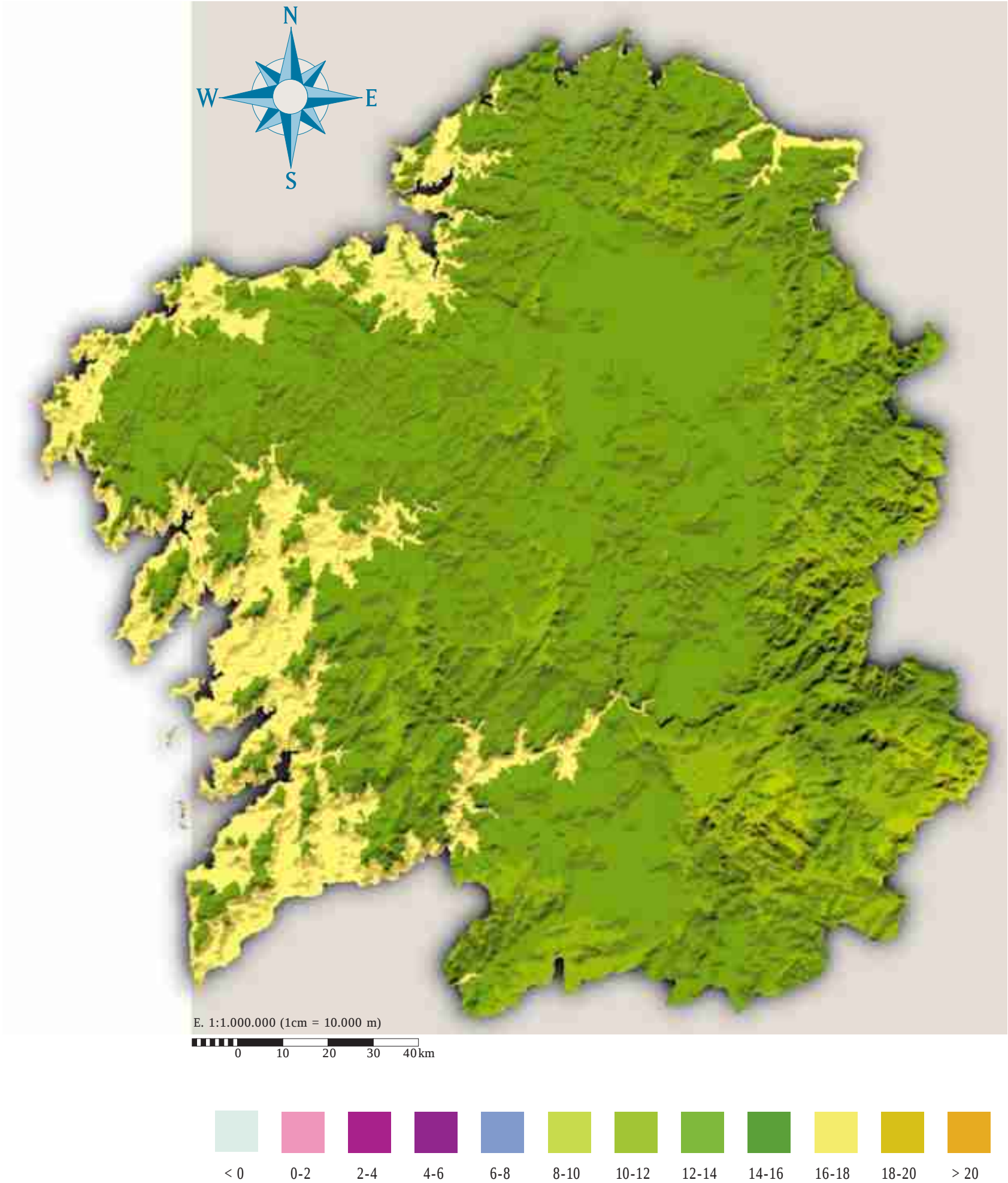


TEMPERATURA

Temperatura media de inverno (°C)

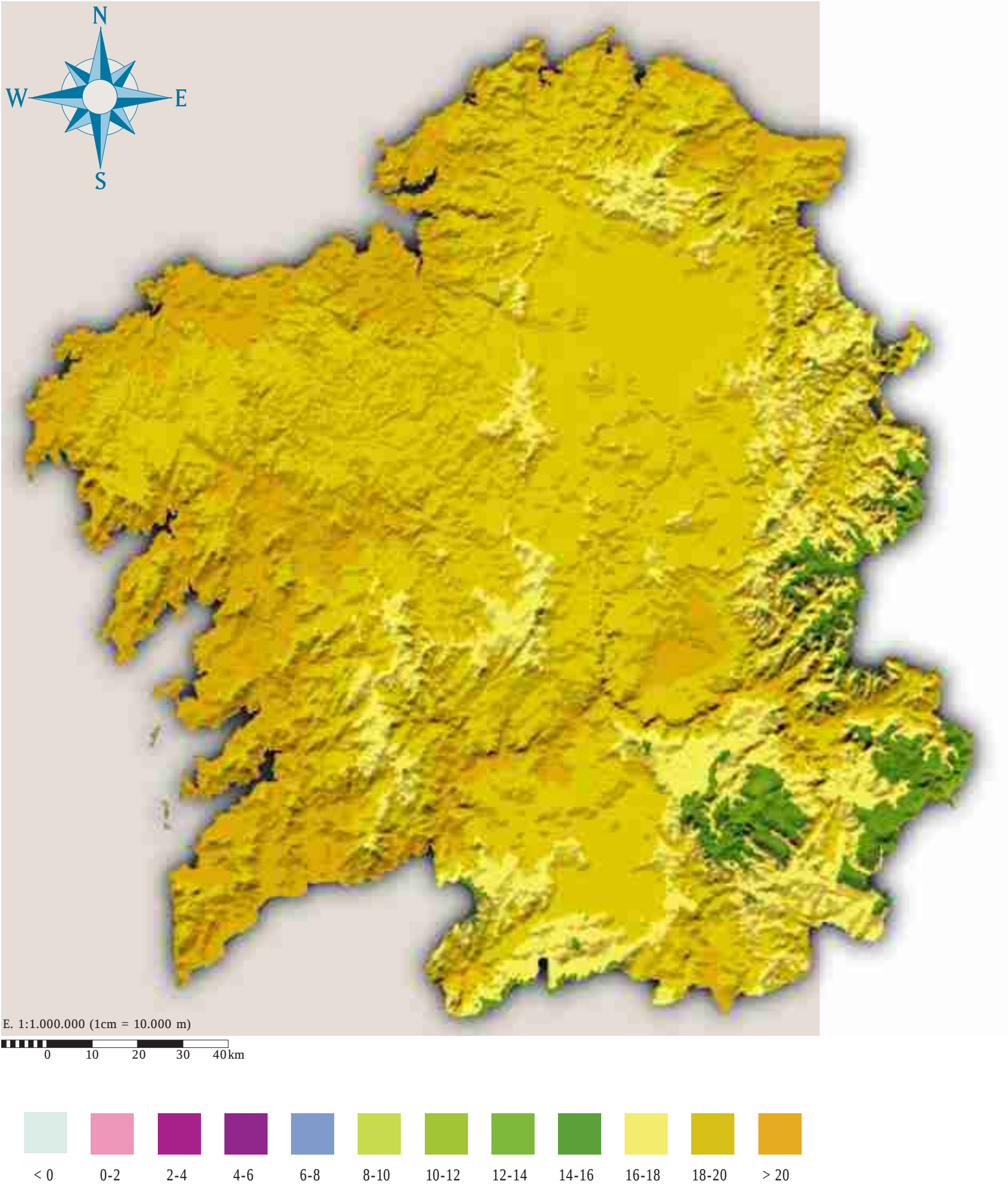


Temperatura media de primăvera (°C)

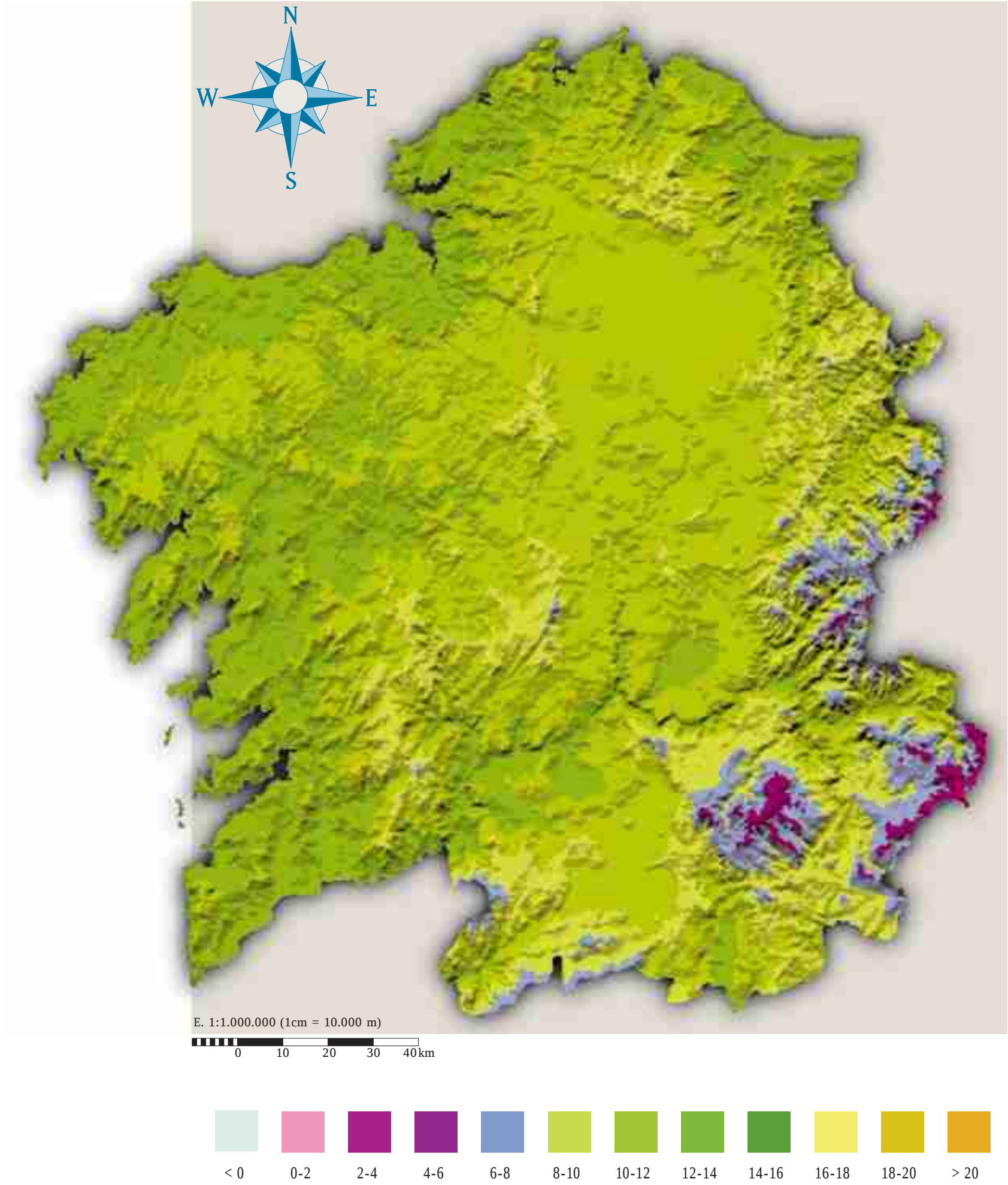




Temperatura media de verán (°C)

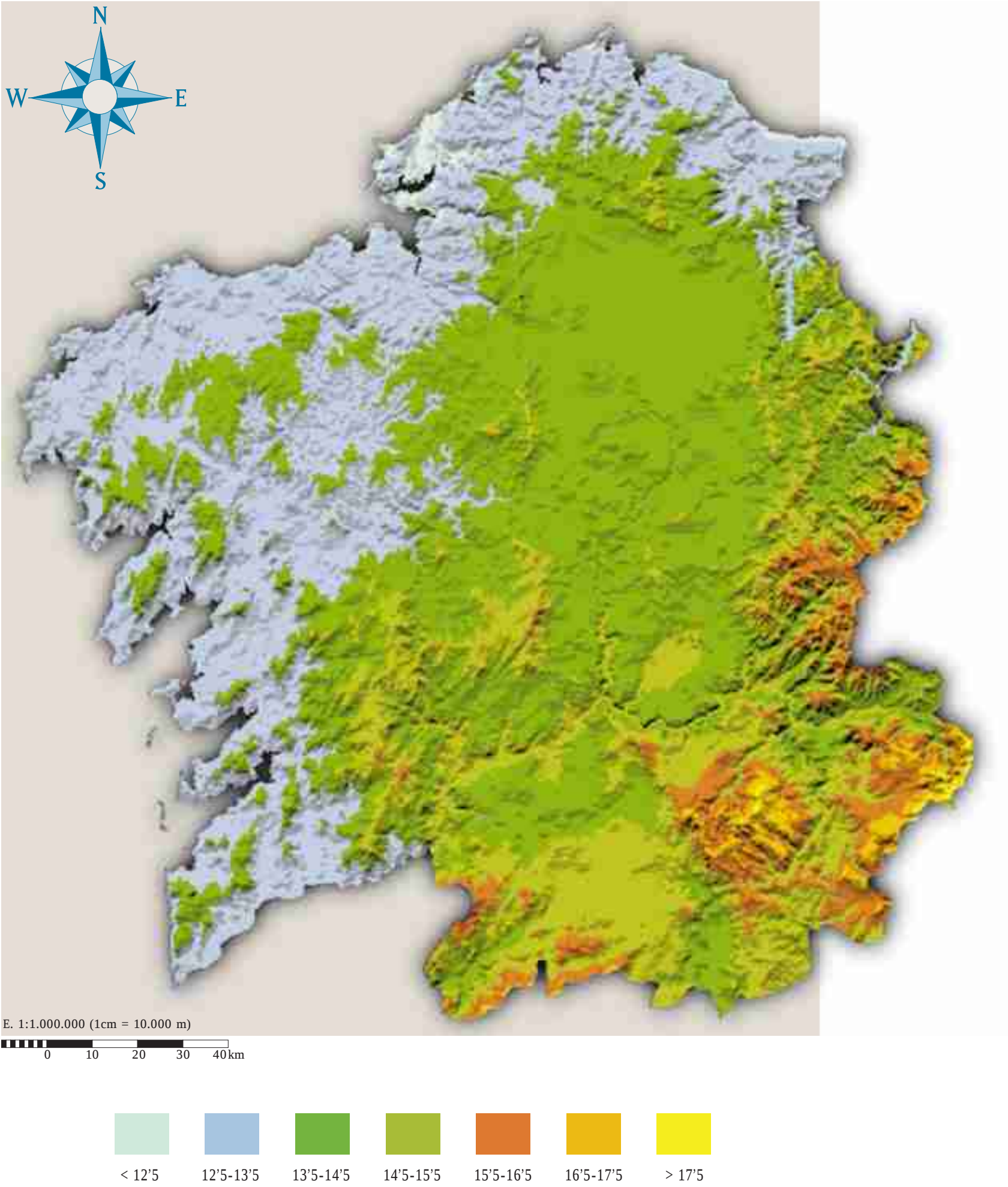


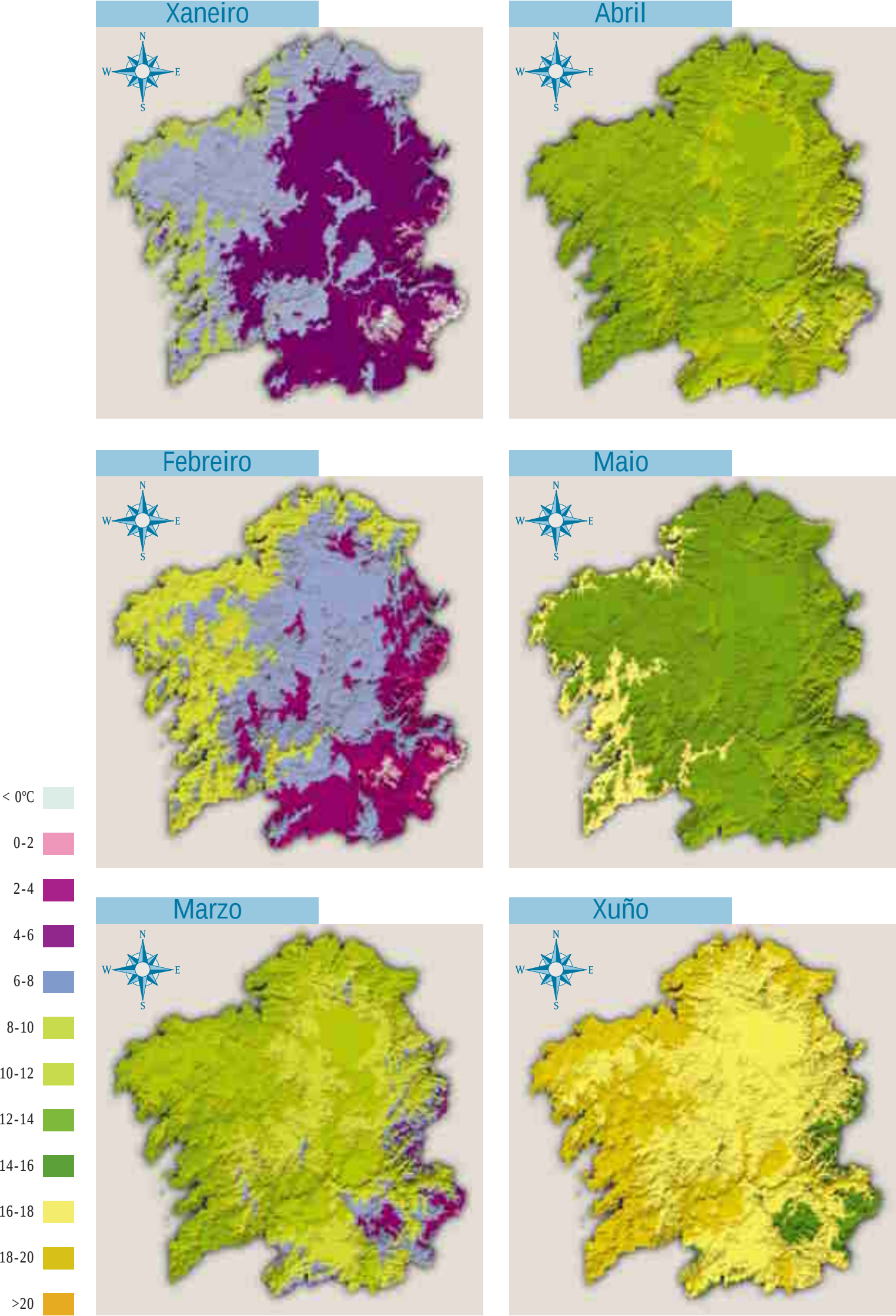
Temperatura media de outono (°C)

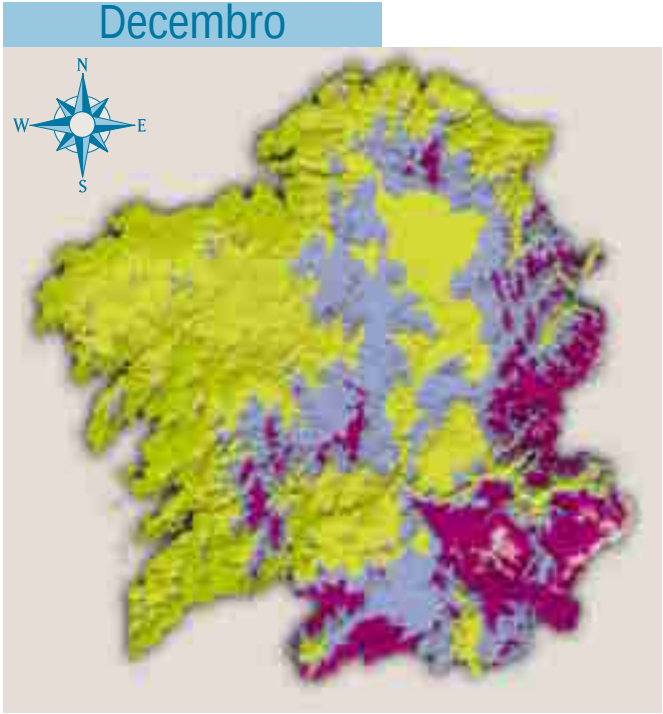
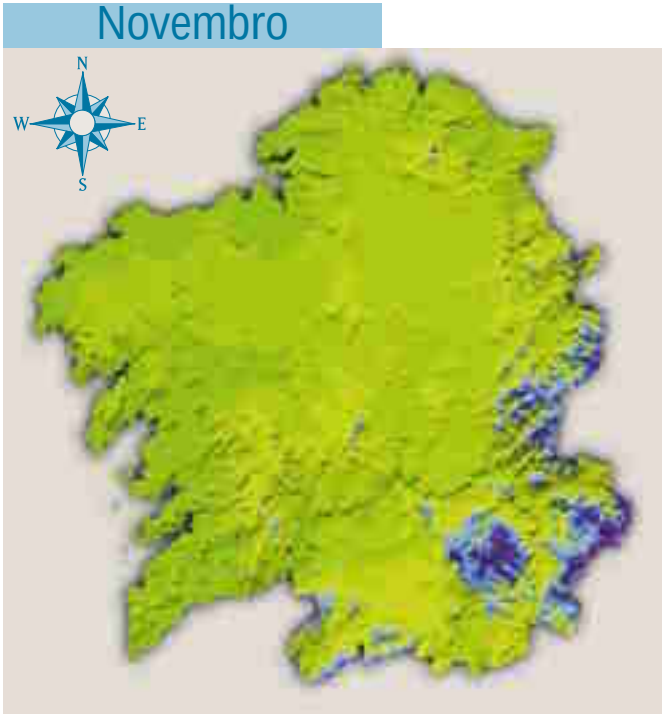




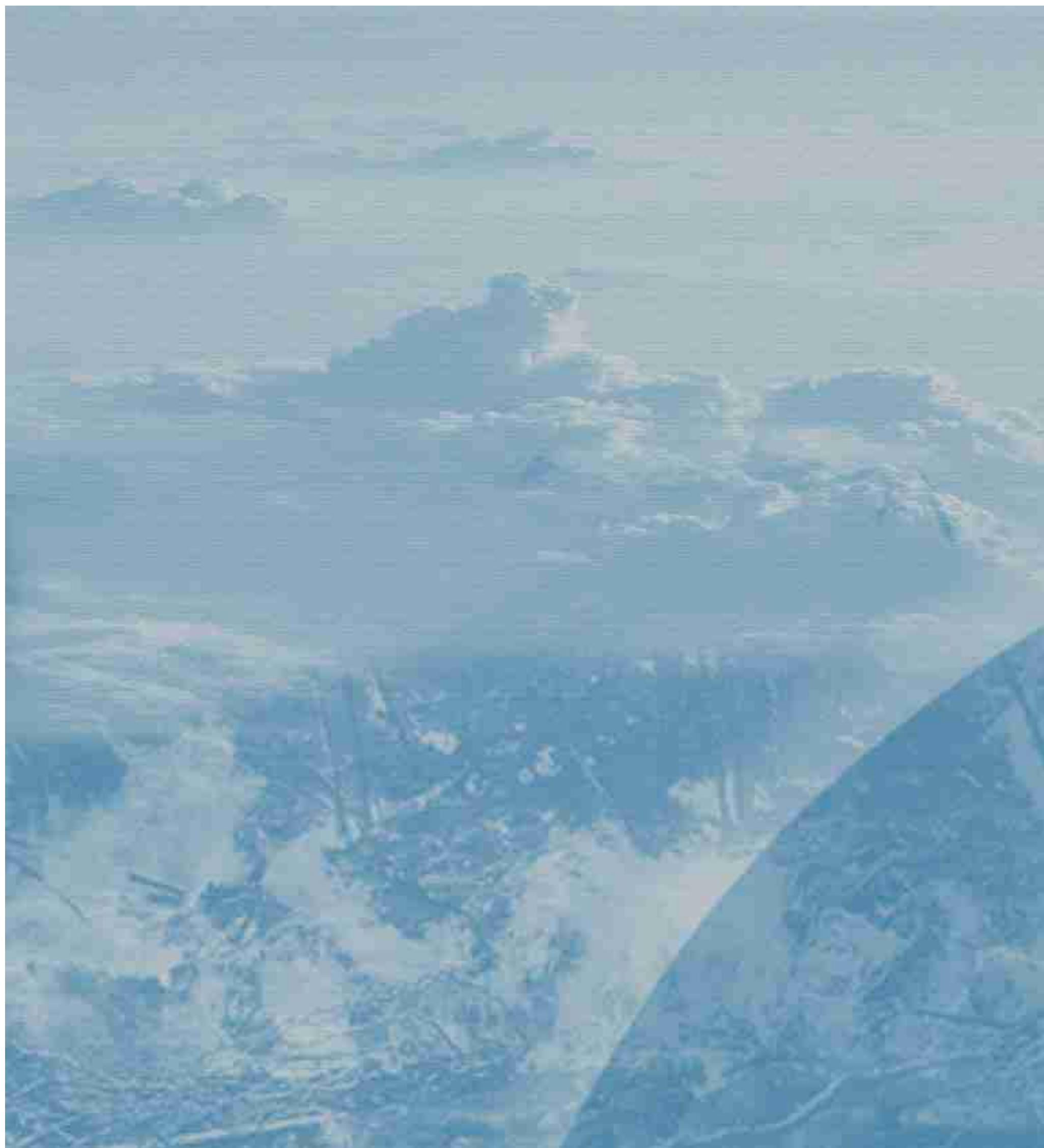
Amplitude térmica anual media (°C)

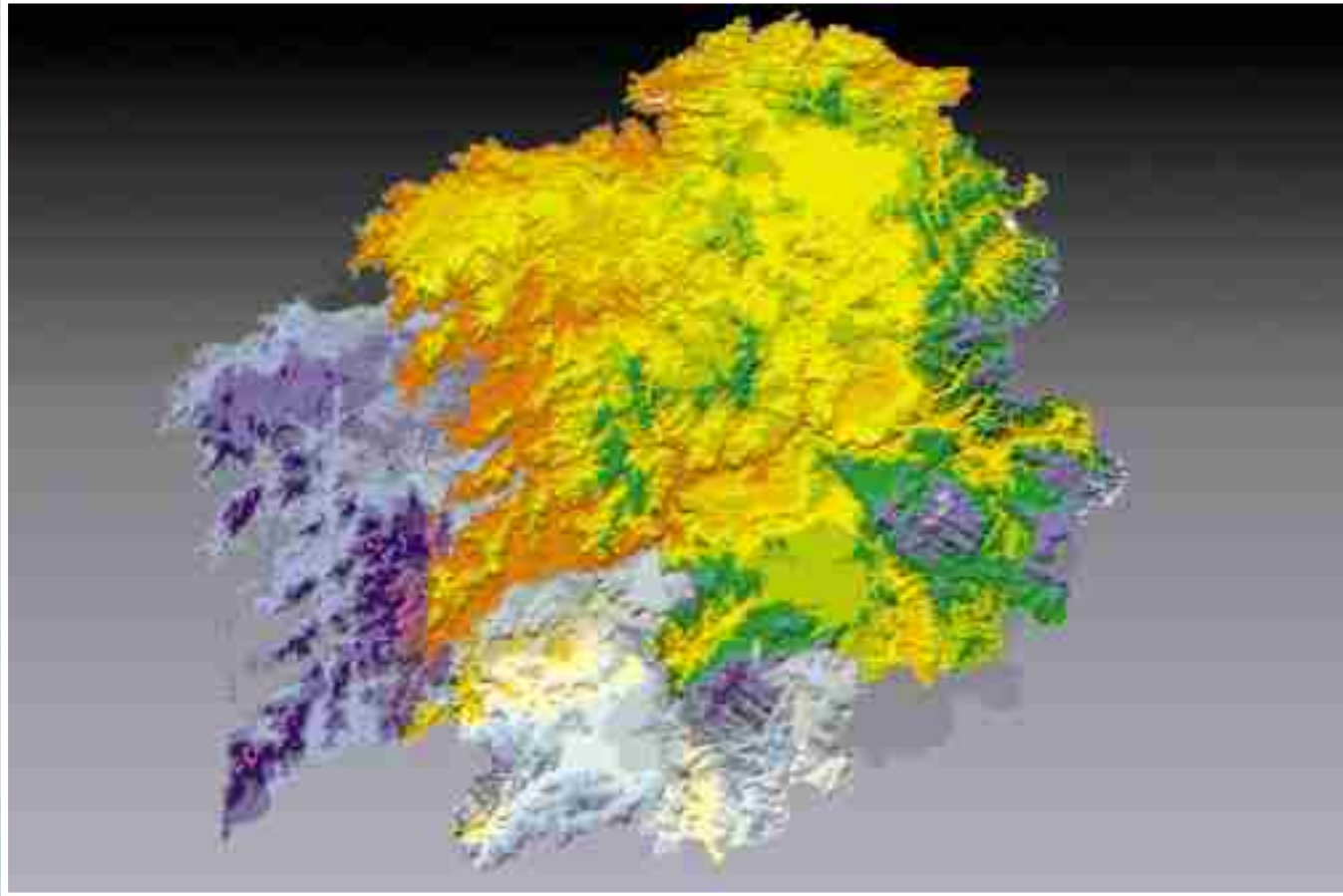






A·T·L·A·S C·L·i·M·Á·T·i·C·O D·E G·A·L·i·C·i·A





DOMÍNIO OMBROTÉRMICO

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



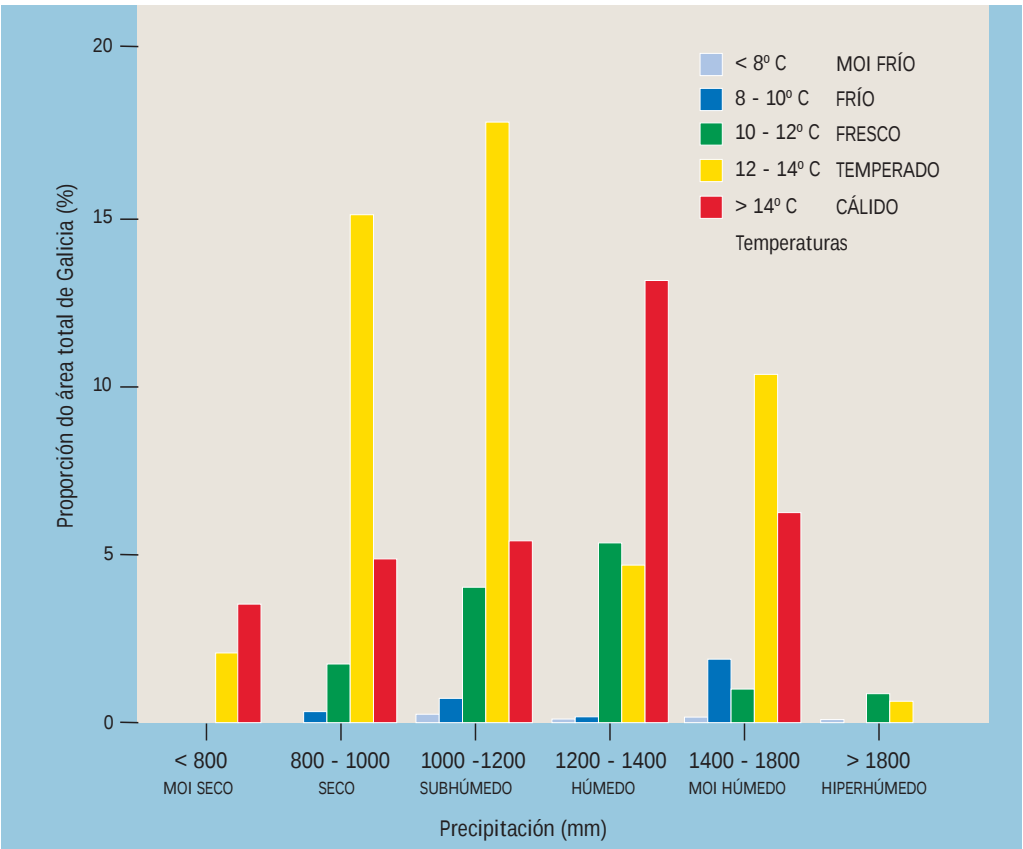
DOMINIOS OMBROTÉRMICOS

A. Martínez Cortizas e A. Pérez Alberti

Os dominios ombrotérmicos son o resultado da combinación dos réximes pluviométrico e termométrico. A súa representación cartográfica é un xeito sinxelo de amosar a variedade de ambientes climáticos que caracterizan un determinado espacio xeográfico, xa que a precipitación e a temperatura son elementos básicos na configuración das paisaxes, o que se plasma, de maneira esencial, na cobertura vexetal de orixe natural.

Galicia amosa unha ampla diversidade de ambientes termopluviométricos, algúns deles xeográficamente confinados e dunha extraordinaria peculiaridade climática: dende sectores que poderían ser cualificados de moi frío-subsecos ata os fresco-hiperhúmedos. A nivel de reparto espacial o ambiente dominante é o de tipo subhúmedo-temperado, cun 18% do territorio, seguido do seco-temperado cun 15%, o húmedo-cálido cun 13%, o moi húmedo-temperado cun 10% e o moi húmedo-cálido cun 6%. Cubrindo unha superficie total próxima o 5% de Galicia atópanse o subhúmedo-cálido, o húmedo-fresco, o seco-cálido, o húmedo-temperado e o subhúmedo-temperado. E xa con menor representación espacial, aínda que non de menor importancia bioxeográfica, aparecen os dominios moi secos (cálido e temperado), os hiperhúmedos (moi frío, fresco e temperado), os frescos, etc...

Tal como reflecte o mapa de dominios ombroclimáticos, algúns ambientes son extensos e amosan unha clara homoxeneidade espacial, mentres que outros aparecen repartidos en diversos sectores, as veces sen conexión uns cos outros, e incluso como pequenas áreas illadas e confinadas, tal como xa mencionamos. O dominio húmedo-cálido da fachada atlántica é, tal vez, o único exemplo de ambiente de distribución espacial homoxénea. Esténdese polos sectores



altitudinais medios e baixos dende Malpica, pola Costa da Morte, penetrando cara o interior polos vales do Tambre e Ulla e descendendo polas terras das Rías Baixas. Por enriba dos 400-500 m de altitude, tanto nos sectores litorais como no interior das provincias de A Coruña e Pontevedra, pásase a dominios moi húmidos ou hiperhúmedos templados ou cálidos: chairas interiores –Mazaricos, Santa Comba, Tordoia, Boimorto-, estribacións dos Montes do Bocelo, Serra do Careón, Cordal de Montouto e Serra da Loba na provincia de A Coruña, e serras da Dorsal Galega en Pontevedra. De feito, o dominio hiperhúmedo-temperado é un exemplo de ambiente característico cáseque confinado os sectores máis altos da Dorsal: Serra de Suido, Faro de Avión e Montes do Testeiro, e as serras litorais de Barbanza e Groba, por enriba dos 500-600 m de altitude.

As costas ó norte de Malpica -o Golfo Ártabro, as Rías Altas e a Mariña luguesa- pasan de dominios subhúmedo-cálidos a subhúmedo-secos de

Proportion of the total area of Galicia for different ombroclimatic environments. The ranges of precipitation and temperature are qualitatively classified between the very dry and hyperhumid and the very cold and hot.

oeste a leste, de xeito que conforme o segundo ocupa os niveis inferiores nas áreas cantábrica o primeiro ascende en altitude facendo a transición a dominios máis húmidos e frescos. A Serra do Xistral é o expoñente máximo dos ambientes moi húmedo-frescos no norte lugués, marcando un forte gradiente ombroclimático dende a costa ata os sectores culminantes das serras, o que leva asociado importantes cambios bioxeográficos e de ocupación do territorio.

O dominio subhúmedo-temperado, a pesares de ser o que ocupa unha maior superficie, atópase amplamente repartido. O seu maior desenvolvemento espacial acádao pola Terra do Deza, a Ulloa, Chantada e Friol. Na provincia de Lugo forma tamén un reborde ó leste da Serra da Loba, ó sur do Xistral e o Cordal de Neda, e polos niveis de enlace entre a Terra Cha e as serras nororientais (Meira, Monciro, Mirador, Foncuberta) e entre a depresión de Sarria e Monforte e as serras dos Ancares e O Courel.

As fosas tectónicas de Terra Chá e Sarria, o contorno da fosa de Monforte e o encaixamento do Miño por Portomarín en Lugo, e a fosa da Limia en Ourense, caracterízanse por un dominio seco-temperado, se ben existen certas diferencias bioxeográficas debidas ós contrastes altitudinais e

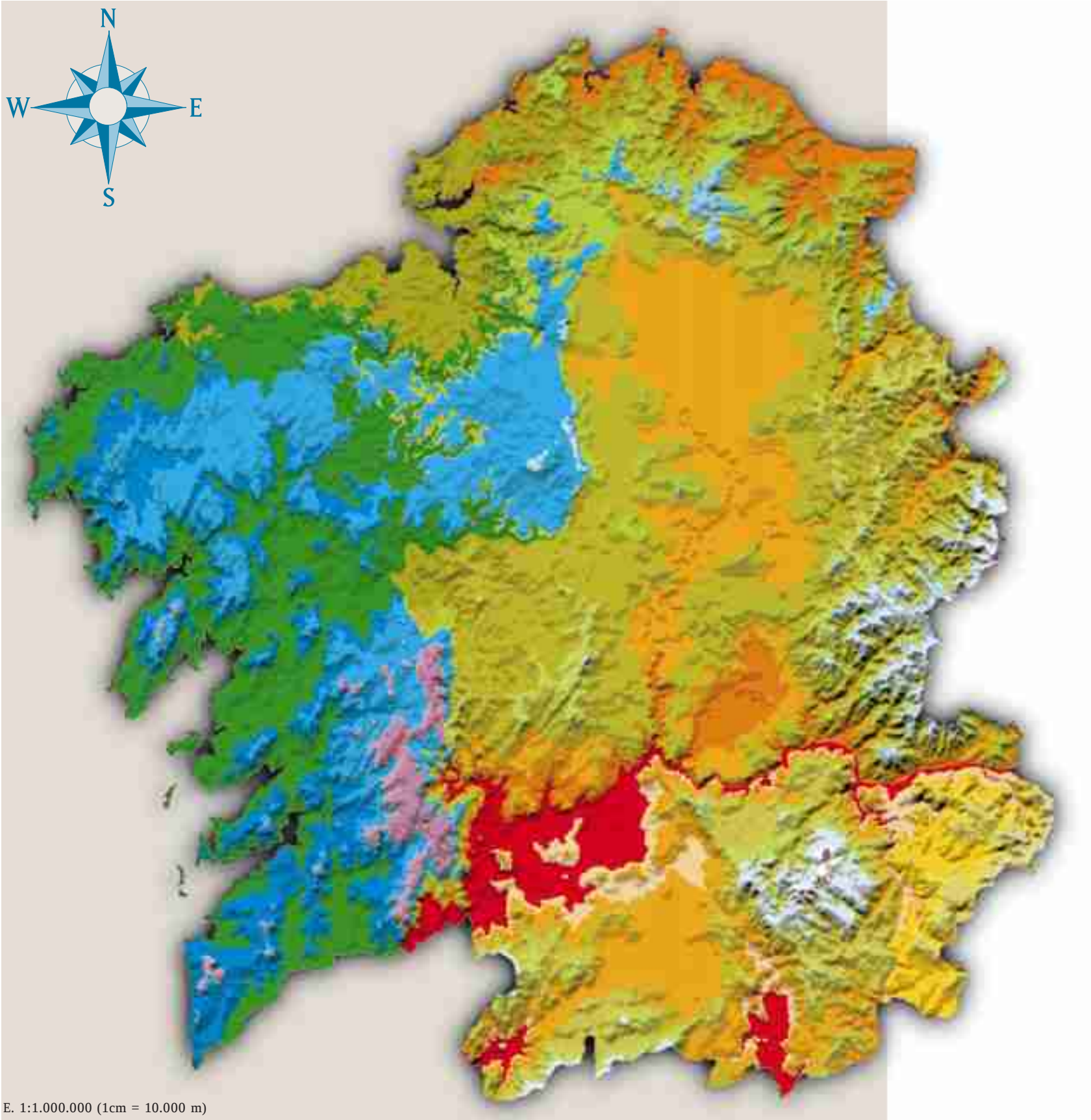
latitudinais. A fosa de Monforte é lixeiramente máis cálida, tendo un ambiente seco-cálido.

Os ambientes ombrotérmicos extremos, ós que vai vencellada unha enorme diversidade climática, aparecen na provincia de Ourense. O val do Miño-Sil amosa un dominio moi seco-cálido, ben desenvolvido polas terras do Ribeiro e Arnoia, así como na Baixa Limia e na fosa de Monterrei. Cunha interesante disimetría, o dominio moi seco-temperado aparece tan só ao sur do val do Miño-Sil e polas terras do Bolo, mentres que no norte lugués o ambiente aseméllase máis ó característico da fosa de Monforte. No extremo contrario atópanse os réximes moi húmidos ou hiperhúmidos, frescos a moi fríos, típicos das serras de Queixa e Invernadeiro, ambientes que na provincia de Lugo aparecen tamén nas áreas máis elevadas dos Ancares e O Courel.

Finalmente, é de salientar a peculiaridade das terras sudorientais galegas, comprendidas entre O Bolo e a Serra do Eixo-Pena Trevinca. Os seus dominios ombrotérmicos, entre o seco-cálido e o moi frío-húmido, respostan ao intrincado artellamento das formas do relevo existentes entre a costa suroccidental de Galicia e o límite coas provincias de León e Zamora, interactuando co factor altitudinal.



Rexime ombrotérmico



E. 1:1.000.000 (1cm = 10.000 m)

0 10 20 30 40km

	Temperatura media anual (°C)					
	< 8	8-10	10-12	12-14	>14	
< 800						MOI SECO
800-1.000						SECO
1.000-1.200						SUBÚMEDO
1.200-1.400						HÚMEDO
1.400-1.800						MOI HÚMEDO
>1.800						HIPERHÚMEDO
	MOI FRIO	FRIO	FRESCO	TEMPE-RADO	CÁLIDO	

A·T·L·A·S C·L·i·M·Á·T·i·C·O D·E G·A·L·i·C·i·A





EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao

Xunto coa precipitación, a evaporación e a transpiración son procesos que forman parte do ciclo hidrolóxico, o cal pode ser entendido como un fluxo continuo de auga no sistema terra-atmosfera. A evaporación é o proceso físico mediante o cal o auga, en estado líquido ou sólido, pasa a vapor dende as superficies libres de auga, neve ou xeo. Catro son os factores primarios que controlan a evaporación:

- A diferenza na presión de saturación de vapor entre a superficie de auga e a presión de saturación do aire. A transferencia neta de vapor na interface auga-aire mantense mentres o aire se mantén insaturado en vapor.

- A temperatura da superficie de evaporación e da capa de aire supraxacente, xa que a capacidade de almacenamento de vapor de auga aumenta coa temperatura.

- A velocidade do vento, que condiciona a redistribución do vapor de auga vertical e horizontalmente, cambiando o grao de saturación da atmosfera en contacto coa superficie evaporante.

- E a dispoñibilidade dunha subministración continua de auga na superficie de evaporación.

A transpiración é o proceso biolóxico polo cal as plantas toman o auga do solo mediante o seu sistema radicular e o transportan ata a superficie das follas, onde queda dispoñible para a evaporación a través dos estomas. Con frecuencia, evaporación e transpiración son consideradas de forma conxunta como evapotranspiración, é dicir, como un mecanismo combinado de perda de auga cara á atmosfera dende a superficie terrestre. É un proceso lento e continuado, que depende dos factores atmosféricos que controlan a evapora-

ción, de factores vexetais -estado de crecemento, área foliar, temperatura das follas, desenvolvemento do aparato radicular...- e de solo -dispoñibilidade de auga, presión matricial...-. As condicións favorables para que se dean altos niveis de evapotranspiración -á súa vez relacionados con alta produtividade vexetal- son: baixo contido de humidade e elevada temperatura do aire; elevada temperatura na superficie de evaporación; elevada velocidade do vento para que se mantén unha introducción continuada de aire seco na superficie de evaporación; adecuado contido de humidade no solo, dispoñible para a vexetación; e forte grao de insolación e elevadas temperaturas, para estimular o metabolismo vexetal e a transpiración. Nas áreas provistas de vexetación a transpiración adoita dominar o proceso evaporativo. Por exemplo, a transpiración de 4 mm de auga dende a superficie dun cultivo nun día despexado equivale a uns 40.000 litros por hectárea e día.

Convén diferenciar entre evapotranspiración real (ETR) e potencial (ETP). A potencial representa a cantidade máxima de auga que podería perderse cara á atmosfera se non existisen limitacións na subministración. A real depende da dispoñibilidade de auga. As diferenzas entre elas son pequenas cando o solo ten auga en abundancia, pero son moi grandes nas épocas de seca cando a subministración é limitada.

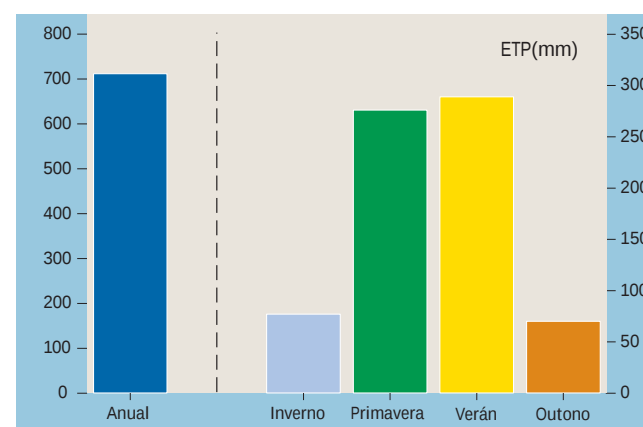
Non existe ningún método de medida da evapotranspiración que sexa satisfactorio, motivo polo cal se desenvolveron moitos métodos matemáticos estimativos. Sen ter en conta o tipo de vexetación, pódese obter unha fórmula empírica mediante dúas aproximacións: o balance neto de enerxía e a aproximación aerodinámica. Ámbolos dous adoecen do emprego de parámetros que dificilmente aparecen nos rexistros meteorolóxicos -en especial os radiométricos-. Polo que os

métodos que se impuxeron son aqueles baseados en cálculos que inclúen parámetros de fácil obtención. Estes últimos foron clasificados en tres tipos: métodos empíricos, en función da temperatura (Thornthwaite, Blaney-Criddle, Blaney-Criddle-SCS), da temperatura e a radiación (Turc, Jensen-Haise, Hargreaves), do estado higrométrico (Papadakis) ou a partir de medidas de evaporación de auga libre (Eto clase A-FAO); métodos de base física, micrometeorolóxicos (método do perfil, método do balance de enerxía); e métodos baseados na ecuación de combinación (Penman, Penman-FAO, Penman-Jensen-ASCE, Penman-Monteith, Linacre, Priestley-Taylor). Tódolos métodos foron criticados e revisados en numerosas ocasións, existindo un consenso xeral sobre a mellor capacidade estimativa do método de Penman. Para unha revisión dos mesmos véxase Sánchez Toribio (1992).

Os valores de ETP que achegamos aquí foron calculados de acordo co método mixto descrito por Carballeira e colaboradores (1983) e, ó igual que a precipitación, exprésanse en milímetros de auga (mm, equivalente a litros por metro cadrado), dado que representan o consumo ou devolución de auga cara á atmosfera, é dicir, a demanda hídrica potencial.

OS VALORES DE EVAPOTRANSPIRACIÓN

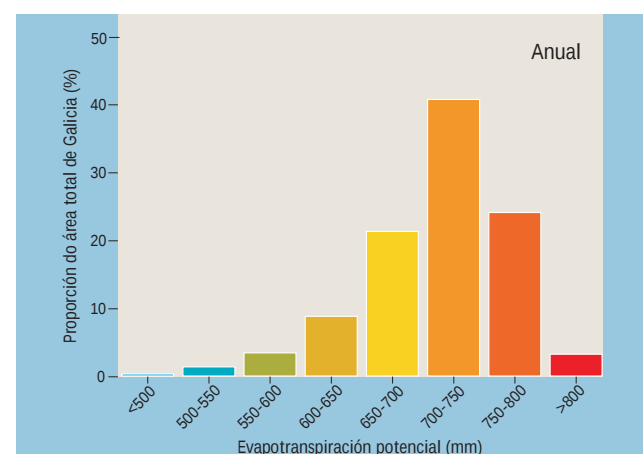
A ETP anual media ponderada en Galicia é de 712 mm, variando os valores calculados entre mínimos inferiores ós 500 mm nas áreas de maior altitude das serras sudorientais, ata máximos superiores ós 800 mm na franxa litoral das Rías Baixas. Do total medio ponderado 289 mm corresponden ó verán, a estación de maior concentración da demanda pontencial de auga, seguido dos 276 mm da primavera, 77 mm do inverno e 70 mm do outono. A contribución estacional é dun 41% no verán, dun 39% na primavera, dun 9% no outono e dun 11% no inverno. Isto quere dicir que a maior demanda de auga ocorre nos meses nos que a oferta pluviométrica dimi-



Valores medios ponderados de ETP anual e medias estacionais (mm) a nivel global para Galicia.

núe, dando unha primeira indicación da posible existencia dun déficit de precipitación estival.

Os valores medios ponderados por provincias indican que A Coruña é a provincia de maior ETP anual, seguida de Pontevedra, Lugo e Ourense, sen que as diferencias entre elas superen os 100 mm/ano. As provincias oceánicas posúen valores moi semellantes para as distintas estacións do ano, lixeiramente inferiores para Pontevedra debido a que ten unha maior proporción de áreas elevadas por enriba dos 800 m, e tamén maiores contrastes no reparto superficial da ETP, podendo atopar áreas con valores próximos ós 600 mm/ano e outras con máis de 800 mm/ano. As provincias interiores, Lugo e Ourense, amosan valores máis baixos de ETP, que só superan os 750 mm na costa luguesa e no val do Miño-Sil.



Proporción do área total de Galicia para distintas clases de ETP anual.



EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

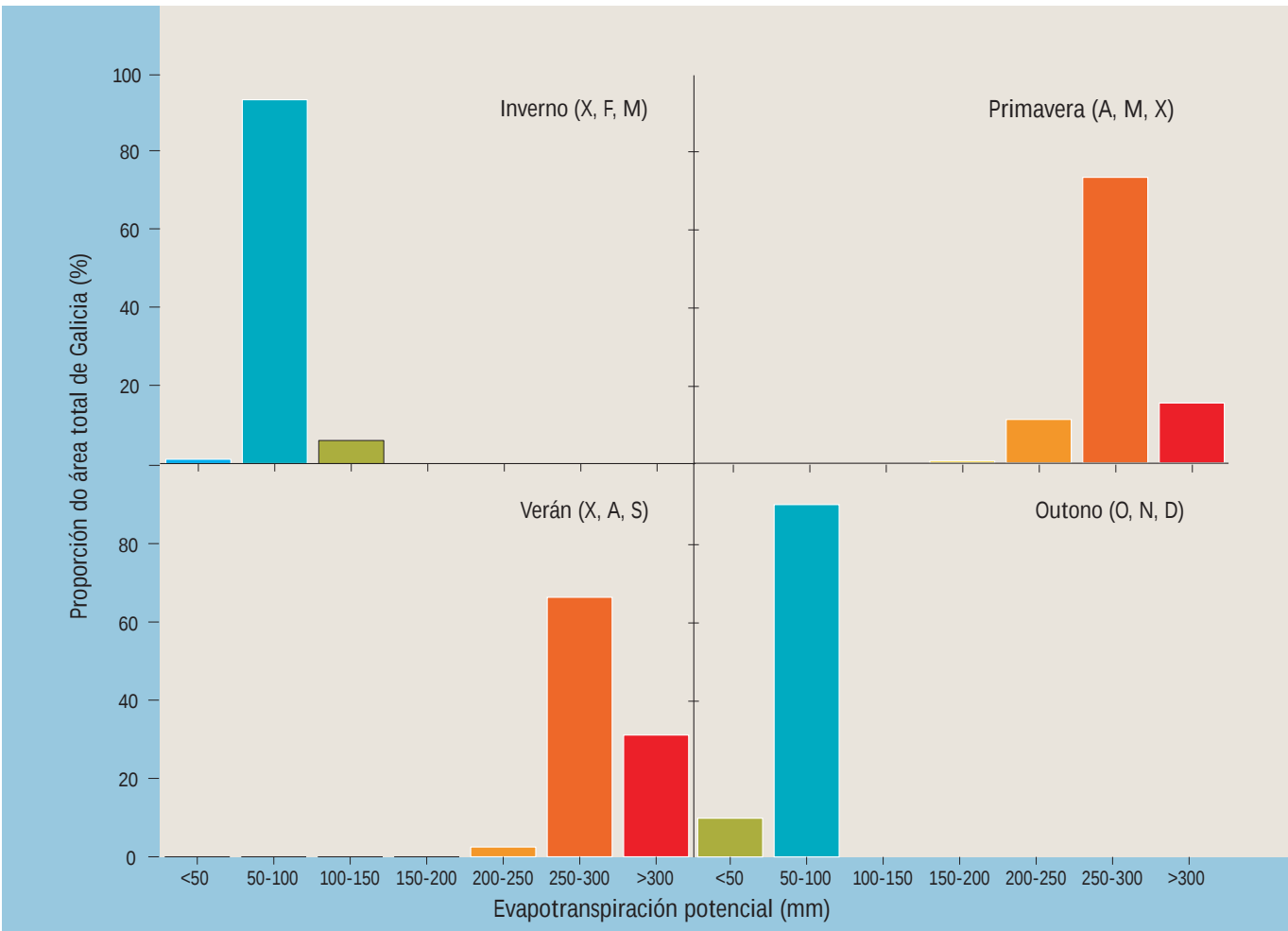
Como pode observarse nos mapas, a meirande parte de Galicia presenta valores de ETP superiores ós 700 mm, mentres que soamente os sectores máis elevados da Dorsal Galega (Suído, Faro de Avión, Montes do Testeiro) e das serras orientais e sudorientais (Os Ancares, San Mamede, Queixa, Eixo) teñen unha baixa demanda evapotranspirativa a nivel anual. A clase dominante é a de 700-750 mm, con preto dun 40% da superficie total. As seguintes clases máis representadas son as de 650-700 mm (20%) e 750-800 mm (23%).

Ó contrario da precipitación, a nivel estacional o outono e o inverno amosan unha grande homoxeneidade espacial nos valores da ETP. Para ámbalas dúas estacións a clase de evapotranspira-

	Anual	Inverno	Primavera	Veran	Outono
A Coruña	752	92	292	302	74
Lugo	699	82	272	287	73
Ourense	667	75	259	279	54
Pontevedra	742	90	288	301	65

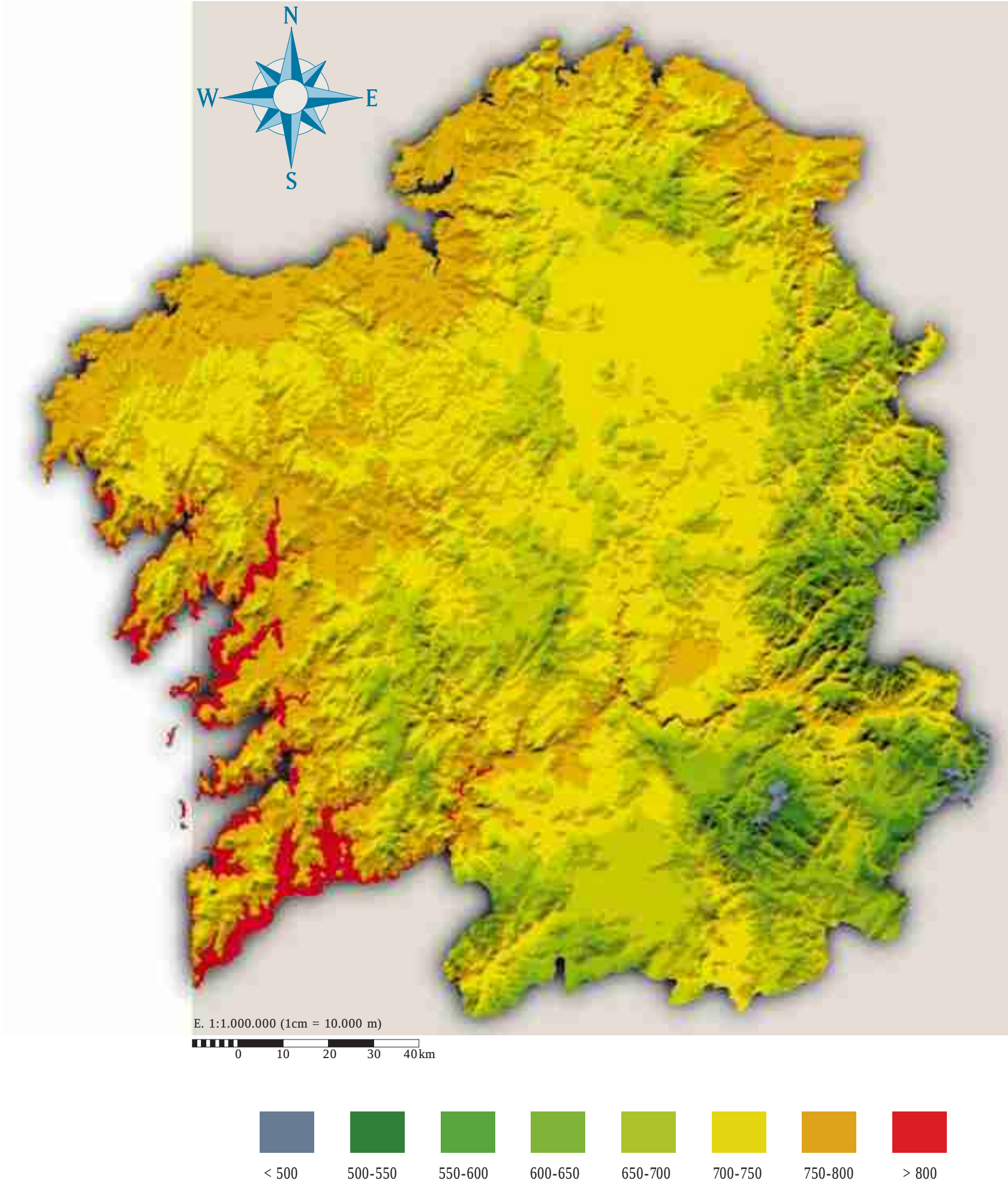
Valores medios ponderados da ETP anual e estacional (mm) para as catro provincias galegas.

ción dominante é a de 50-100 mm, no 90% da superficie de Galicia. A forte estacionalidade climática, nembargantes, implica á súa vez un aumento da demanda evapotranspirativa xunto cunha diminución da precipitación nos meses de primavera e verán. Nestas estacións a clase dominante é a de 250-300 mm (73% e 63% respectivamente); pero ademais no verán cáseque unha terceira parte de Galicia amosa valores de ETP superiores ós 300 mm.



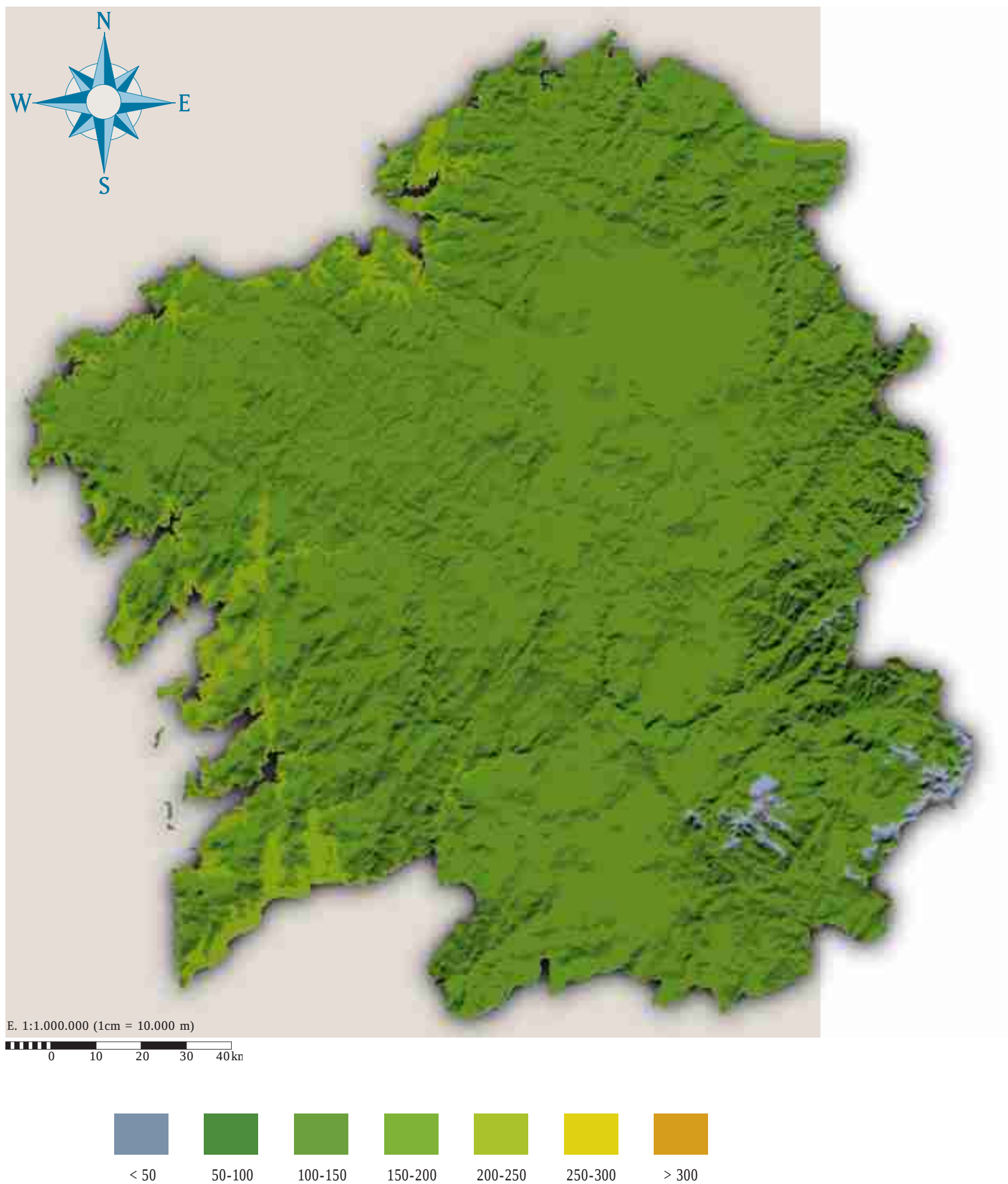
Proporción do área total de Galicia para clases de ETP (mm) a nivel estacional.

Evapotranspiración potencial anual (mm)

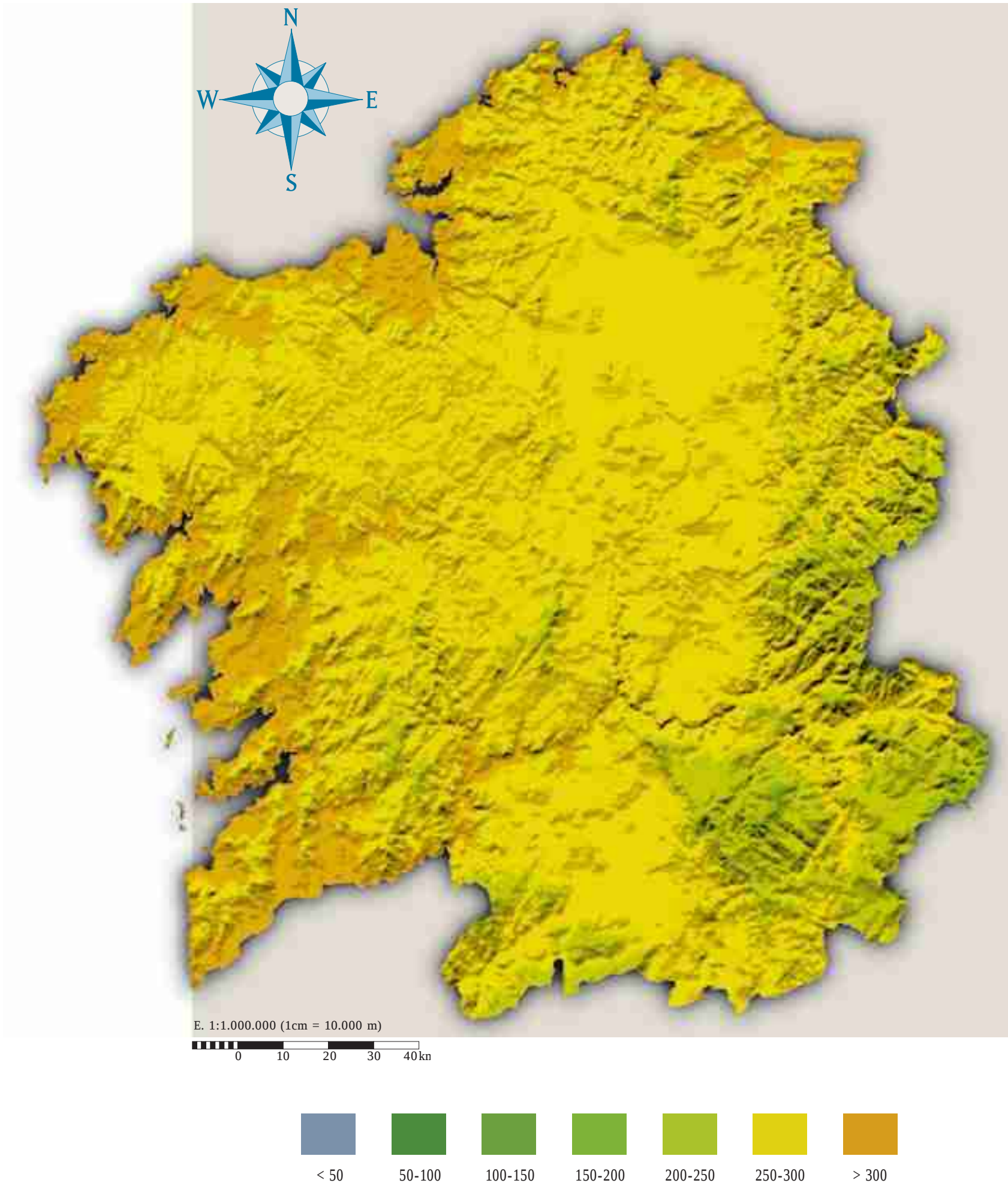




Evapotranspiración potencial de invierno (mm)

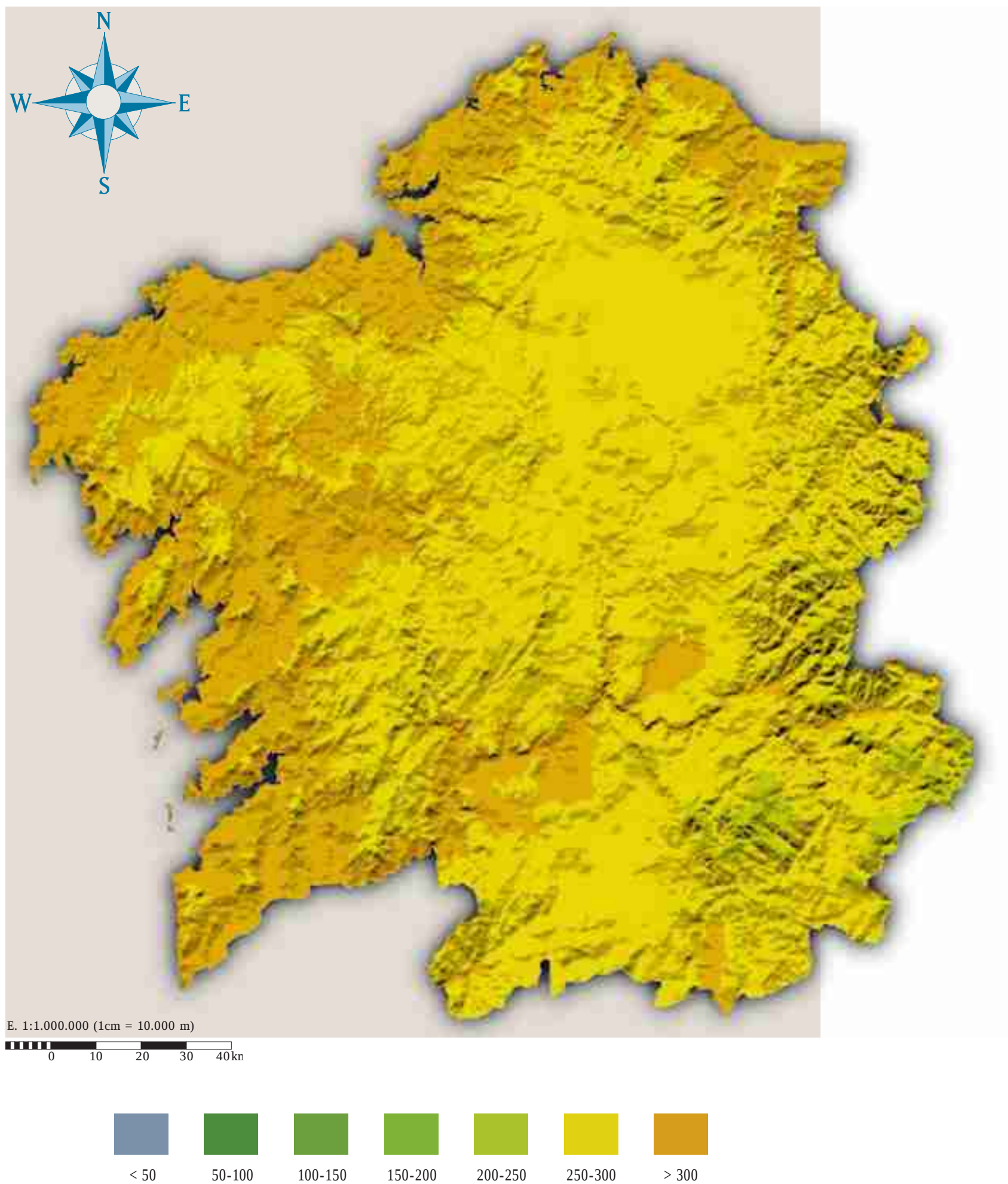


Evapotranspiración potencial de primavera (mm)

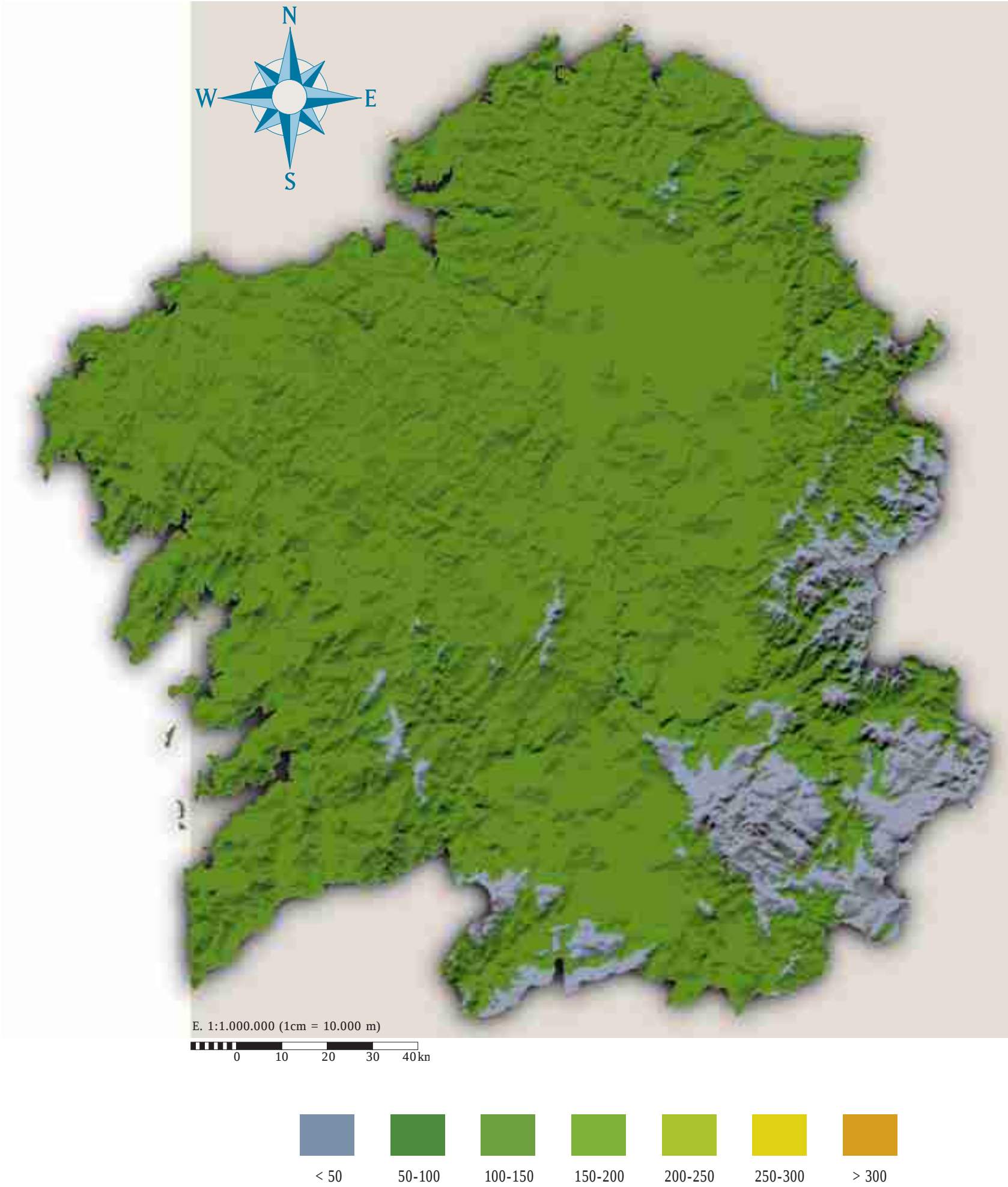




Evapotranspiración potencial de verán (mm)

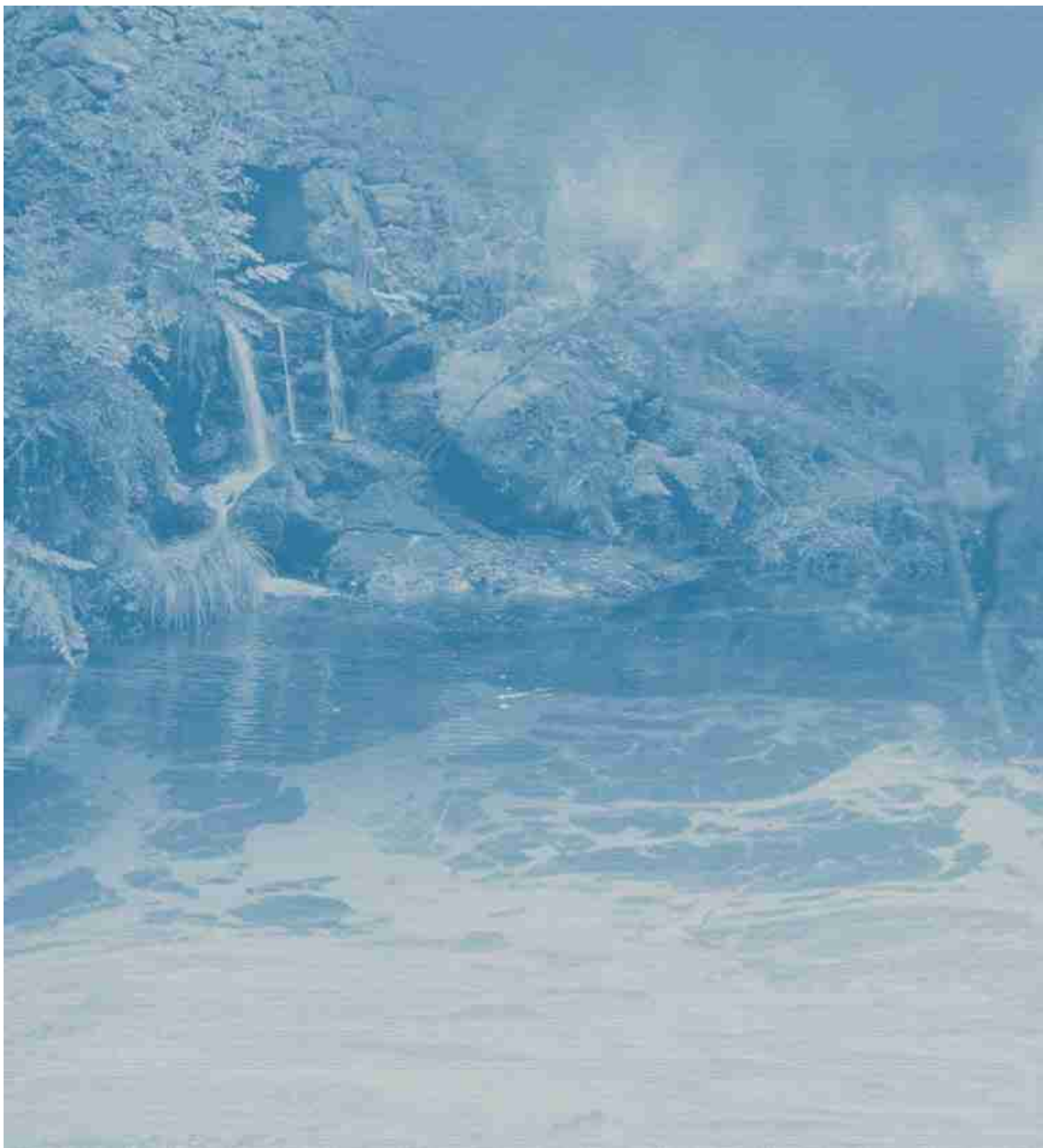


Evapotranspiración potencial de outono (mm)





A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A





BALANCE

HÍDRICO

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



BALANCE HÍDRICO

A. Martínez Cortizas, F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e F. Fernández de Ana Magán



O balance hídrico dunha área determinada defínese habitualmente coma o resultado de comparar as ganancias e perdas de auga ocorridas nun intervalo temporal dado:

$$BH = GANANCIAS - PERDAS$$

En ausencia dun control por parte do home, as ganancias están representadas pola oferta pluviométrica do clima: a precipitación; e as perdas, pola auga consumida pola vexetación xunto coa que se evapora directamente cara á atmosfera dende o solo e as superficies libres de auga: a evapotranspiración. Polo tanto, de xeito sinxelo o balance pódese reformular como:

$$BH = P - ET$$

onde P é a precipitación do período considerado e ET é a evapotranspiración. Xa se adiantou no

capítulo anterior, adicado a evapotranspiración, as dificultades que entraña a medida deste compoñente tan importante no ciclo hidrolóxico, sendo o máis habitual que sexa estimado a partir doutros datos climatolóxicos. Para escalas de análise de detalle e baixo condicións experimentais moi controladas, é posible obter medidas razoables de tódolos parámetros implicados na demanda evapotranspirativa para unha vexetación dada, pero a escalas de síntese é imposible dispor de todala información necesaria polo que soe recorrerse a definir a demanda en termos de evapotranspiración potencial (ETP).

A diferenza entre a oferta pluviométrica e a demanda evapotranspirativa, como ETP, representa a aproximación máis sinxela ó balance de auga. Cando toma valores positivos enténdese que hai un exceso de auga fronte ó consumo, fálase de exceso hídrico; cando toma valores

Representación simplificada dos termos que interveñen no balance de auga.

negativos, a oferta pluviométrica non cubre a demanda potencial da vexetación, fálase de déficit hídrico e durante o tempo en que duren estas condicións, dependendo da intensidade do déficit, as plantas poden verse gravemente afectadas, reducindo o consumo de auga, a taxa de transpiración, a súa produtividade, sufrindo estrés hídrico e chegando incluso ó marchamento. Esta aproximación, que só ten en conta as entradas e saídas de auga na atmosfera e que denominaremos balance hídrico atmosférico é adecuada para análises a nivel meso a macroescalar.

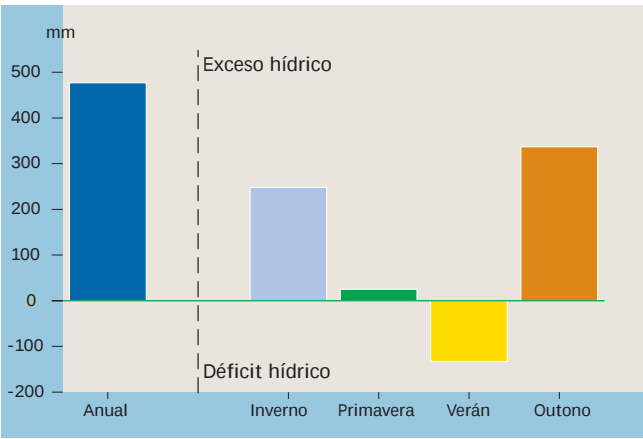
BALANCE HÍDRICO ATMOSFÉRICO

Como xa indicabamos ó describir o reparto da precipitación e da evapotranspiración, o balance entre elas (diferencia entre a oferta pluviométrica e a demanda evapotranspirativa) pon de relevo a existencia dun exceso de auga durante o período chuvioso e dun déficit durante os meses de verán. O balance hídrico ponderado indica un exceso global de 477 mm ó ano, dos que 350 mm ocorren no outono e 248 mm no inverno; mentres que a primavera aparece espacialmente equilibrada (tan só un pequeno exceso hídrico global) e o verán amosa un déficit de 127 mm.

Nas provincias costeiras atlánticas o balance anual é claramente excedentario, con 591 mm en A Coruña e 658 en Pontevedra, mentres que en Lugo e en Ourense o exceso anual, aínda que presente, tan só acada a metade do observado en Pontevedra (378 e 327 mm respectivamente). En tódolos casos o outono é a estación de maior exceso hídrico seguido do inverno, mais a pesar de que o balance global da primavera amosa un pequeno exceso a realidade é que isto só acontece nas provincias atlánticas, mentres que en Lugo e Ourense hai un pequeno déficit. O verán é deficitario nas catro provincias, sendo o déficit máis baixo o de Pontevedra e o máis elevado o de Ourense e Lugo.

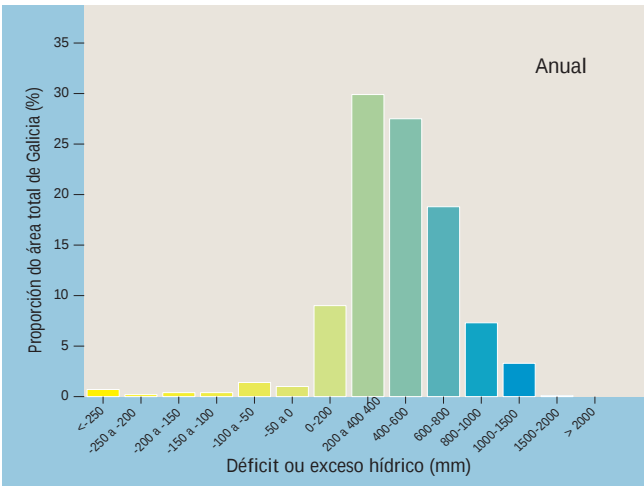
Aínda que a imaxe xeral de Galicia parece ser a dunha área con exceso de auga, unha parte importante do noso territorio ten un déficit anual de precipitación que pode chegar a valores superiores ós -250 mm (fundamentalmente o val do Miño-Sil). Xunto a iso, tamén se atopan sectores de exceso hídrico extremo que poden superar os 1.000 mm/ano. É evidente que estes últimos ocorren nas zonas de óptimos pluviométricos, controlados polo importante papel que ten o relevo (Dorsal Galega, Groba, Barbanza, Capelada, Xistral).

Valores medios ponderados do exceso ou déficit hídrico (mm) do balance hídrico a nivel global para Galicia. Nótese que a pesar do exceso hídrico a nivel anual, estacionalmente tan só o inverno e o outono son claramente excedentarios; a primavera amosa un balance equilibrado entre as áreas con déficit e aquelas con exceso, mentres que o verán é a estación onde se concentra o déficit hídrico dun xeito xeralizado.

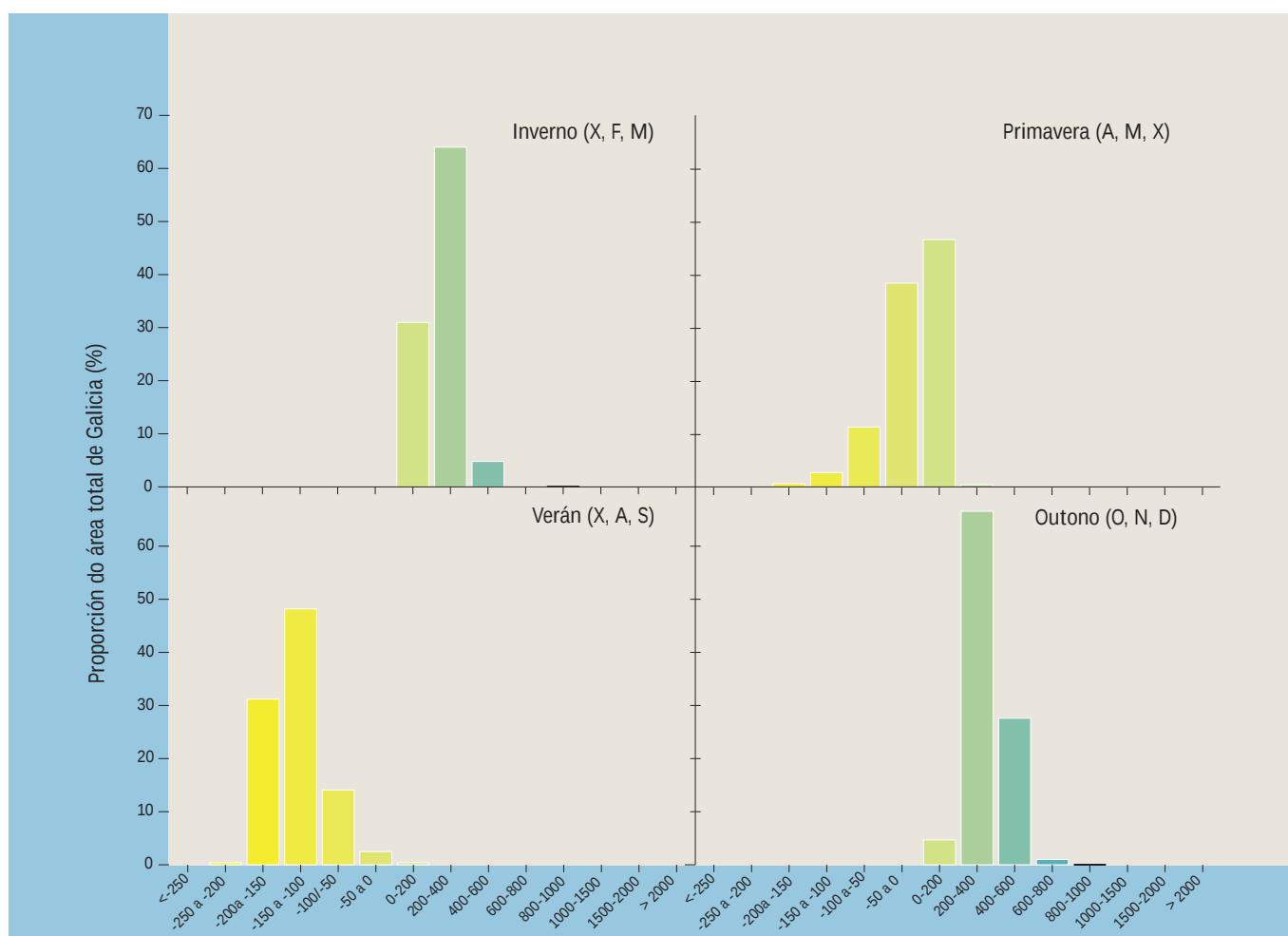


Valores medios ponderados do exceso ou déficit hídrico (mm) amosado polo balance de auga nas catro provincias galegas.

	Anual	Inverno	Primavera	Veran	Outono
A Coruña	591	299	17	-124	399
Lugo	380	223	-12	-144	311
Ourense	327	203	-17	-145	286
Pontevedra	663	321	25	-111	423



Proporción da área total de Galicia que amosa un déficit ou exceso hídrico determinado a nivel anual. Aínda que a meirande parte de Galicia presenta un balance excedentario, cun exceso hídrico que pode acadar máis de 1.000 mm ó ano, unha proporción non despreziable do territorio ten un balance anual deficitario.



Proporción da área total de Galicia que amosa un déficit ou exceso hídrico determinado a nivel estacional.

As clases de balance anual dominantes son as de 200-600 mm de exceso hídrico, que en conxunto representan cáseque o 60% da superficie de Galicia. As de exceso extremo, con máis de 1.000 mm, ocupan un 5% da área de Galicia, mentres que aquelas con déficit ocupan cáseque un 10%.

A nivel estacional, como xa queda dito, son o outono e o inverno as épocas nas que se produce un exceso hídrico importante, dominando a clase de 200-400 mm, de xeito que máis dun 60% do territorio galego amosa un exceso deste nivel. No outono, nembargantes, tamén é importante a clase de 400-600 mm de exceso, cun 28% da superficie de Galicia.

Pola contra, a depresión pluviométrica, dependente da estacionalidade climática nas nosas latitudes, provoca un balance negativo no verán e incluso na primavera para algúns sectores. As clases dominantes no verán son as de -200 a -150 mm e -150 a -100 mm de déficit (80% da superficie). Na primavera o déficit maioritario non supera os -50 mm, e a clase dominante correspóndese cun exceso hídrico de 0 - 200 mm (47%).

O PAPEL DOS SOLOS NO BALANCE DE AUGA

A vexetación, que desempeña un papel chave no retorno de auga cara á atmosfera, raramente depende de forma directa da auga da choiva para a súa subministración hídrica. A meirande parte da auga consumida pola vexetación é extraída do solo polas raíces, transportada ata as follas e liberada cara á atmosfera polos estomas. Isto quere dicir que os solos xogan un papel de primeira magnitude no ciclo hidrolóxico.

Os solos reteñen auga en función das súas características estruturais (espacio poroso, xeometría interna, agregación, ...), químicas e mineralóxicas (tipo de compostos orgánicos, tipos de arxilas, etc). A auga está retida a diferentes enerxías, polo que as plantas deben exercer unha succión para extraela do solo. Nos solos con texturas nas que dominan os compoñentes grosos (areas e limos grosos) os poros tenden a ser grandes e reter a auga a baixa enerxía, sendo fácil a súa extracción; pola contra, cando predominan os compoñentes finos (arxilas), os poros son de pequeno

Síntese das propiedades medias dos solos que inflúen na reserva de auga útil, en función do material de partida dos mesmos. Horiz.: horizonte do solo; % C: proporción de carbono orgánico; Grosos: proporción de gravas e pedras (%); Finos: proporción de limos finos e arxilas (%); Prof.: profundidade media do horizonte; RAUh: auga útil do horizonte en mm por dm de profundidade; RAUt: reserva de auga útil total do solo en mm.

Material de partida	Tipo de perfil	Horiz.	% C	Grosos	Finos	Prof. (cm)	RAUh	RAUt
GRANITOS	AR	A	6	30	25	20	17'1	34
		A	6	30	25	30	17'1	
	AC	C	0	40	25	30	7'3	73
		A	6	10	25	30	22'0	
	ABC	B	1	20	25	20	9'7	
		C	0	30	25	50	8'5	128
XISTOS	AR	A	5	20	45	20	26'3	53
		A	5	20	45	30	26'3	
	AC	C	0	30	45	100	15'3	232
		A	5	0	45	30	32'9	
	ABC	B	0'5	30	45	50	12'0	
		C	0	10	45	100	21'9	378
PIZARRAS	AR	A	6	10	45	20	30'7	61
		A	6	10	45	20	30'7	
	AC	C	0	50	55	30	13'1	101
		A	6	10	45	30	30'7	
	ABC	B	1	30	45	30	18'4	
		C	0	50	55	30	13'1	187
MATERIAIS BÁSICOS	AR	A	5	0	45	20	32'9	66
		A	5	0	45	20	32'9	
	AC	C	0	0	60	100	28'5	350
		A	5	0	45	30	32'9	
	ABC	B	0'5	20	45	20	13'7	
		C	0	0	60	100	28'5	411
SEDIMENTOS	AC	A	5	10	45	20	32'9	
		C	0	10	45	150	19'7	361
	ABC	A	5	10	45	20	29'6	
		B	0'5	10	45	20	15'4	
		C	0	10	45	150	19'7	385

propiedades edáficas máis importantes no cálculo da reserva de auga total son:

- A textura dos diversos horizontes ou capas, que reflecte a distribución do tamaño dos poros e con iso a auga que pode ser retida a cada nivel de presión de succión (enerxía de retención).
- O contido de materia orgánica, que inflúe tanto no tamaño dos poros ó agregar as partículas do solo, como na cantidade de auga retida por grupos funcionais higrófilos (OH, COOH). Intervén tanto un factor de cantidade como de calidade da materia orgánica.
- A proporción de materiais grosos, gravas e pedras, que non contribúen á retención de auga.
- A profundidade de cada horizonte ou capa cunha combinación particular de textura, contido de materia orgánica e proporción de materiais grosos.

A reserva total de auga obteríase como a suma das reservas individuais de tódolos horizontes ou capas que formen o solo. O modelo matemático para cada horizonte é o seguinte:

$RAU = (24'1 + 10'8 \text{ Ln IFG} + 6'8 \text{ Ln C}) \times (1-MG)$

sendo Ln a base dos logaritmos naturais, IFG un índice textural (a relación entre as proporcións de compoñentes finos e grosos da terra fina), C a proporción de carbono orgánico e MG a proporción de materiais grosos que non interveñen na retención de auga.

A auga que é retida polo solo é cedida ás plantas cando a oferta pluviométrica é insuficiente, constituíndo un reservorio de grande importancia nas áreas con déficit de precipitación. Dependendo do estado da reserva e das relacións entre a oferta e a demanda hídrica o balance de auga pasa por diversas etapas ó longo do ano:

- *Período de infiltración e esorrentía*: ten lugar cando a precipitación supera a ETP e a reserva de auga está ó máximo. Nestas condicións o exceso



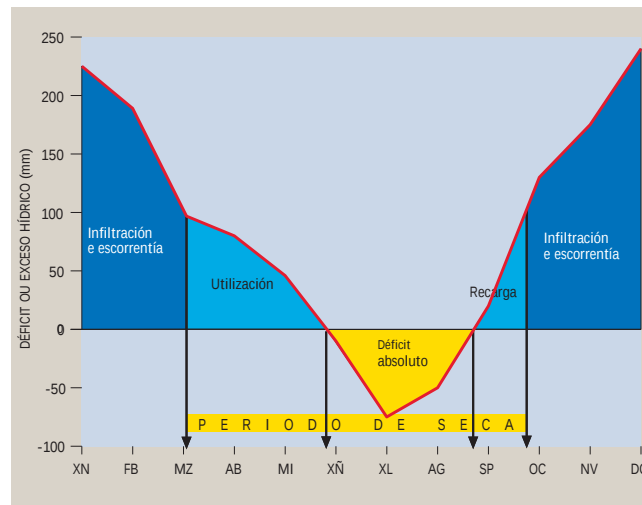
de auga circula verticalmente no solo por infiltración e drenaxe ou superficialmente por escorrentía. O predominio dun ou doutro mecanismo está regulado pola permeabilidade do solo -a súa conductividade hidráulica- e a pendente do terreo, que cando é elevada favorece o movemento superficial da auga.

- *Período de utilización:* cando a precipitación non cobre a demanda total de auga a vexetación consume a almacenada na reserva do solo, polo que a RAU presenta valores inferiores ó máximo.

- *Período de seca absoluta:* a reserva de auga do solo está esgotada e a demanda supera a oferta pluviométrica habendo un déficit de auga.

- *Período de recarga:* unha vez que a precipitación volta a ser excedentaria sobre a ETP, o exceso é aceptado inicialmente polo solo ata acadar o seu nivel máximo de reserva de auga. A partir dese momento comezará o período de infiltración e escorrentía.

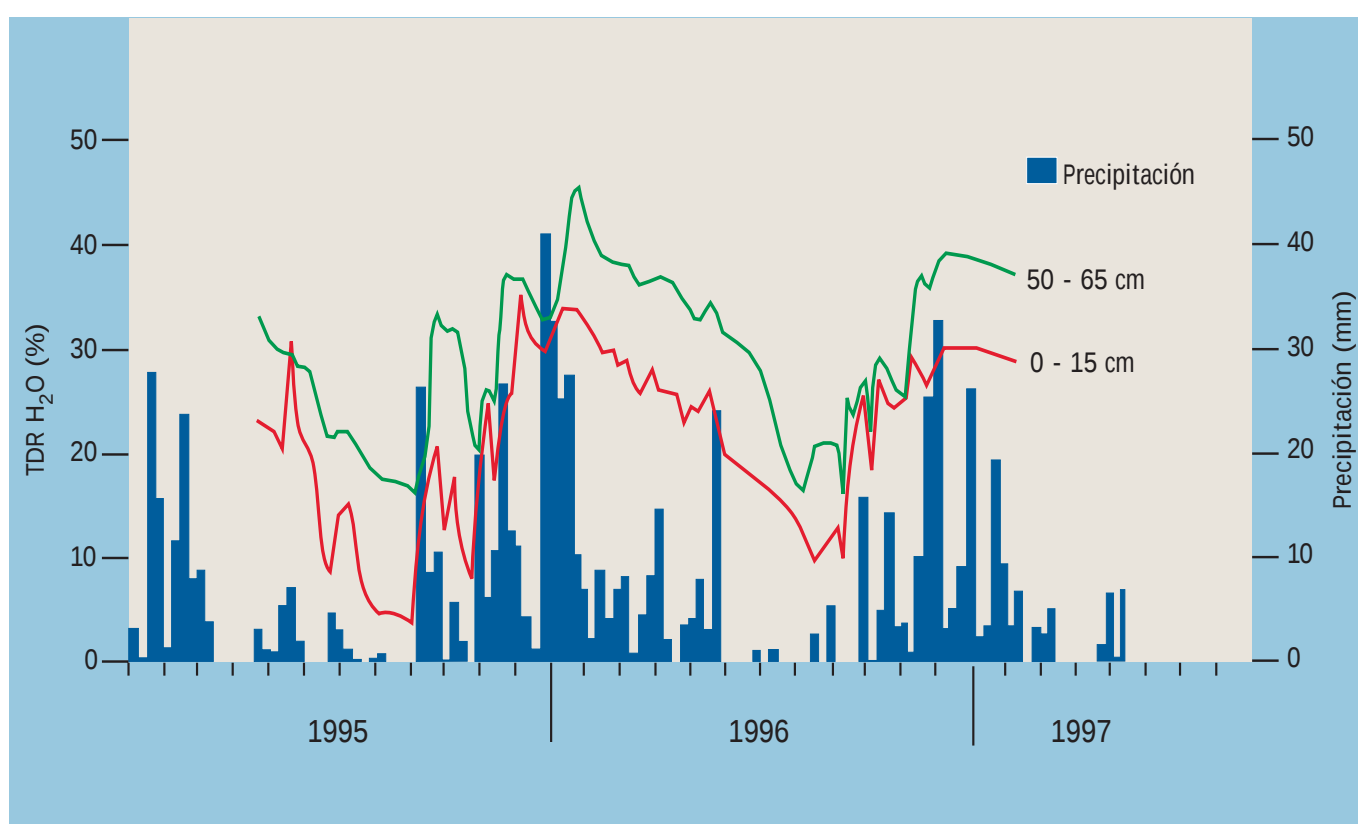
Existen diversos modelos matemáticos de balance hídrico, que simulan o comportamento do solo en termos de ganancias -humectación- e perdas de auga -desección-. A humectación e a



Representación teórica dos períodos do balance hídrico e duración dos mesmos para un solo cunha reserva de auga de 100 mm. A infiltración e a escorrentía soen comezar a mediados ou finais de outubro, marcando o remate do período de seca, e finalizar entre principios e mediados de marzo. A partir deste momento empeza a seca, na que inicialmente as plantas consumen a auga da reserva útil do solo -período de utilización-, ata o eventual esgotamento da mesma, que soe ocorrer a mediados de xuño, dando lugar a un déficit absoluto de auga que se prolonga ata mediados de setembro -inicio do período de recarga-.

desección réxense por procesos complexos non-lineais dependentes da natureza dos distintos horizontes do solo, que fan que este desempeñe un papel activo na transferencia de auga entre os reservorios principais -atmosfera e hidrosfera- e na súa oferta para a biota, a cal tamén inflúe de xeito directo no contido de auga dos solos nas áreas vexetadas. A aplicación destes modelos permite obter estimacións das datas de comezo e cesamento de cada un dos períodos do balance hídrico e das cantidades de déficit e/ou exceso de auga para un ano estándar, para anos específicos ou para secuencias de anos consecutivos.

Tamén é posible obter medidas directas da evolución do contido de humidade do solo por



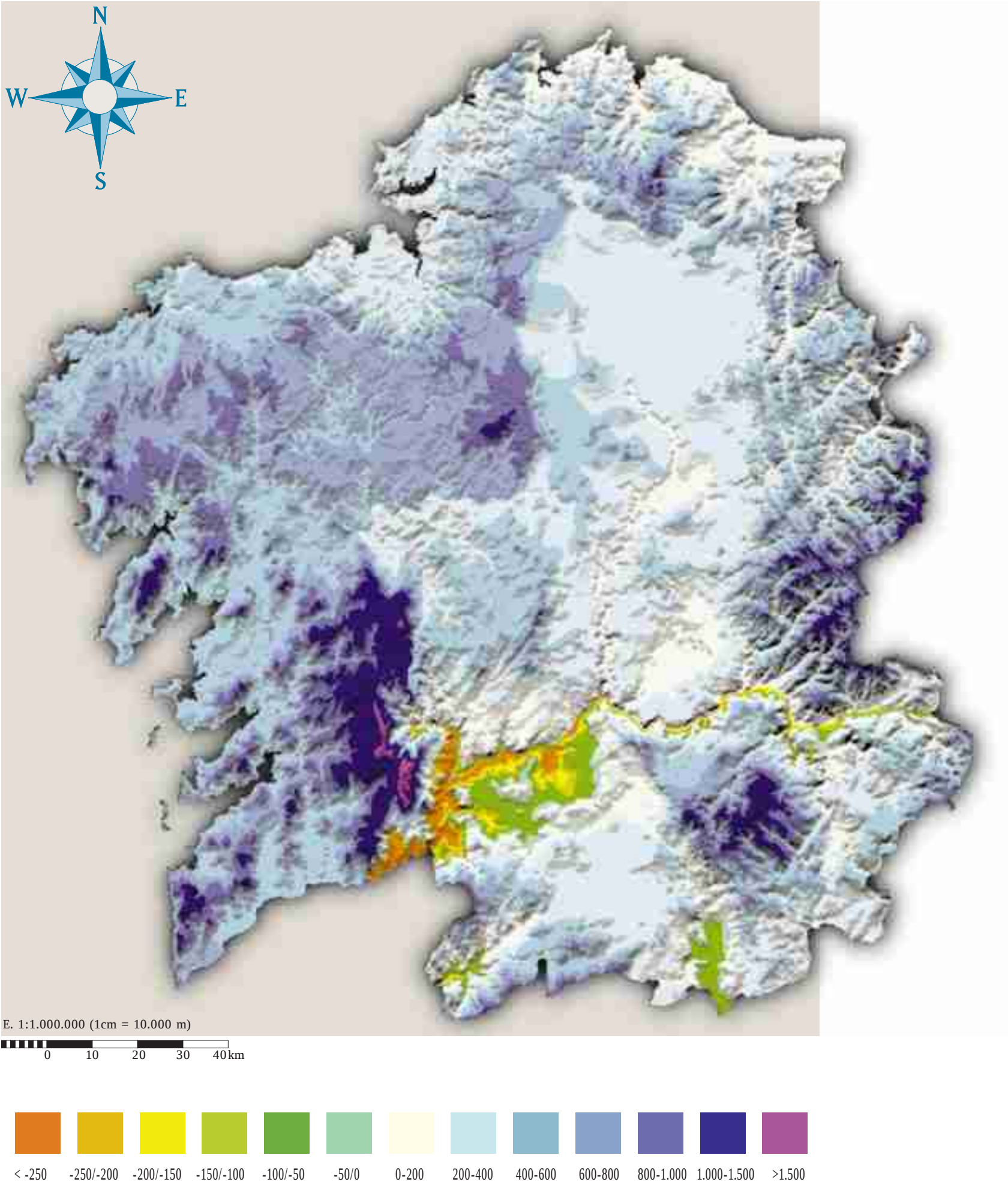
Evolución do contido de humidade e da precipitación diaria durante un estudo de dous anos nun solo de carballeira (Silleda, Pontevedra), desenvolvido sobre sedimentos graníticos. O contido de humidade mediuse a dúas profundidades, na superficie do solo, entre 0-15 cm, e en profundidade, entre 50-65 cm. A humidade variou en función da precipitación, aumentando ou diminuindo coa mesma, se ben amosa un certo atraso respecto ós máximos de precipitación, sobre todo nos horizontes profundos do solo, debido ó retardo na infiltración da auga. Ó tratarse dun solo de porosidade elevada e alta conductividade hidráulica, non chegou a saturarse máis que por períodos breves de tempo; nembargantes si amosou un claro descenso do contido de auga durante os meses de verán, sendo máis intenso na superficie do solo que en profundidade (fonte: Centro de Investigacións Forestais de Lourizán -Pontevedra- e Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola da Universidade de Santiago de Compostela).

medio de técnicas de campo. As máis recentes destas técnicas son as denominadas TDR (Time Domain Reflectometry), de grande precisión, reproducibilidade e non destructivas. Os resultados dos experimentos de campo amosan a importancia do déficit estival nos bosques de Galicia, con importantes descensos do contido de auga na superficie do solo e algo máis moderados en profundidade. Ademais de pór de relevo a importancia das propiedades edáficas, xa mencionadas, e do control da evolución da humidade por parte da precipitación, tamén suxiren que a estrutura das masas arbóreas -a súa distribución de copas e claros- inflúe no contido de auga do solo o regula-la proporción da precipitación que chega a superficie do solo -precipitación efectiva-.

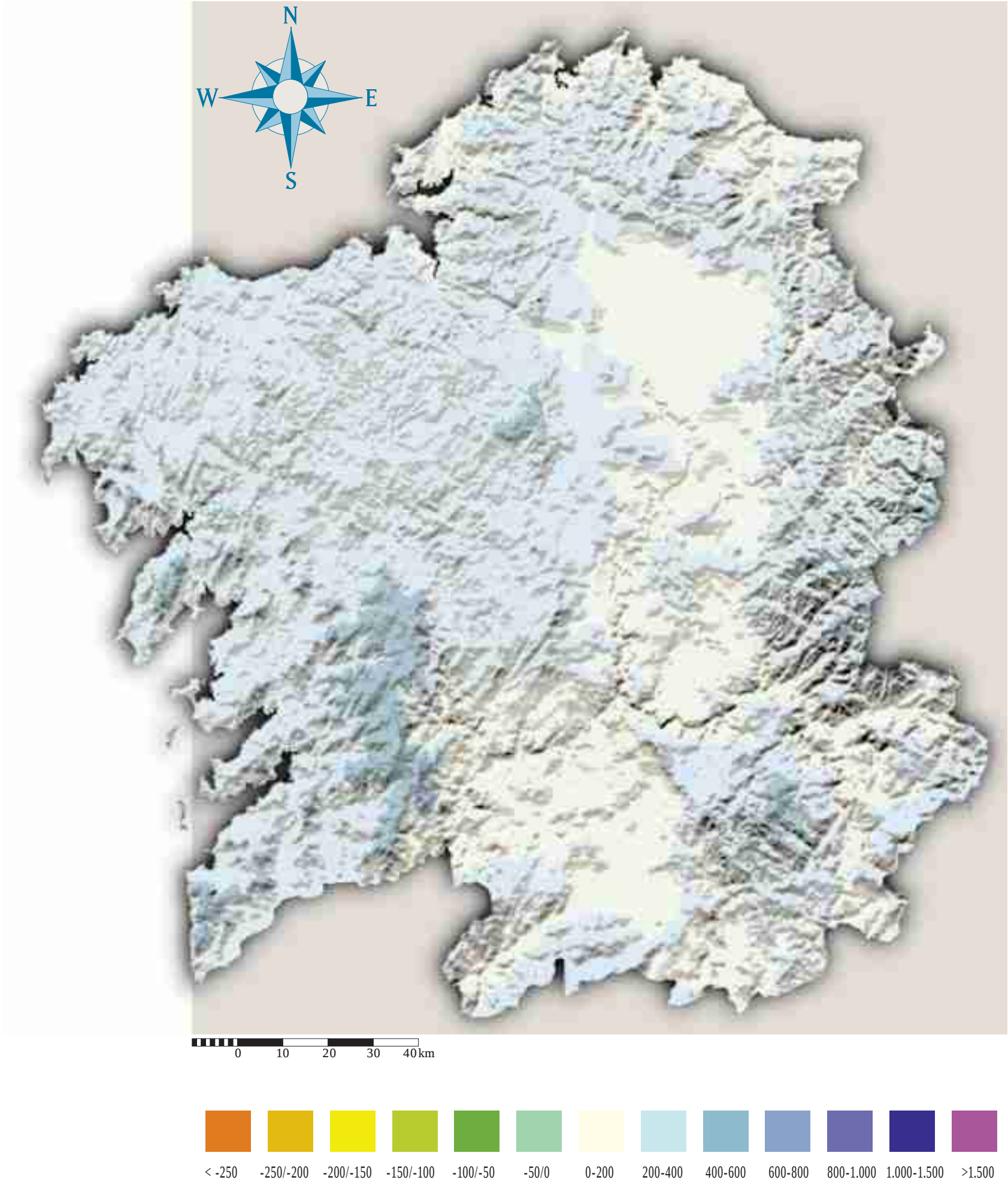
Outra aplicación dos estudos sobre o balance hídrico é o cálculo dos coeficientes de aportacións hídricas potenciais, ou sexa, a proporción da precipitación total que, unha vez axustados tódolos termos do balance, queda libre para alcanzar os reservorios de auga -ríos, lagos...-, a eventual carencia de aportes e en que momento do ano teñen lugar, de grande importancia para unha planificación hidrolóxica. Aínda que existen algunhas aproximacións deste tipo a escalas de síntese para Galicia, estes estudos presentan unha gran complexidade dada a enorme variabilidade dos solos e das propiedades dos mesmos que condicionan o seu comportamento hidrolóxico. A iso únese a carencia, polo momento, dunha apropiada cartografía de solos de Galicia.



Balance hídrico anual (mm)

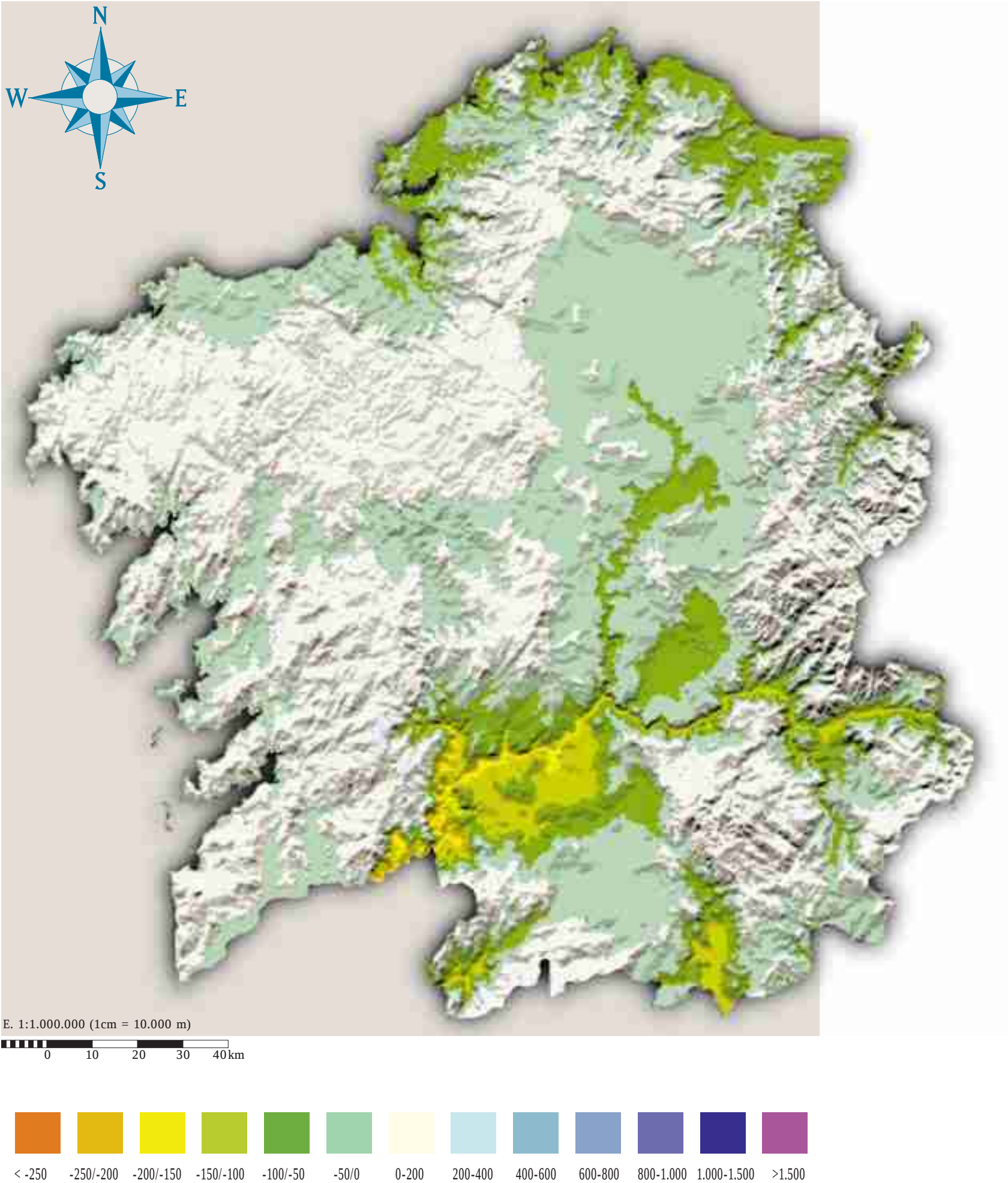


Balance hídrico de invierno (mm)

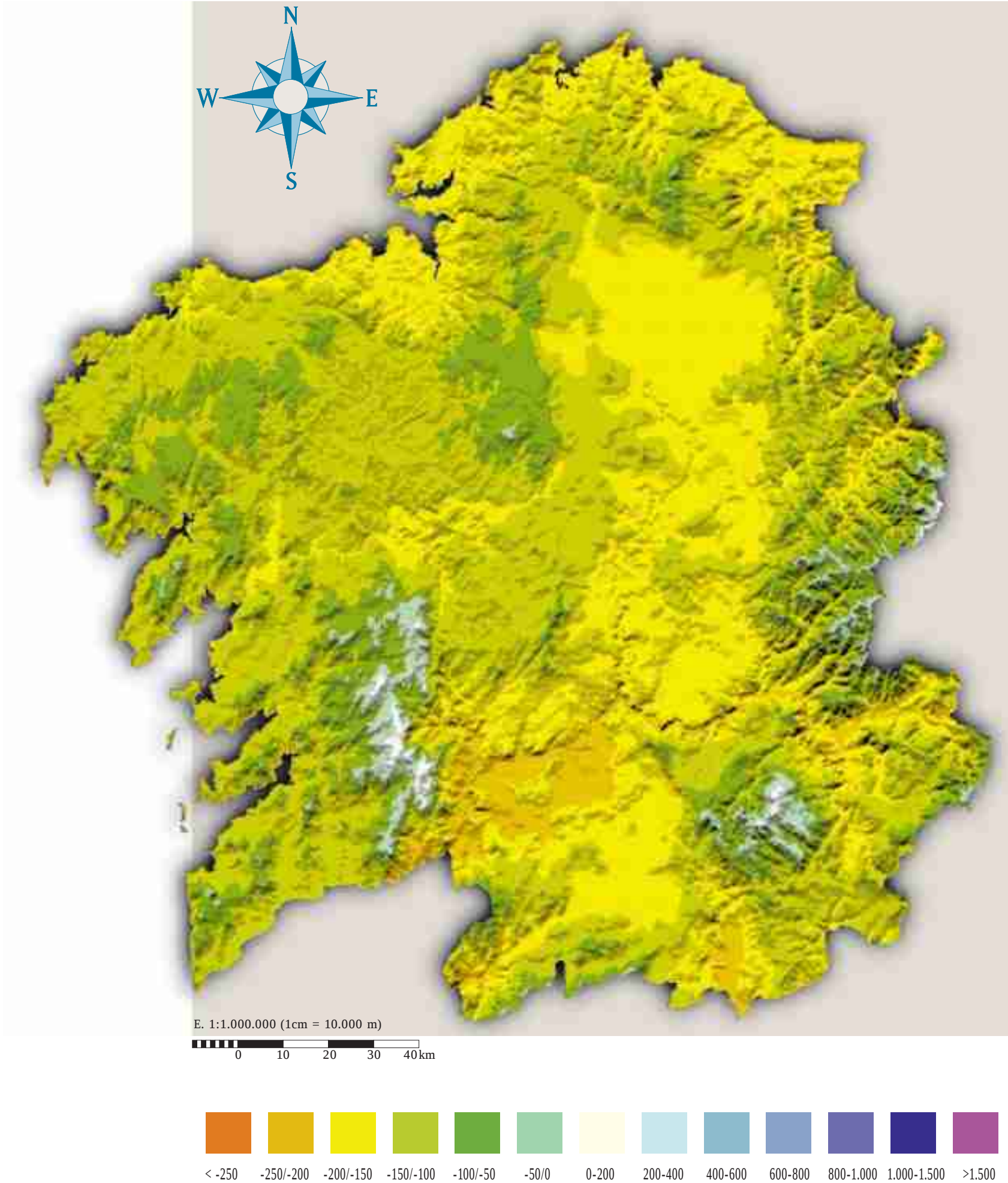




Balance hídrico de primavera (mm)

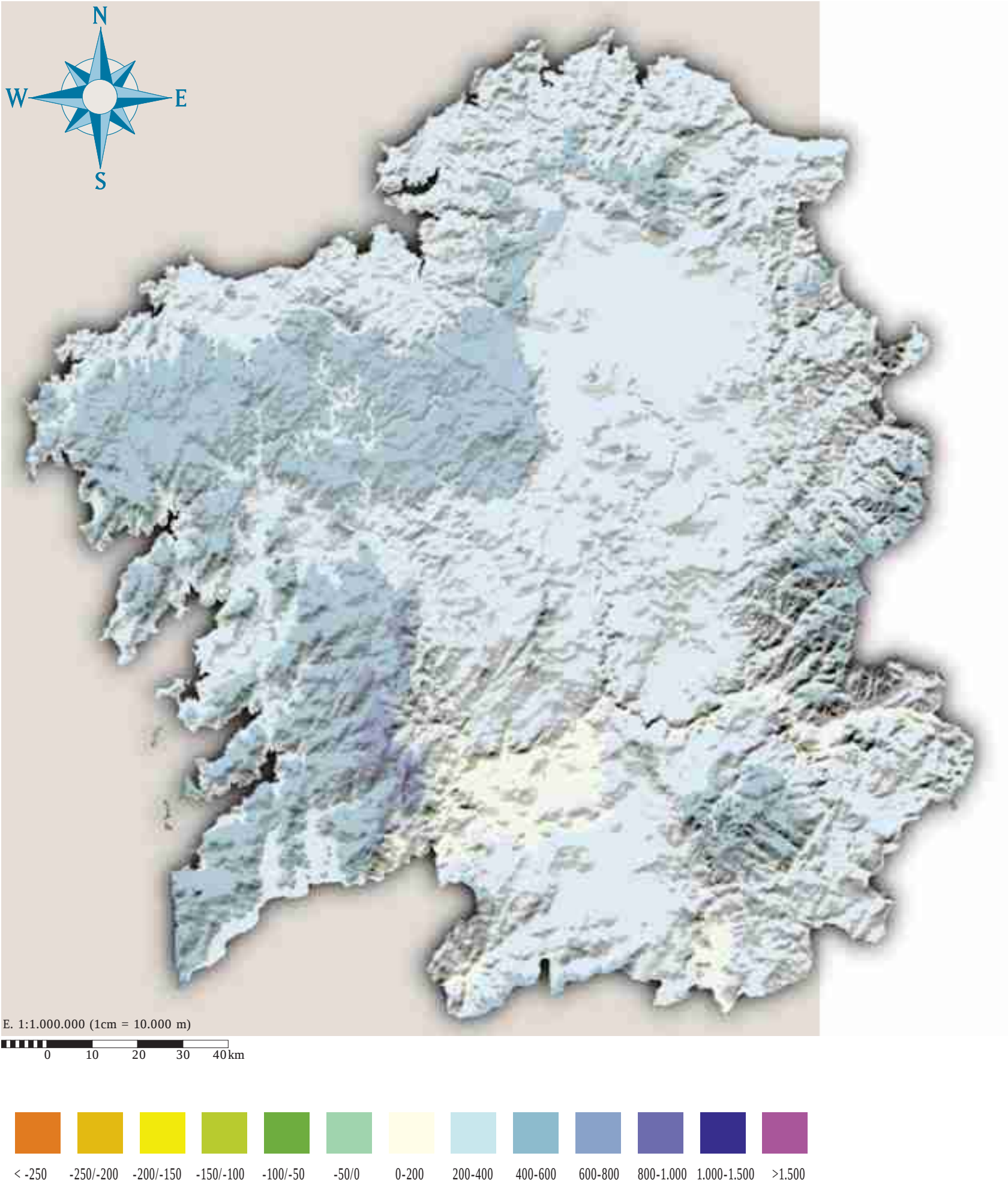


Balance hídrico de verán (mm)





Balance hídrico de outono (mm)



A·T·L·A·S C·L·i·M·Á·T·i·C·O D·E G·A·L·i·C·i·A





RISCOS CLIMÁTICOS

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



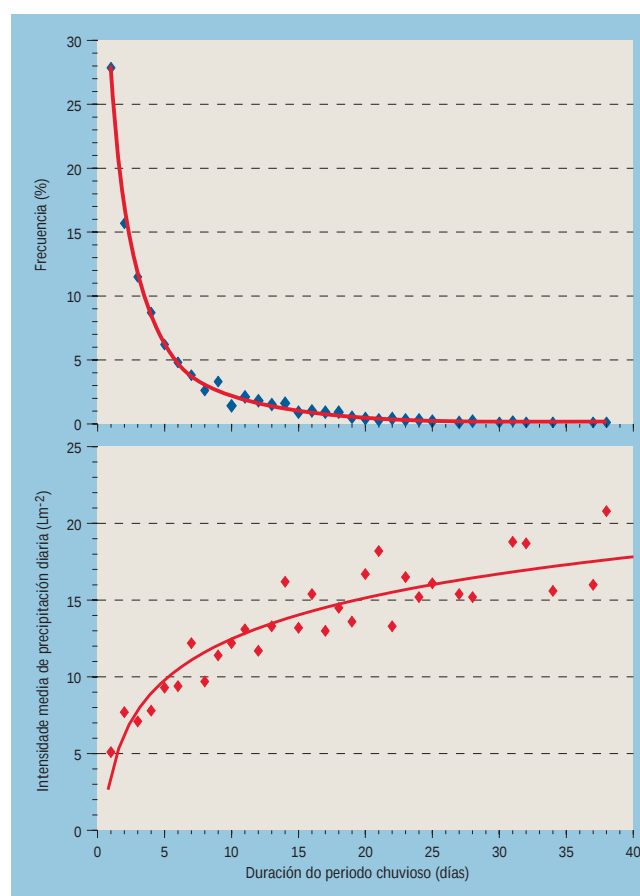
RISCOS CLIMÁTICOS

F. Castillo Rodríguez, A. Pérez Alberti e A. Martínez Cortizas

INUNDACIÓNS

As inundacións son un aspecto relevante das relacións clima-auga-territorio e un problema importante na xestión dun recurso que ocasionalmente pode dar lugar a sucesos catastróficos; de aí que determinados esforzos se encamiñen á identificación e predición das situacións de risco, moi en particular dos eventos chuviosos extraordinarios. Mais a choiva é un fenómeno de natureza basicamente irregular no tempo e no espacio, e Galicia non é allea a esta situación, a cal se manifesta, de xeito extremo, en episodios anómalos de seca invernala ou en episodios de elevada precipitación –ben debidos a unha concentración da eficiencia pluviométrica en períodos curtos de tempo ou ben a secuencias prolongadas de días chuviosos-. Estes últimos adoitan desencadear inundacións en áreas cunhas particularidades xeomorfolóxicas, xeolóxicas ou edáficas –substratos impermeables- que as fan especialmente susceptibles. Tal é o caso das depresións tectónicas terciarias do interior de Galicia, como as da Terra Chá, Monforte, Maceda, Xinzo de Limia, etc.; ou da costa atlántica, como é o caso da área de Padrón. Dado que o proceso de inundación é o resultado da combinación de factores do terreo e condicións climatolóxicas determinadas, é necesario unha análise de cada un deles e unha visión conxunta para a correcta avaliación dos riscos de inundación e/ou avenidas, así como para a xestión que derive dos impactos previstos.

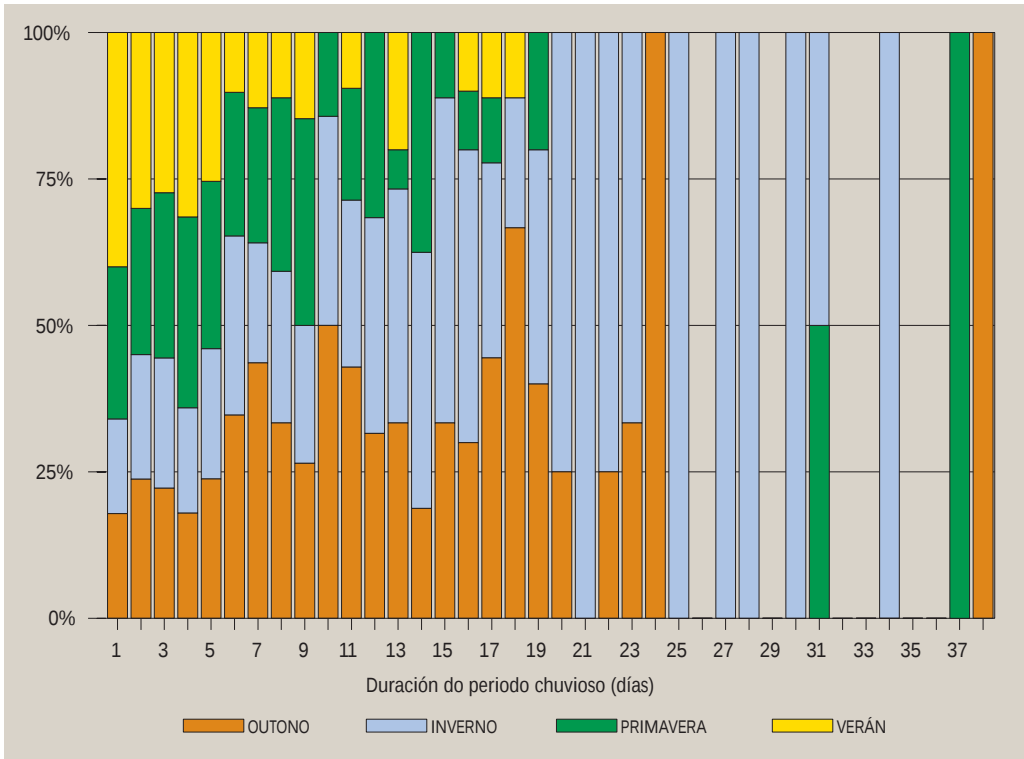
A través do estudio das series diarias de precipitación e dos tipos de tempo, é posible detallar as relacións entre a duración e a intensidade pluviométrica e identificar as secuencias de días de elevadas precipitación, así como a dinámica atmosférica baixo a cal se xeran –tipos de tempo.



Frecuencia dos períodos de choiva de duración crecente e relación entre a intensidade media diaria e a duración do período de choivas (rexistro da estación de Lourizán para os últimos 40 anos).

Empregando o rexistro diario de precipitacións dos últimos 40 anos para a estación de Lourizán (facilitado pola sección de Climatoloxía do Centro Forestal de Lourizán), apréciase que o evento chuvioso máis prolongado durou 38 días, entre o 5 de decembro de 1981 e o 11 de xaneiro de 1982, acumulándose 792 L m⁻² de auga, cunha intensidade diaria media dunha 21 L m⁻²; se ben en 22 días superáronse os 20 L m⁻² e en 10 días os 30 L m⁻². O día máis chuvioso (12/12/1981) recolléronse 81 L m⁻². Nembargantes, a tendencia xeral é a que a frecuencia dos períodos de chuvias baixe o aumenta-la duración, axustándose a un modelo markoviano –cadea de Markov de segunda orde-.

Os períodos de baixa duración son maioritarios na primavera e no verán, mentres que a partir dos 10 días de duración estes son característicos do outono e o inverno.



Frecuencia estacional para períodos chuviosos de duración crecente na estación de Lourizán (últimos 40 anos).

SITUACIÓNS DE ELEVADA PRECIPITACIÓN

A pesar da frecuencia da precipitación na fachada atlántica de Galicia –a terceira parte dos días do ano poden considerarse como chuviosos- e dunha certa homoxeneidade nos mecanismos atmosféricos implicados, algúns períodos chuviosos teñen que ser considerados como de elevada precipitación. Esta situación pode deberse a unha alta intensidade pluviométrica en períodos curtos de tempo, ou a unha duración prolongada do período chuvioso que leve con sigo unha alta

aportación global. Os períodos de alta precipitación representan un 10% das secuencias de días chuviosos, dándose de unha a sete veces por ano e sendo a aportación acumulada media de 190 L m⁻² cando o período é de curta duración e de 300 L m⁻² cando é de longa duración.

Xaneiro é o mes cun maior número de eventos de elevada precipitación, seguido de febreiro, outubro, marzo, novembro e setembro. Os demais meses amosan valores moi inferiores, e incluso en agosto non se rexistrou ningún destes períodos. O primeiro cuadrimestre do ano é no que a frecuencia deste tipo de eventos é maior, seguido, loxicamente nas nosas latitudes, do último trimestre do ano. Outro aspecto a destacar é o cáseque absoluto predominio da compoñente SW nos ventos de superficie asociados ós extremos de precipitación.

Estas situacións son xeradas por condicións atmosféricas propiciadoras dunha forte inestabilidade a gran escala, é dicir, que favorecen amplos movementos verticais tanto de aire húmido como seco. Tales procesos desencadean uns tipos de tempo caracterizados por unha forte actividade condensadora e abundante nubosidade. Estas condicións ciclónicas asócianse a afondamentos que, en forma de valgadas, sitúanse preto da vertical de Galicia, sobre todo se é afectado o ramal ascendente da valgada. Este sector é o de

Táboa resumo dos períodos de elevada precipitación (PEP) en Lourizán nos últimos 40 anos.

Día: día de precipitación máis elevada de cada mes; Ano: ano no que se rexistrou o máximo de precipitación; PEP: número de períodos de elevada precipitación; Frecuencia de PEP: frecuencia mensual de períodos de elevada precipitación.

Considérase que un período é de elevada precipitación se presenta precipitacións extraordinarias ou se a precipitación acumulada é superior a 1'5 veces a precipitación esperada a partir do modelo da figura anterior.

	Día	Ano	Temperatura máxima	Temperatura mínima	Precipitación	Vento	PEP	Frecuencia de PEP	Frecuencia estacional
Xaneiro	17	1969	14'8	6'2	92'5	SW	22	18'3	
Febreiro	8	1985	15'7	9'2	93'6	SW	14	11'7	Inverno
Marzo	30	1962	14'0	13'0	68'0	S	13	10'8	40'8
Abril	11	1979	14'2	8'2	66'8	SW	6	5'0	
Maio	10	1970	14'2	8'0	57'7	SW	5	4'2	Primavera
Xuño	24	1974	16'5	12'1	90'6	SW	3	2'5	11'7
Xullo	24	1971	20'1	16'3	85'6	SW	1	0'8	
Agosto	6	1983	33'4	15'7	50'4	SW	0	0	Verán
Setembro	27	1975	20'3	16'7	112'4	SW	10	8'3	9'1
Outubro	14	1987	20'3	15'4	106'7	SW	14	11'7	
Novembro	9	1985	20'5	18'8	105'6	SW	12	10'0	Outono
Decembro	7	1978	17'0	11'4	125'7	SW	20	16'7	38'4



maior advección e vorticidade negativa e onde as isohipsas amosan maior difluencia. Condicións todas elas moi favorables á inestabilidade.

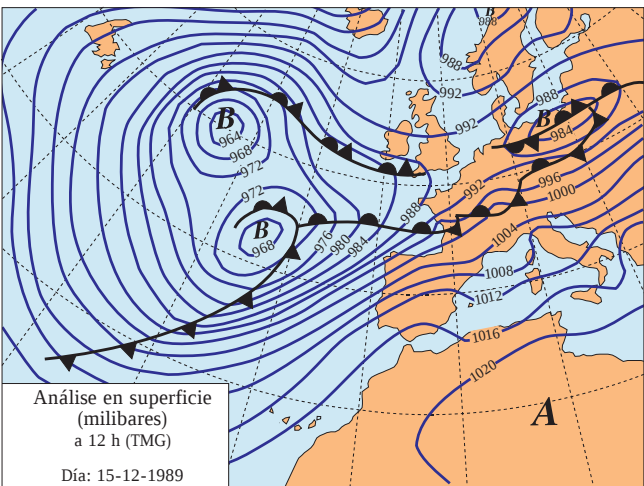
O mecanismo descrito relaciónase con índices de circulación lentos ou meridianos, aínda que non debe esquecerse que tamén se pode falar de condicións ciclónicas baixo circulación zonal, sempre e cando o fluxo discorra por latitudes inferiores ó normal para a estación considerada, permitindo o paso de familias de borrascas ondulatorias da Fronte Polar. En todos estes casos definibles como ciclónicos, a topografía dos 500 hPa marca a existencia de baixas temperaturas relacionadas coa entrada de aire frío de diversa etioloxía.

Os tipos de tempo característicos destas situacións de elevada pluviometría son basicamente tres: ciclónicos advectivos do oeste (CW e CWi), ciclónicos advectivos do soroeste (CSW) e convectivos locais de tipo gota fría. Estes tipos xa foron descritos no apartado de tipos de tempo.

EXEMPLOS DE SITUACIÓNS DE INUNDACIÓN NA ÁREA DE PADRÓN

No cadro seguinte recóllense algúns datos climatolóxicos referentes ás catro últimas inundacións na área de Padrón.

A excepción das inundacións do 20-21 de decembro de 1989, as inundacións foron precedidas dun período previo de forte aportación pluviométrica que actuou de preámbulo o mecanismo hidrolóxico que dispara o desbordamento fluvial –efecto de acumulación–; se ben as cantidades totais son variables, a intensidade media diaria tende a ser alta. Polo xeral, o inicio deste período previo vén marcado polo establecemento dunhas condicións circulatorias estables, que perviven durante e despois das inundacións.



Situación ciclónica do oeste ocorrida o 15 de decembro de 1989, durante un dos períodos de inundacións na área de Padrón. Esta situación sinóptica propiciou abundantes precipitacións diarias, superiores ós 30 L m⁻², na meirande parte dos observatorios da fachada atlántica.

Nos casos do ano 1977 e 1978, ó comezo da secuencia chuviosa instálase un claro dispositivo zonal que favorece o tránsito de fronteas asociadas as familias de borrascas atlánticas, que só son interrompidas por períodos de 2-4 días polos característicos anticiclóns de “fin de familia”. O período coincidente coa inundación mantén ese claro fluxo zonal pero condicionado esencialmente por unha profunda borrasca –792 hPa– centrada ó sureste das Illas Británicas, cun radio de acción que afecta de cheo ó territorio galego e posibilita que o seu sistema frontal asociado varra nidiamente todo o norte peninsular.

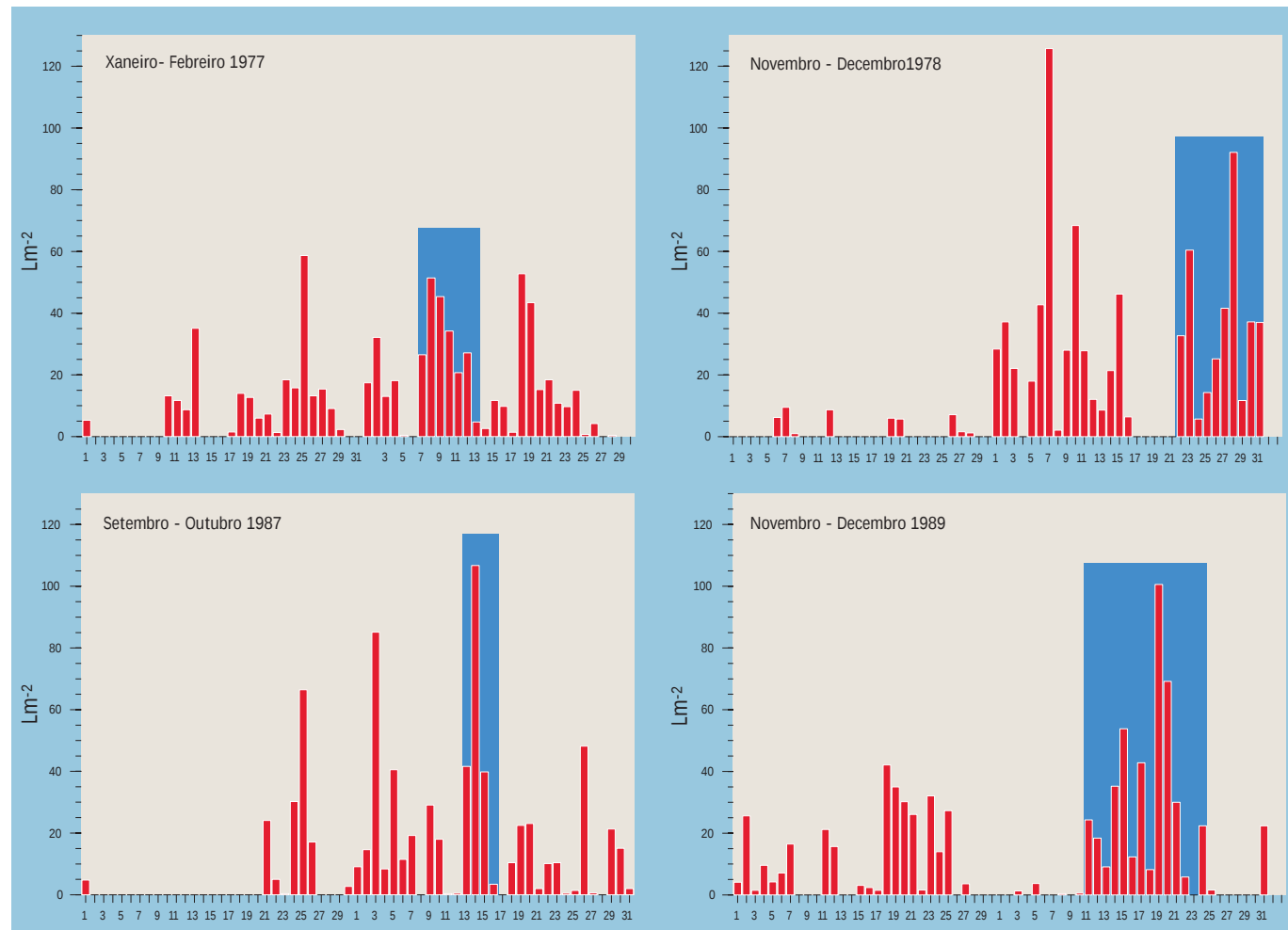
Os feitos de outubro de 1987 sucederon de xeito diferente. O 30 de setembro inaugúrase cunhas condicións de circulación meridiana, próximas ó bloqueo, nas que unha valgada localizada fronte ás costas galegas dá lugar a un fluxo de compoñente suroeste que arrastra unha fronte fría responsable da precipitación. A situación evoluciona cara a unha disposición zonal que se mantén pouco tempo, pero que intensifica as chuvias e desencadea a inundación. Este breve episodio zonal dá paso a un retorno das condicións previas claramente meridianas.

A diferenza dos casos anteriores, no episodio de decembro de 1989 non se rexistra un efecto acumulativo previo, senón que as inundacións

Data inundación	Periodo	Pac	Pdm	Data previa	Pacp	Pdmp	Situación sinóptica
10 Feb 1987	1 Feb - 28 Feb	487	17'4	17 Xan - 29 Xan	176	13'5	CW -Cwi
28-31 Dec 1978	22 Dec - 31 Dec	430	30'7	1 Dec - 16 Dec	495	30'4	CW - Cwi
14-15 Out 1987	13 Out - 16 Out	192	47'9	30 Set - 10 Out	238	21'7	CSW-CW-CSW
20-21 Dec 1989	10 Dec - 26 Dec	435	27'1	—	—	—	CW

Datos climatolóxicos dalgúns episodios de inundación. Pac: Precipitación acumulada no período; Pdm: Precipitación diaria media; Pacp: precipitación acumulada previa; Pdmp: precipitación diaria media do período previo á inundación.

Evolución da precipitación diaria na estación de Lourizán para catro exemplos de inundacións na área de Padrón.



ocorren como consecuencia dun curto pero intenso episodio de precipitación. O proceso comeza o día 11 e prolóngase ata o 25 de decembro, superando os 30 $L m^{-2}$ en seis días. En altura débuxase un fluxo zonal; en superficie, unha profunda borrasca de 986 hPa, centrada ó suroeste das Illas Británicas, canaliza unha activa fronte fría sobre as nosas costas, ás que chega con compoñente suroeste debido á inflexión provocada polo movemento espiral da borrasca.

Púidose comprobar que estes tipos de tempo ciclónicos do oeste son particularmente activos, en termos pluviométricos, no sector sur atlántico galego e en menor grao no sector norte. Isto demostra que o relevo xoga un papel fundamental no reparto das precipitacións na fachada atlántica.

Polo tanto, as inundación na área de Padrón teñen un desencadenate puramente climático, é dicir, requiren dun cuantioso aporte de precipita-

ción. A partir de aí, entrarán en xogo outra serie de factores que acabarán por consuma-lo sinistro, como a coincidencia dos períodos de elevada precipitación con mareas vivas, ou a eficacia da drenaxe na cunca do río Sar. Estes eventos débense ben a situacións de alta intensidade pluviométrica en curtos períodos de tempo –con máximas de ata 120 $L m^{-2}$ en 24 horas-, como o acontecido o 19-20 de decembro de 1989; ou ben a secuencias prolongadas de días de abundante aporte que, por acumulación, acaban provocando o desbordamento, como por exemplo as inundacións de 1977 e 1978. Os primeiros son máis difíciles de prever que os segundos. Ademais, parece claro que as chuvias recollidas con anterioridade ó evento que desencadea a inundación contribúen a “sobrealimentar” o caudal, facendo dificilmente evacuabile un novo aporte extraordinario. É dicir, as inundacións rara vez son consecuencia directa do último episodio chuvioso.



A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A





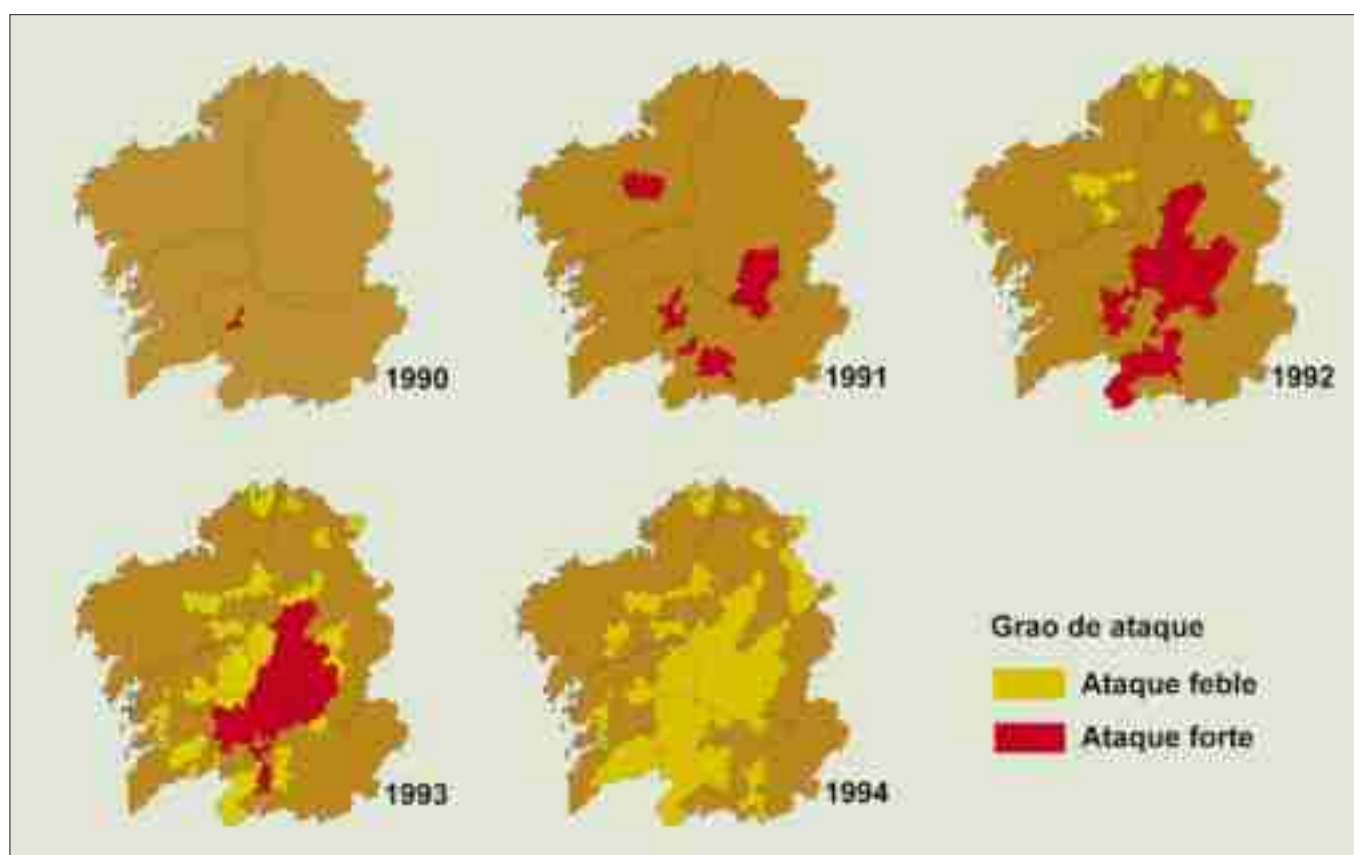
BIOCLIMÁTOLOGÍA

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



BIOCLIMATOLOXÍA

F. Castillo Rodríguez, F. Fernández de Ana, M.J. Lombardero, R.J. Rodríguez Fernández, C. Andrade Ledo e A. Martínez Cortizas.



Evolución temporal e grao de ataque da pulguiña do carballo durante os anos 1990 a 1994. Ademais de razóns de tipo bioclimático e bioxeográfico, a expansión da praga estivo relacionada co entramado e categoría das vías de comunicación. Dado que a mobilidade dos insectos adultos é pequena, tanto as turbulencias xeradas nas estradas como os propios vehículos foron responsables dos seus desprazamentos a grandes distancias.

É amplamente recoñecido que os factores climáticos inflúen na distribución e comportamento das especies. Así a distribución zonal dos grandes biomas -selvas tropicais, vexetación desértica, bosques temperados, tundra, taiga...- e a biodiversidade xeral da Terra, responden a un equilibrio adaptativo á evolución climática. Posto que as especies vexetais (en realidade os fotosintetizadores) son a base das cadeas tróficas, os demais niveis (herbívoros, carnívoros...) están condicionados igualmente polo clima.

Mais non só a distribución senón tamén o comportamento de certos compoñentes da biota a escalas temporais breves está influenciado polas condicións atmosféricas, dando lugar, baixo situacións anómalas, a reaxustes dinámicos no conxunto das relacións entre os elementos da biota. Un exemplo deste tipo é o que se describe a continuación, no que un poboador habitual das carbaileiras se converte nunha praga forestal baixo a

influencia dunhas condicións climatolóxicas moi favorables para a súa expansión poboacional.

O EXEMPLO DUNHA PRAGA FORESTAL:

Altica quercetorum

Os cambios nas condicións meteorolóxicas ou, a maior escala, os cambios climáticos poden dar lugar a variacións salientables nos patróns de distribución espacial e poboacional dos seres vivos. Un caso paradigmático é o exemplificado pola evolución das pragas forestais, as cales dependen das características autoecolóxicas do patóxeno, amén doutros factores xeográficos, antrópicos, etc., que colaboren no desenvolvemento da súa patoxenicidade. Este sistema de realacións de interdependencia pon de manifesto a complexidade das interaccións entre factores bióticos e abióticos na evolución dos bosques.

Altica quercetorum saliceti amosa en Galicia unha única xeración anual. Os adultos hibernantes comezan a saír ó iniciarse a primavera, a finais de marzo ou principios de abril dependendo da temperatura. A principios de abril comezan a verse as postas do insecto no envés das follas, tardando en eclosionar os ovos entre dazasete e vinte días. As larvas pasan por tres estadios que duran arredor de tres meses antes de pupar. A pupación dura uns dez días e os adultos da nova xeración aparecen a principios de xullo, alimentándose, ó igual que as larvas, das follas do carballo. Estes adultos hibernan no follasco do solo, onde poden ser atacados polos fungos se hai unha alta humidade.

Á esquerda, adultos da pulguiña do carballo sobre as follas da árbore.

Á dereita, arriba, larvas saíndo dos ovos e abaixo, larvas alimentándose do parénquima foliar.



Nalgúns sectores de Galicia, entre 1990 e 1994, asistíuse ó desenvolvemento dunha praga que afectou ós carballos causando defoliacións xeralizadas. A pulguiña do carballo, *Altica quercetorum*, o insecto responsable dos ataques, é un defoliador habitual do xénero *Quercus*. Aínda que é frecuente no sur de Europa, non adoita acadar a categoría de praga. Na Península Ibérica non se tiñan datos de danos importantes ocasionados por esta especie, se ben a finais dos 80 comezan a verse os seus danos nalgúns localidades de Portugal e no 1990 na Galicia. Estes danos na nosa Comunidade esténdense de xeito notable entre 1991 e 1993, para desaparecer case por completo en 1994.

A *Altica quercetorum* pertence á orde Coleoptera, familia Chrysomelidae, subfamilia Alticinae, sendo a subespecie spp. Saliceti a que está presente nos nosos bosques. É un insecto dunha única xeración anual, na que os adultos hibernantes comezan a saír ó principia-la primavera, a finais de marzo ou principios de abril, dependendo das temperaturas. A principios de abril realízanse as postas no envés das follas dos carballos. As larvas aparecen ó cabo de 17-20 días e aliméntanse activamente do parénquima foliar,

do mesmo xeito cós adultos. Estes últimos poden permanecer activos ata a segunda quincena de novembro, pasando o inverno protexidos no follasco de restos vexetais da superficie do solo.

Os imagos desta especie son heliófilos e termófilos. A chuva, as baixas temperaturas e o vento son os factores máis desfavorables para a emerxencia dos individuos e ó longo do inverno no cal o adulto se agocha no follasco. O exceso de humidade invernal permite o ataque de fungos parasitos e mingua a supervivencia dos adultos, sen embargo, os invernos secos e temperados facilitan que moitos deles sobrevivan e se reproduzan na primavera e verán seguintes.

Detectouse por primeira vez en Galicia no ano 1990, observándose inicialmente danos limitados pero fortes na zona do Ribeiro (Ourense). En 1991 aparecen outros focos nas provincias de Ourense, Lugo e A Coruña, mentres que en 1992 a praga seguiu avanzando ata chegar a afectar a meirande parte dos concellos do sur de Lugo e norte da provincia de Ourense; se ben na provincia da Coruña a área afectada mantívose estable. No ano 1993 conéctanse entre si tódolos territorios atacados polo insecto. A partir de 1994, en parte



debido ós tratamentos químicos de control, principia un retroceso que a leva a niveis semellantes ós de partida, deixando de ser praga.

EVOLUCIÓN TERMOPLUVIOMÉTRICA DO PERIODO ALTICA

Este comportamento tan peculiar do insecto no período 1990-94 estivo determinado en parte polas condicións bioclimáticas. Unha revisión dos datos climatolóxicos permite percatarse da existencia dunha clara diminución da precipitación e dun aumento anormal da temperatura cara ó ano 1990, para recuperar posteriormente valores normais cara ó ano 1994. Isto apréciase para a meirande parte de Galicia, aínda que con diferente intensidade.

Pódese observar na táboa como a diminución máis significativa de precipitación tivo lugar, maioritariamente, no ano 1990, con valores que supoñen dun 18% a un 54% (IPa) de diminución respecto á media do período 1985-94. Os valores máximos déronse nas estacións de Ribadavia e Pedreiriño. Estes descensos pluviométricos son da orde da metade da media (54% e 48% respectivamente). De feito, en Ribadavia a depresión pluviométrica é a de maior intensidade para tódalas estacións analizadas, xa que fronte ós 2002 mm recollidos en 1985, no ano 1990 tan só se recolleron 665 mm (unha diferenza de máis de 1300 mm en tan só cinco anos). Os valores de diminución máis baixos observados tiveron lugar na fachada cantábrica e a fachada atlántica norte de Galicia; nas estacións desta área o mínimo ocorreu preferentemente no ano 1989 (Fragavella, Penedo do Galo, Marco da Curra, Río do Sol e Muíños). Unha revisión máis pormenorizada pon de manifesto que este período de baixas precipitacións iníciase no verán de 1988 e remata no outono de 1992 ou a principios de 1993.

Respecto á temperatura, houbo un obvio aumento dos valores anuais medios xeralizado, particularmente no ano 1989. Este aumento supera nun grao (ITa entre 0'9 e 2'5° C) a media do período na maioría das estacións. Isto responde tanto a

Estacións	Prec. anual	Temp. anual	Temp. máx.	Temp. mín.	IPa	ITa	ITmax.	ITmin.
Ancares	1414	11'8	14'0	5'2	-18 (1990)	1'5 (1989)	1'8 (1989)	0'4 (1989)
Bóveda	829	15'4	18'4	6'4	-34 (1990)	1'3 (1989)	1'6 (1989)	1'0 (1989)
Castelo da pena	706	14'4	16'8	7'0	-30 (1990)	1'5 (1989)	1'6 (1989)	1'4 (1989)
Castro Vicaludo	1563	14'1	15'7	9'3	-42 (1990)	2'0 (1989)	2'2 (1989)	1'4 (1989)
Conchada	747	15'2	17'9	7'2	-34 (1990)	2'1 (1989)	2'5 (1989)	1'3 (1989)
Cuntis	1945	15'9	18'0	9'4	-32(1990)	1'2 (1989)	1'5 (1989)	0'5 (1989)
Folgueiras	932	12'8	15'1	6'0	-6 (1990)	1'8 (1989)	1'8 (1989)	1'7 (1989)
Fornelos	2890	13'2	15'0	7'7	-29 (1990)	0'6 (1990)	0'6 (1989)	0'8 (1990)
Fragavella	1537	11'7	13'7	5'6	-19 (1989)	1'4 (1989)	1'8 (1989)	0'5 (1988)
Lourizán	1909	15'5	20'9	9'9	-34 (1990)	0'9 (1989)	1'2 (1989)	0'8 (1990)
Mabegondo	935	15'4	18'0	7'3	-21 (1990)	1'3 (1989)	1'6 (1989)	0'4 (1990)
Marco da Curra	1412	12'5	14'1	7'2	-41 (1990)	0'9 (1988)	0'8 (1988)	1'2 (1987)
Mouriscade	1144	14'9	17'8	5'9	-32 (1990)	1'0 (1989)	1'3 (1989)	0'3 (1989)
Muíños	1581	14'2	16'6	6'9	-23 (1990)	1'1 (1989)	1'3 (1989)	0'4 (1989)
Pedreiriño	1177	14'6	16'5	8'8	-48 (1990)	1'4 (1989)	1'2 (1989)	2'0 (1989)
Penedo do Galo	1163	14'6	15'7	11'3	-33 (1989)	1'0 (1988)	1'3 (1989)	0'8 (1988)
Ribadavia	1272	—	—	—	-54 (1990)	—	—	—
Río do Sol	1637	13'2	15'1	7'4	-22 (1989)	2'5 (1989)	2'9 (1989)	0'5 (1989)
Rubias	706	14'4	16'9	7'0	-37 (1991)	1'0 (1989)	1'3 (1989)	1'0 (1990)
Serra do Eixo	985	11'8	14'1	4'7	-25 (1990)	1'7 (1989)	1'9 (1989)	1'1 (1989)

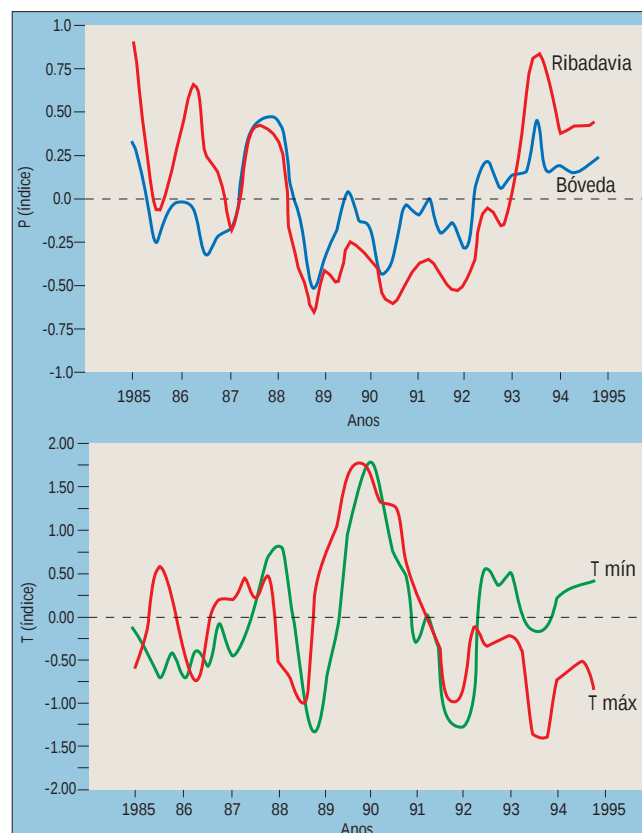
Prec. anual: precipitación media anual; Temp. anual: temperatura media anual; Temp. máx.: media das temperaturas máximas anuais, Temp. mín.: media das temperaturas mínimas anuais; IPa: Índice de precipitación anual; ITa: índice de temperatura media anual; ITmax: índice de temperatura media das máximas; ITmin: índice de temperatura media das mínimas (entre paréntesis o ano).

unha elevación das temperaturas máximas como mínimas. Ten, sen embargo, dúas particularidades: que na zona interior de Galicia o aumento da media das máximas acostuma preceder ás das mínimas nun ano (dándose este último no ano 1990), e que o aumento na media das mínimas é moi superior nos sectores interiores que nos oceánicos. O período de temperaturas medias máximas elevadas principia no verán ou outono de 1988 e remata no outono de 1990 (ITmax entre 0'6 e 2'9° C); mentres que no caso das medias das mínimas, comenza de xeito progresivo entre os anos 1988 e 1989 e remata de xeito xeralizado no outono de 1990 (ITmin entre 0'3 e 2° C).

A xustificación a este período de mínimos pluviométricos e máximos de temperatura debemos atopala nos patróns de circulación atmosférica. De feito, ó estudia-las condicións atmosféricas desenvolvidas ó longo dos anos citados, púxose de manifesto unha situación anómala, aínda que frecuente, nos outonos e invernos de 1989 a 1991. Galicia estivo afectada por situacións anticiclónicas, cunha duración media de dez días que provocaron o bloqueo das borrascas atlánticas que habitualmente protagonizan o aporte de

Precipitación anual acumulada e temperaturas medias anuais, de máximas e mínimas, e valores extremos dos índices de precipitación e temperatura para o período Altica nalgunhas estacións meteorolóxicas representativas de Galicia.

Valores dos índices de precipitación e temperatura, calculados estacionalmente para Bóveda e Ribadavia, estacións representativas daquelas áreas nas cales se detectou o ataque máis cedo. Pódese ver como a precipitación comeza a diminuír de xeito notable na primavera ou no verán do ano 1988 e mantense en valores por debaixo da media ata a primavera, ou incluso o outono de 1992; sendo o déficit moito máis intenso en Ribadavia. Mentres que no caso da temperatura o período cálido comeza a finais do ano 1988 ou principios do ano 1989 e remata a finais do ano 1990 ou principios de 1991, tras acadárense valores do orde de 2° C por enriba da media



chuvias nestas terras. Esta situación de bloqueo propiciou o despegue das condicións atmosféricas típicas dun prolongado período anticiclónico, é dicir, unha diminución considerable da nubosidade, favorecendo unha maior insolación e o rápido aumento das temperaturas máximas diúrnas. As mínimas, pola contra, non tiveron un aumento tan inmediato debido á forte irradiación nocturna propiciada pola baixa cobertura nubosa. O incremento das temperaturas mínimas, polo tanto, só se manifesta conforme avanzaba o período anormalmente cálido.

ANÁLISE DA DINÁMICA ATMOSFÉRICA

Chegados a este punto, parece obrigado explica-lo mecanismo dinámico responsable da persistencia de tales anomalías positivas do campo de presión do Atlántico Norte. A rexión nororiental atlántica e o occidente de Europa definen un espazo onde a frecuencia de formación de situacións de fluxo bloqueado é alta. O bloqueo podería definirse como un estado anómalo da atmosfera no que se debuxa unha estrutura barotrópica equivalente, en tódolos niveles da troposfera, derivada do desenvolvemento dunha dorsal ou un anticiclón cálidos. Este estado vai acompañado por un desprazamento da corrente en chorro e da traxec-

toria das perturbacións baroclínicas móbiles, debido á dorsal xerada polo bloqueo. A corrente en chorro sitúase máis ó norte da súa posición habitual, e as borrascas móbiles seguen a deriva desta.

A xénese do bloqueo foi posta en relación por diversos autores co índice de circulación zonal, que establece o valor do contraste entre o aire polar e o aire ecuatorial, de xeito que, cando a acumulación de aire frío nas latitudes polares é excesiva, a atmosfera soe comportarse como un xigantesco condensador que se descarga con erupcións de aire frío, as cales activan os bloqueos da corrente zonal. Un chorro en réxime zonal intenso non pode manterse durante moito tempo xa que rompería o equilibrio termodinámico da atmosfera e busca ese necesario equilibrio, ralentizándose a través dun desprazamento a latitudes máis baixas -con iso consegue unha traxectoria de maior radio de xiro-. Este descenso latitudinal pode acadalo ben en bloque, ben de xeito parcial a través das coladas de aire frío. En calquera caso, o vórtice logra o seu propósito de acadar un nivel de enerxía menor. No segundo suposto, as ditadas coladas provocan a formación de vórtices ciclónicos na cara fría da corrente, logrando transformar en circulación celular -de baixa enerxía- a circulación zonal de partida. A aparición destes vórtices provoca na corrente un movemento compensatorio de signo contrario, debido ó empuxe experimentado pola masa de aire tropical cara a latitudes superiores que rematan por constituír unha dorsal anticiclónica.

Cando aparecen tales dispositivos, a rexión afectada soporta un tempo estable, despexado e carente de precipitación ó longo de períodos que poden acadar os trinta días. Considerando que os meses de inverno son os que rexistran unha maior frecuencia de bloqueos, entenderemos a importancia das ditadas configuracións no réxime de precipitacións da rexión galega. En concreto, as precipitacións invernales anormalmente escasas provocan, de xeito xenérico, unha distorsión no réxime das chuvias anuais e, excepcionalmente, pode converterse no detonante dunha praga como a que nos ocupa.

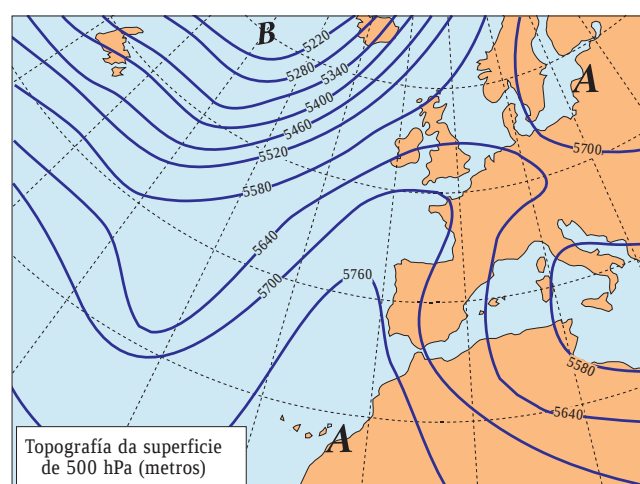
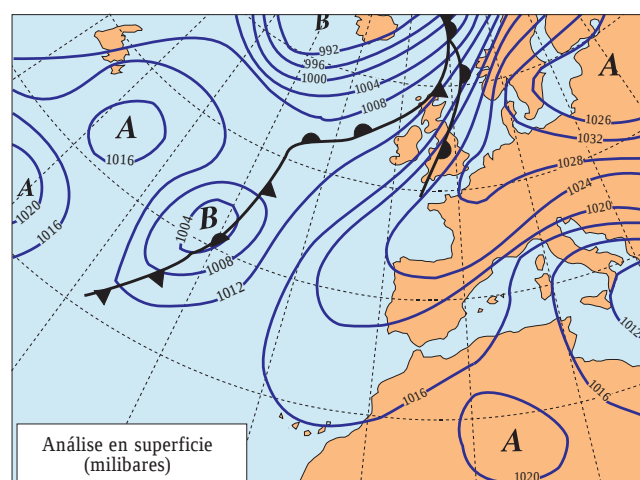


A transcendencia de tales “anomalías” reside, non só na estabilidade inherente á rexión afectada, senón tamén en que as rexións circundantes experimentan unha serie considerable de alteracións debidas á desviación das correntes atmosféricas cara ó norte ou sur da súa posición habitual. O exposto induce a afirmar que un dos factores que rexen os períodos de chuvias deficitarias, e incluso intervalos de forte seca, que azotan á rexión occidental europea asóciase á presenza de tales episodios de bloqueo.

As condicións de circulación nas latitudes medias para o hemisferio norte estiveron caracterizadas ó longo do inverno de 1988-89, pola case constante presenza dun forte anticiclón centroeuropeo con lixeiros desprazamentos lonxitudinais nas capas altas e baixas da atmosfera, que se prolongou dende comezos de decembro de 1988 ata mediados de febreiro de 1989. Esta omnipresencia do dito centro de acción provocou unha eficaz situación de bloqueo sobre o flanco oriental do océano Pacífico, obrigando á corrente en chorro polar a unhas intensas curvaturas entre o Pacífico nororiental e o continente europeo. Unha dorsal de bloqueo en forma de “omega” situada sobre a fachada oeste pacífica americana provocou profundas adveccións de aire polar continental que acadaron o golfo de México.

O sector oriental da dorsal do Pacífico alimentaba de aire frío unha ampla valgada que cubría o sector oriental de Canadá e os EE.UU. Iso obrigaba á corrente en chorro a ter unha disposición submeridiana -SW/NE- sobre o Atlántico norte e ás perturbacións da Fronte Polar a desprazarse máis ó norte (por riba dos 55° N, cando a situación normal nestas datas levarías a entre os 40-45° N)

Este período 1988-89 ten continuidade nos invernos de 1991-92 e 1992-93, todos eles caracterizados por un forte descenso pluviométrico. Estes déficits nos volumes de precipitación foron significativos non só na Península Ibérica, senón tamén en boa parte de Europa occidental. O territorio francés, por exemplo, rexistrou ó longo dos meses de decembro a marzo un descenso que



Situación tipo de bloqueo durante os meses invernais na fachada atlántica europea. A instalación dunha dorsal anticiclónica nos niveis altos da troposfera redonda na situación de estabilidade derivada da presenza dun forte anticiclón centrado sobre o continente. Iso impide que as fronte atlánticas poidan chegar a afectar a Galicia.

acadou, segundo as estacións, ata o 50% nas precipitacións acumuladas respecto das normais establecidas para o período 1951-80. Esta situación que chegou a ser grave para o noso país, ó propiciar alarmantes situacións de seca no sector sur, centrou o interese de numerosos investigadores. Partindo da premisa de que a indixencia pluviométrica está asociada a unha estabilidade anticiclónica de longa duración, propúxose como causa explicativa a acumulación de anticiclóns móbiles polares, dos que a orixe se atopa nas inxeccións de aire procedente do baixo Ártico.

As excepcionais condicións termoplumiométricas que tiveron lugar no período 1990-1994 están vencelladas directamente coa dinámica atmosférica destas anomalías positivas no campo bórico, relacionadas coas teleconexións (ENSO, células de aire cálido en altitude, temperatura da superficie oceánica, pequenas variacións na radiación solar, etc).

A particular evolución termoplumiométrica pode explicarse debido á complexa orografía de Galicia, que modula a mesoescala o efecto das condicións



Distintos detalles dos efectos do ataque de *Altica quercetorum* nos carballos.

Arriba, aspecto xeral das árbores; á dereita, aspecto dunha rama danada, e abaixo, detalle dos danos no envés das follas.



meteorolóxicas, e que debeu influír de xeito notable no disparo biolóxico da praga nestas áreas. As serras do Suído e Faro de Avión, con altitudes superiores ós 1000 metros, supoñen un freo importante á transmisión cara ó interior das fronteas chuviosas. De feito, para as series consideradas, na estación de Fornelos, situada ó oeste das serras a uns 760 metros de altitude, recolléronse entre 2200 e 3600 mm; da orde de 1500 litros máis que na estación de Ribadavia, situada ó leste das serras e a pouco máis de 20 km en liña

recta. O efecto de sombra pluviométrica é patente e constante tódolos anos, de tal xeito que anos extraordinariamente secos implican que os sectores orientais entrarán en réximes pluviométricos que se asemellan ós do mundo mediterráneo. Acompañando á diminución da precipitación darase un aumento das temperaturas, polo mecanismo xeral sinalado anteriormente.

As características termopluviométricas rexistradas entre os anos 1990-94, derivadas das condicións atmosféricas xerais e das modificacións a mesoescala introducidas pola complexa orografía galega, poderían estar na orixe da transformación en praga dun insecto defoliador habitual nas carballeiras meridionais europeas. De feito, as áreas máis afectadas pola *Altica* en Galicia son as que presentan un maior grao de subtropicalización, é dicir, as máis favorables ó carácter termo-heliófilo desta especie. Baixo situacións anticiclónicas invernais persistentes, refórzase este comportamento bioclimático.

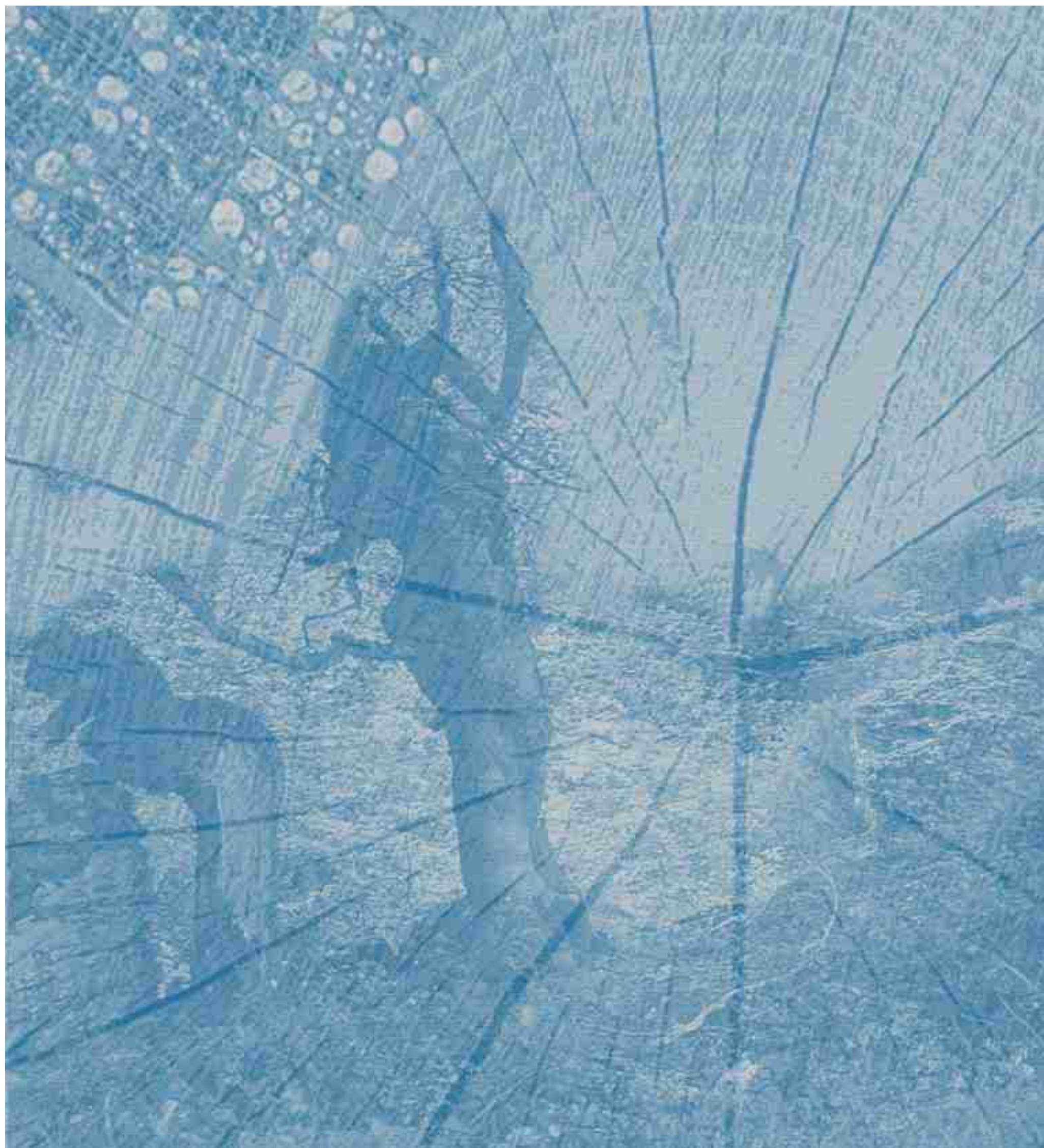
As áreas orientais foron, pois, as máis susceptibles ó desenvolvemento da praga, ó permitir unha maior pervivencia dos adultos ó longo da fase de hibernación. A diminución de humidade invernal implicará un menor grao de ataque polos fungos do solo, e unha explosión demográfica durante a primavera e o verán subseguintes, consecuencia do éxito reproductor derivado da presenza dunha proporción máis elevada de adultos.

Nas áreas oceánicas, a pesar de terse dado tamén un descenso pluviométrico, este foi en xeral de menor intensidade e, en calquera caso, os valores totais de inverno e outono non descendieron ata os niveis rexistrados no interior, mentres que, por outra banda, deuse un aumento menos acusado das temperaturas, en particular das mínimas.

A expansión da praga estaría relacionada coa persistencia das anomalías de bloqueo, e a súa finalización sería o resultado da aplicación de tratamentos químicos de control e o retorno das condicións meteorolóxicas a estados circulatorios “normais” na fachada atlántica europea.



A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A





DENDROCRONOLOGÍA

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



DENDROCRONOLOXÍA

I. García González

As plantas leñosas que medran nas latitudes temperadas forman aneis anuais. O desenvolvemento destas estruturas débese á estacionalidade do crecemento, xa que as árbores forman a madeira durante as estacións máis favorables para o crecemento, e nos meses do outono-inverno ten lugar un paro vexetativo. Os aneis son diferenciáveis gracias á resposta das células ás condicións climáticas. Ao principio da estación de crecemento estas presentan paredes delgadas e unha luz ampla, mentres que ó final do verán as paredes son moi grosas, deixando pouco espacio interior na célula; desta maneira, pódense diferenciar unha serie de bandas claras e escuras na madeira, ou ben áreas con células de diferente tamaño, segundo as especies, que constitúen os aneis anuais.

Nembargantes, non só se produce variación dentro de cada ano (intraanual), se non que existen diferencias no desenvolvemento dos aneis dun ano a outro (interanual) segundo foran as condicións ambientais. Así, se estas son favorables para o crecemento a árbore forma aneis grosos, pero se son adversas, os aneis son estreitos. O máis importante destas oscilacións é que a maioría das árbores que medran en condicións



semellantes reaccionan do mesmo xeito perante os factores ambientais e por tanto o patrón dos aneis de crecemento nun mesmo bosque será común para tódalas árbores, alternando fases de alto e baixo crecemento segundo fosen as condicións ambientais de cada ano. Os aneis das árbores poden medirse en testemuñas recollidas co emprego dunha barrena, e obter así unha serie de crecemento.

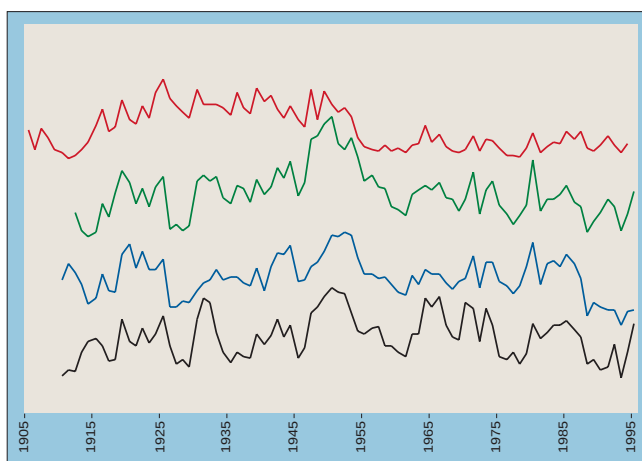
As condicións ambientais, particularmente as climáticas, que determinan o crecemento das

A existencia de moitas masas forestais dispersas polo territorio galego é potencialmente unha grande fonte de información para entender o efecto do clima sobre as árbores e a identificación dalgúns acontecementos pretéritos na evolución dos nosos bosques.

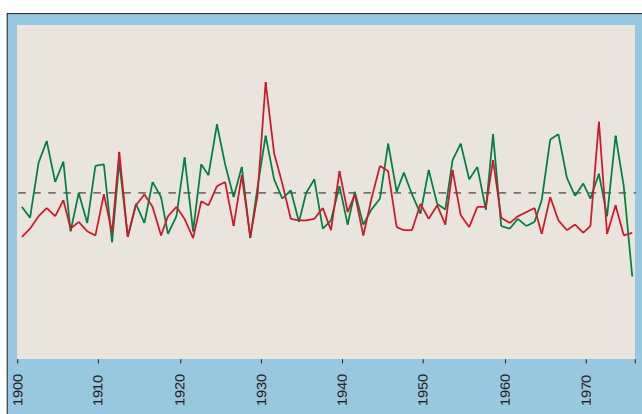


Tres testemuñas de madeira de diferentes especies (de arriba a abaixo: piñeiro, carballo, freixo), que permiten ver o distinto aspecto da madeira. Os aneis varían de espesor cada ano, motivado polas condicións climáticas que tiveron lugar durante a época de crecemento. Esta variación está fundamentalmente controlada polas condicións ambientais, e permite datar unhas series de aneis con outras, constituíndo a base da dendrocronoloxía. En xeral, cada especie ten o seu propio patrón, segundo as súas pautas de crecemento.

Arriba, curvas de crecemento de catro carballos (Fragavella, Lugo). Obsérvase que os aumentos e diminucións de crecemento son comúns. Entre os feitos chamativos destaca o crecemento mínimo entre 1926 e 1930 e un máximo entre 1945 e 1955. As variacións do crecemento son coincidentes nas catro curvas. Este patrón, que se repite nas áreas próximas, permite enlazar unhas curvas con outras, estendendo as cronoloxías no tempo. A isto se lle denomina proceso de sincronización



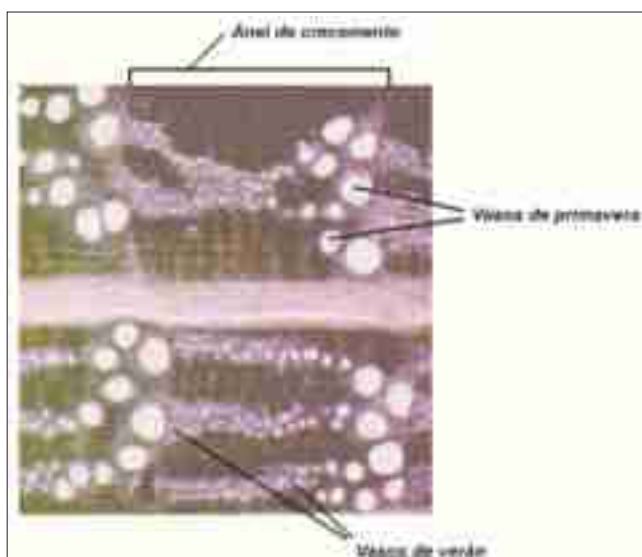
Na gráfica de abaixo, compárase o crecemento do carballo (en verde) (Fraga de Caaveiro, A Coruña) coa precipitación da estación meteorolóxica da Coruña (en vermello). Existe unha boa correspondencia entre ámbalas dúas curvas na maioría dos anos, o que indica unha dependencia da resposta das árbores ás condicións climáticas. Normalmente os aneis anchos son debidos a veráns húmidos, e os estreitos con frecuencia coinciden con secas de verán. Outras condicións extremas tamén poden provocar diminucións do crecemento, polo que os picos non coinciden tódolos anos.



árbores dun bosque, son loxicamente moi similares ás que ocorren en áreas veciñas, e por tanto as árbores destas áreas presentarán un crecemento parecido. Deste xeito, as diferencias nos patróns dos aneis acentuaranse a medida que se comparan zonas máis afastadas entre si.

A variación común dos patróns de aneis das diferentes árbores é o obxectivo da Dendrocronoloxía, disciplina adicada ó estudo das series de crecemento. Gracias a este patrón resulta posible comparar unhas árbores con outras e establecer a data de cada anel. Este proceso chámase sincronización dos aneis de crecemento e é unha

Aspecto típico dun anel de crecemento de carballo, árbore máis empregada para a Dendrocronoloxía en Galicia. Nesta especie, os aneis pódense distinguir ben polas diferencias entre a madeira formada durante o principio da primavera, con poucos vasos de gran tamaño, e a formada o final da mesma e o verán, que ten moitos máis vasos e de menor diámetro. A forma e tamaño dos vasos tamén pode indicar algúns efectos debidos ó clima.



das bases da dendrocronoloxía. Deste xeito, a partir de árbores vivas, con datas coñecidas para cada anel, pódense datar outras series de épocas antigas sempre que exista un período común para solapar as series. Así pódese ir estendendo unha cronoloxía ó longo do tempo, escomezando por árbores vivas, ás que se lle poden engadir series de aneis de madeiras obtidas de edificios antigos (vigas, por exemplo), estas á súa vez pódense estender con madeiras provenientes de escavacións arqueolóxicas e, finalmente, pódense unir con series obtidas de troncos que se conservaran en turbeiras ou lagoas, incluso durante milenios en zonas frías, ou á intemperie en lugares áridos, ata construír longas cronoloxías que para algunhas rexións do mundo chegan ós 8.000 anos.

Estas cronoloxías achegan moita información sobre acontecementos pasados, e con frecuencia permiten reconstruír o clima para grandes rexións do globo, datar edificios históricos ou escavacións arqueolóxicas, identificar acontecementos concretos que se produciran, analiza-la reacción das árbores ante determinadas condicións ambientais ou illar as principais condicións climáticas que inflúen no crecemento da vexetación arbórea. En numerosas ocasións, o estudo dos aneis de crecemento permitiu establecer as tendencias climáticas de séculos pasados, marcando épocas frías ou de seca, ou incluso coñecer as oscilacións do fenómeno coñecido co nome de El Niño. Tamén puideron datarse épocas de asentamentos aztecas, vikingos e doutras civilizacións pretéritas estudando os aneis de madeiras procedentes de escavacións arqueolóxicas. Nos últimos anos a dendrocronoloxía está a ser empregada cada vez con maior frecuencia para determinar o dano producido nas árbores por perturbacións de orixe antrópica e especialmente as que teñen que ver coa contaminación atmosférica. Este campo seguirá a desenvolverse nos próximos anos, coa aplicación de novas técnicas para o estudo dos aneis, que permitan analizar as características anatómicas ou valorar o contido de distintos elementos químicos presentes neles.



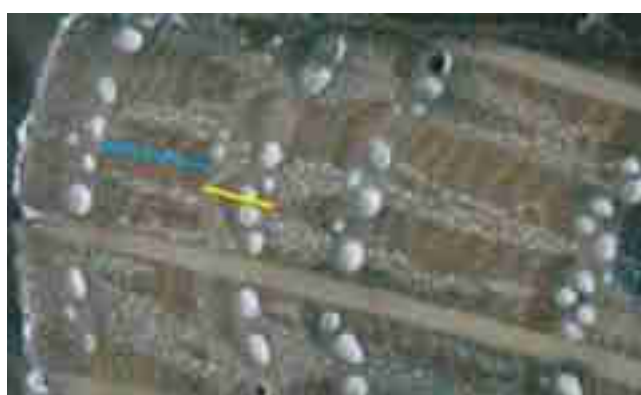
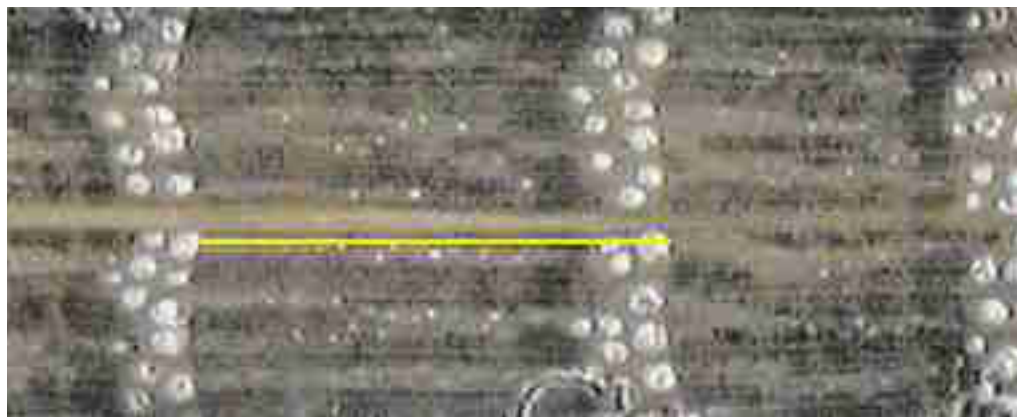
A DENDROCRONOLOXÍA EN GALICIA

A dendrocronoloxía é unha disciplina de recente introducción en Galicia. A aplicación destas técnicas a varias especies forestais, especialmente ó carballo, árbore dominante nos nosos bosques naturais, permitiu adquirir un maior coñecemento sobre a ecoloxía desta especie, a interpretación de unidades bioclimáticas e a indentificación de numerosos acontecementos ecolóxicos que tiveron lugar ó longo do último século (s.XX). Na actualidade, unha combinación de técnicas dendrocronolóxicas e de anatomía da madeira, aplicadas ó estudio dunha ampla rede de cronoloxías está a permitir interpretar as principais pautas no comportamento das árbores.

As idades amosadas polos carballos superan nalguns casos o século. As árbores máis lonxevas atópanse nas serras orientais, con 200 a 300 anos nas serras dos Ancares e O Courel, e chegan a superar os 400 anos na Serra do Invernadeiro. Fóra destas áreas existen moitos puntos onde as cronoloxías de carballo se estenden considerablemente no tempo. No norte das provincias da Coruña e Lugo abundan as masas forestais nas que os carballos superan os 100 anos de idade. Ata o momento, as árbores máis vellas atopáronse na Fraga do Cabalar, cercana ás Pontes, con idades de máis de 230 anos; pero noutros lugares son moitas as árbores con idades próximas ós 150 anos, como ocorre nas fragas de Río Boo e Caaveiro.

As idades alcanzadas por estas árbores foron suficientes para poder estudia-las cronoloxías desde bastantes puntos de vista, como os que se destacan a continuación.

1. Recoñecemento de áreas con similitude bioclimática. As cronoloxías de cada masa forestal pódense comparar entre si, e a similitude no patrón de variación interanual marca as analoxías entre elas, de xeito que as árbores que creceron en condicións similares presentan un patrón moi semellante. No norte de Galicia, este tipo de análise suxire que a Serra do Xistral e o seu



Na foto superior, anel de crecemento moi ancho, correspondente ó ano 1958 (Castelo de Goía, Lugo). A súa formación débese a un verán moi húmedo, e pódese observar na maioría dos carballos da Europa atlántica. A presenza dun anel moi ancho nunha área xeográfica grande soe ser excepcional.

Na foto inferior, anel de crecemento moi estreito (en amarelo), formado durante o ano 1993 (Fraga de Castrosol, Lugo). Neste ano, o crecemento de moitos carballos detívose antes de entrado o verán. Este tipo de aneis indican algunhas condicións extremas, e son importantísimos en dendrocronoloxía, xa que con frecuencia están presentes en tódalas árbores dunha área e facilitan a sincronización. Neste caso, o efecto do ano 1993 aínda se nota en 1994 (en azul), xa que os vasos da primavera son pequenos e pouco numerosos.

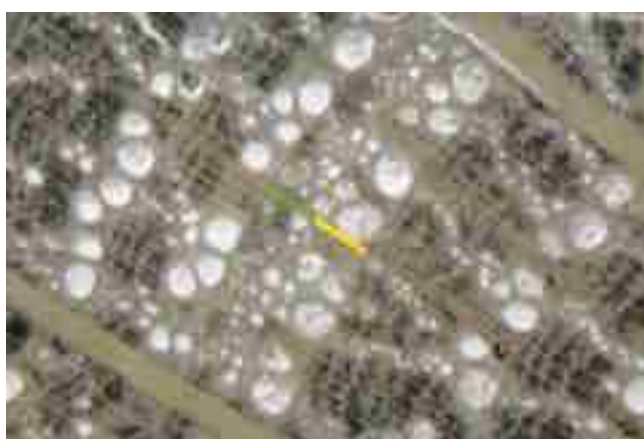
contorno presenta unha marcada diferenciación bioxeográfica con outras áreas próximas. A medida que se vaian construíndo cronoloxías iranse definindo mellor unidades de comportamento homoxéneo.

2. Identificación dos factores climáticos que controlan o crecemento. Esta é unha das principais aplicacións da dendrocronoloxía, que mostrou ter moito éxito nos estudos levados a cabo ata o momento. As series de aneis compáranse con rexistros de estacións meteorolóxicas, facilitando o recoñecemento da influencia dos elementos climáticos (choiva, temperatura, etc) e en qué momento do ano se está a producir. Ademais pódense estudar anos concretos, coñecidos como anos característicos, nos que o crecemento foi maior ou menor do habitual, e en ocasións establece-la causa dese crecemento excepcional. É frecuente que os aneis destes anos presenten características antómicas peculiares que permiten recoñece-la influencia do clima.

En xeral, obsérvase que o factor principal que controla o crecemento é a dispoñibilidade de auga nos meses de verán (moi en particular xullo). En moitas casos as curvas de crecemento axústanse moi ben ás da precipitación estival. Os

anos de bo crecemento soen corresponderse con veráns húmidos, mentres que os anos con primaveras ou veráns de seca adoitan producir aneis estreitos nas árbores. Nos anos extremos a resposta das árbores tende a ser xeral, e as súas características obsérvanse na práctica totalidade do territorio galego, mentres que noutros casos son tan só fenómenos locais. Como exemplo dun ano de baixo crecemento pódese citar 1972, no que se sufriu unha forte seca de verán, mentres que como exemplo do extremo oposto está o ano 1958, durante o cal o verán foi moi suave e chuvioso, favorecendo notablemente o crecemento das árbores.

Anel falso en carballo; aprécianse dous aneis no mesmo ano, tendo o segundo (en verde) os vasos máis pequenos. Esta característica indica una defoliación durante a primavera, probablemente debida a unha xeadas tardía (Fraga de Río Boo, Lugo, ano 1945).



O estudio da anatomía da madeira tamén ofrece información dos acontecementos meteorolóxicos que tiveron lugar ó longo da vida da árbore. Algunhas árbores situadas a certa altitude amosan tecidos danados ó principio da primavera, reflexo das xeadas tardías. Aneis deste tipo obsérvanse tanto en carballos como en faias, destacando os atopados no faial de Liñares (Lugo). No carballo aparecen ás veces vasos pequenos ó principio dos aneis, podendo indicar

Forte redución de crecemento en carballo, probablemente causada polo ataque de pragas ou patóxenos (Fraga de Río Boo, Lugo, anos 1956-1962). Na área da redución (en azul) os aneis son bastante máis estreitos. Este tipo de redución enmascara o efecto directo do clima, pero resulta de grande interese para poder determinar as condicións que causaron o ataque.



a existencia dun período frío ó final do inverno, ou tamén bandas escuras cando hai un episodio marcado de seca.

3. Identificación doutros acontecementos ecolóxicos (dendroecoloxía). A influencia do clima non sempre é directa. Existen outros moitos factores que inflúen no crecemento radial das árbores. Estas con frecuencia sofren ataques de patóxenos, que producen fortes reducións de crecemento, que se prolongan incluso durante anos. Este tipo de reducións obsérvanse nalgúns bosques do norte de Galicia, con maior frecuencia durante os últimos anos. Cando aparecen estas anomalías de crecemento non é doado extrae-la información climática das cronoloxías. Ás veces os ataques son o resultado do acoplamento dos patóxenos ás condicións climáticas extremas (auténticas perturbacións), véndose as súas poboacións favorecidas ó mesmo tempo que as árbores se atopan en situacións limitantes para o seu desenvolvemento. Nalgunhas rexións do globo foi posible reconstruír ciclos seculares de ataques de patóxenos, os cales parecen gardar relación con ciclos climáticos a nivel global.

Outros efectos, como a contaminación atmosférica, poden tamén predispoñer as árbores ou causarles un debilitamento. Así, unhas condicións climáticas adversas, como unha seca prolongada, provocan unha forte resposta negativa que é acrecentada en presenza de contaminación atmosférica crónica, podendo produci-la morte das árbores ó cabo dalgúns anos.



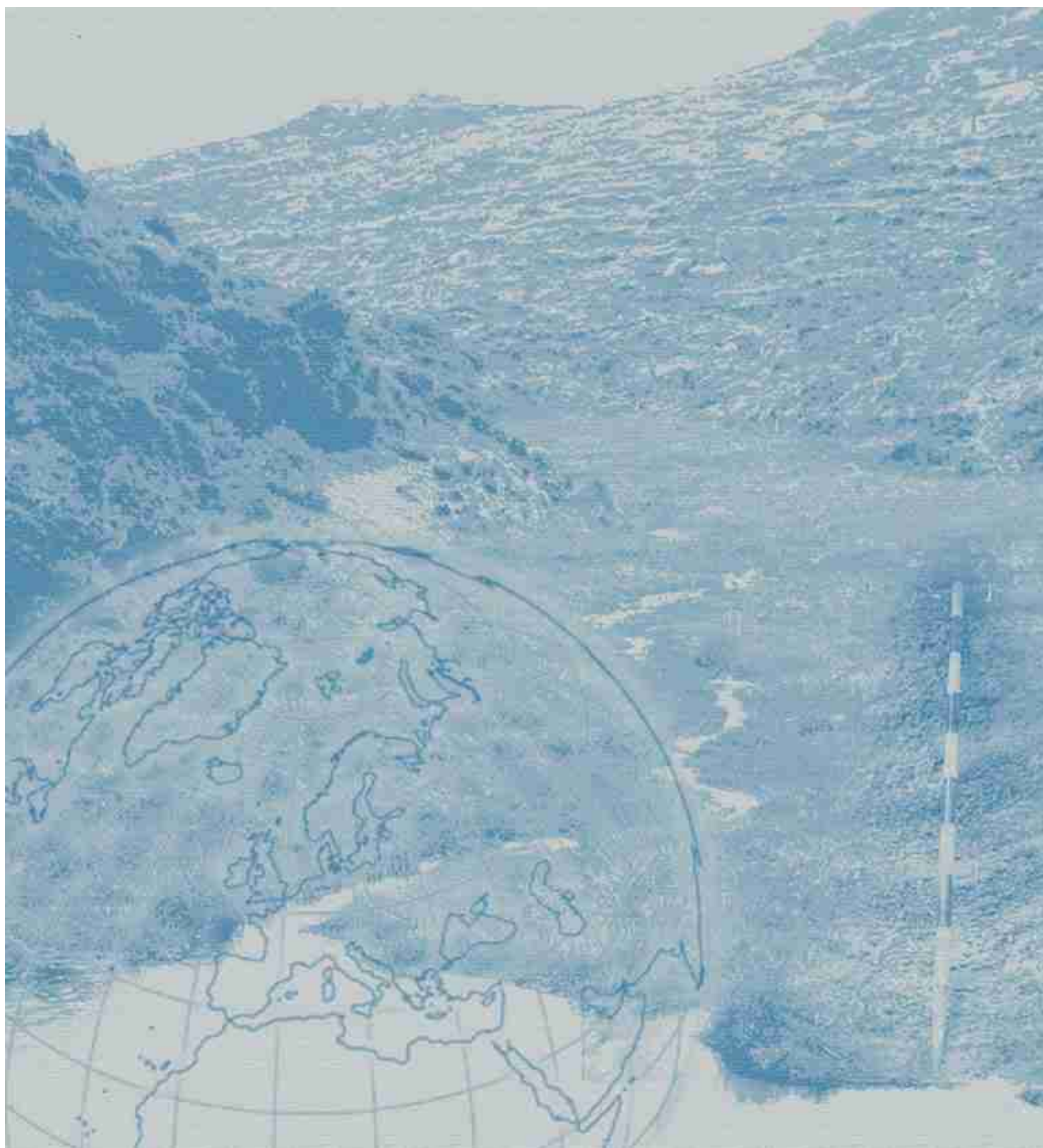
Tamén pode ocorrer que se as condicións meteorolóxicas sexan moi favorables para a formación de froitos, a árbore xere un anel estreito debido a que empregou a maior parte das súas reservas na fructificación e non na formación de madeira. Isto sería, unha vez máis, un efecto indirecto do clima. En Galicia non se coñecen, polo momento, evidencias deste tipo de comportamento na formación dos aneis, pero para algunhas especies, como a faia, este é un efecto ben coñecido noutras rexións europeas. Outros efectos que tamén foran estudados son os do lume (frecuencia e intensidade do mesmo), fortes ventos en áreas expostas, movementos de ladeira, avalanchas de neve e, incluso, os efectos de movementos sísmicos ou das erupcións volcánicas.

Cabe rematar mencionando que nos últimos anos o estudio dos sinais isotópicos (do C e o S) contidos nos aneis das árbores, apoiadas nas técnicas dendrocronolóxicas, está a producir resultados de gran interese na reconstrución climática.



Reducións de crecemento en carballo acaecidas na segunda metade do presente século (Fraga de Caaveiro, A Coruña). Pode observarse que, dos tres episodios marcados (en amarelo) o último deles é o máis pronunciado, tanto en intensidade como en duración. Esta redución iniciouse a mediados da década dos setenta. As condicións climáticas destes anos dispararon unha intensa resposta negativa, que chegou a causar a morte dalgunhas árbores.

A·T·L·A·S C·L·İ·M·Á·T·İ·C·O D·E G·A·L·İ·C·İ·A





CAMBIO CLIMÁTICO E OS PALEOCLIMAS CUATERNARIOS

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



CAMBIO CLIMÁTICO E PALEOCLIMAS CUATERNARIOS

A. Martínez Cortizas, M. Valcarcel Díaz, A. Pérez Alberti,
F. Castillo Rodríguez e R. Blanco Chao

AS VARIACIÓNS CLIMÁTICAS NATURAIS

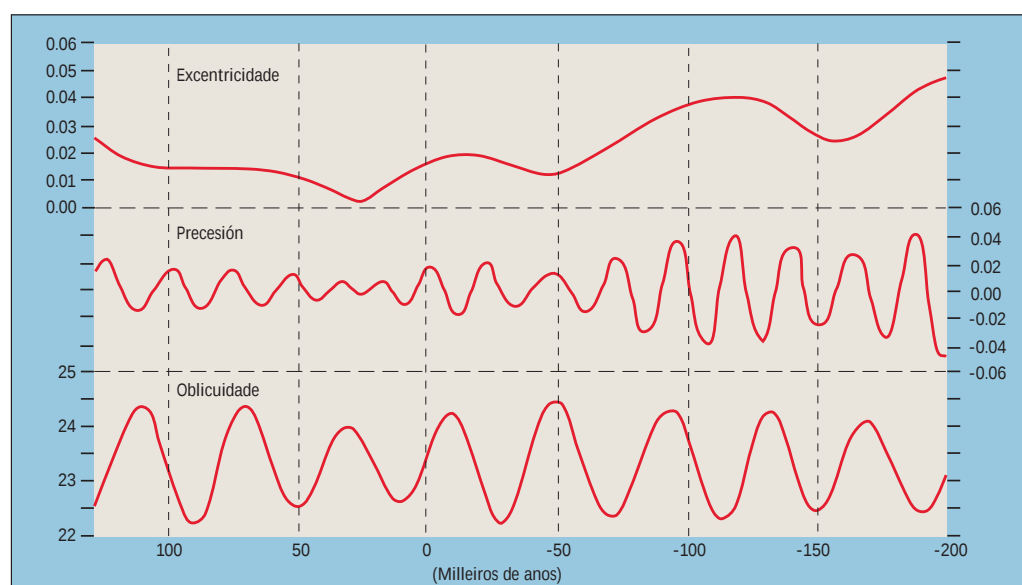
Para comprender a evolución paleoclimática non basta con reconstruír certos parámetros climáticos, como poidan ser as condicións de temperaturas, os valores de precipitación ou mesmo a formación de xeo na superficie do globo; tamén é indispensable dispor dunha escala de tempo precisa. A historia da Terra, dende que esta se consolidou ata os nosos días, divídese convencionalmente en catro grandes períodos. Nós vivimos no último deles, o chamado período Cuaternario, que abrangue aproximadamente os últimos dous millóns de anos, e que á súa vez se subdivide en Pleistoceno e Holoceno, este último corresponde só ós últimos dez mil anos. Ó longo da súa historia a Terra mudou moito no seu clima. Nembargantes o clima da Terra caracterizouse ata finais do Terciario por presentaren longos períodos de estabilidade climática que se estenderon por millóns de anos. Pola contra os cambios climáticos drásticos son, indiscutiblemente, a característica dominante do período Cuaternario.

Unha rápida ollada á reconstrucción dos paleoclimas dos últimos millóns de anos amosa un panorama de cambios a distintas escalas de tempo. Hai tan só uns 100 millóns de anos (100 Ma), durante o Cretácico Inferior, a temperatura media superficial da Terra foi duns 25° C, 10° C superior á actual (que, débese recordar, é duns 15° C); hai 45 Ma, no Eoceno, foi uns 4° C superior, mentres que no último máximo glacial, hai tan só uns 18.000-20.000 anos (18-20 ka), a temperatura media foi entre 5° e 20° C inferior á actual para os trópicos e latitudes elevadas respectivamente, mentres que a precipitación diminuíu ata nun 50%.

Tralo período cálido representado polo Terciario (65-2 Ma, aproximadamente), a última era xeolóxica da Terra, o Cuaternario, caracterizouse por ser un período predominantemente frío, no que ocorreron longas fases de expansión dos xeos durante as épocas glaciares, cunha duración media duns 100 ka, entre as cales se intercalaron períodos de clima máis benigno denominados épocas interglaciares, cunha duración aproximada entre 4 e 10 ka. Tan só nos últimos 400 ka sucedéronse catro grandes glaciacións.

Durante máis dun século os científicos trataron de explicar estas variacións do sistema climático: os cambios climáticos globais. Un grupo de teorías suxire que os ditos cambios débense a factores externos ó sistema climático, incluíndo as variacións na emisión da radiación solar, ou a cantidade de enerxía que alcanza a terra por cambios na concentración de po interestelar, o contido de po de orixe volcánica na atmosfera, ou o campo magnético terrestre. Outras teorías baséanse en elementos internos do sistema climático que se cre que teñen tempos de resposta suficientemente longos para dar lugar a fluctuacións no rango dos 10 ka a 1 Ma, incluíndo a expansión e retracción das masas de xeo, a formación dos casquetes polares ártico e antártico, a distribución do dióxido de carbono (CO₂) entre a atmosfera e o océano e a circulación profunda das augas oceánicas.

Tan só a hipótese orbital, proposta por Milutin Milankovitch nos anos 20 de século XX, foi capaz de predicir a frecuencia das principais fluctuacións climáticas do Cuaternario. Esta hipótese suxire que os cambios na insolación das latitudes medias norte durante o verán foron críticos para a formación dos xeos continentais. Naqueles períodos nos que a insolación de verán era reducida, a neve caída no inverno preservouse -un



Os parámetros orbitais da terra modifícanse ó longo do tempo cun patrón cásese periódico, e parecen ser os causantes principais do cambio climático, o cal sería logo potenciado polas variacións nas concentracións de gases invernadeiro, sobre todo CO_2 e CH_4 .

efecto á súa vez potenciado polo elevado albedo das áreas cubertas de neve ou xeo, que reforza as perdas de enerxía-. Polo tanto, ademais dos cambios anuais, a distribución espacial e latitudinal da radiación solar recibida na terra -o balance radiativo- ten un longo período de fluctuación que se debe a variacións nos elementos orbitais: a excentricidade da órbita terrestre, a oblicuidade -ou inclinación do eixo da Terra con respecto ó plano da órbita- e a precesión climática -unha medida da distancia da Terra ó Sol durante os solsticios-. As súas variacións ó longo do tempo pódense expresar como funcións trigonométricas cásese periódicas.

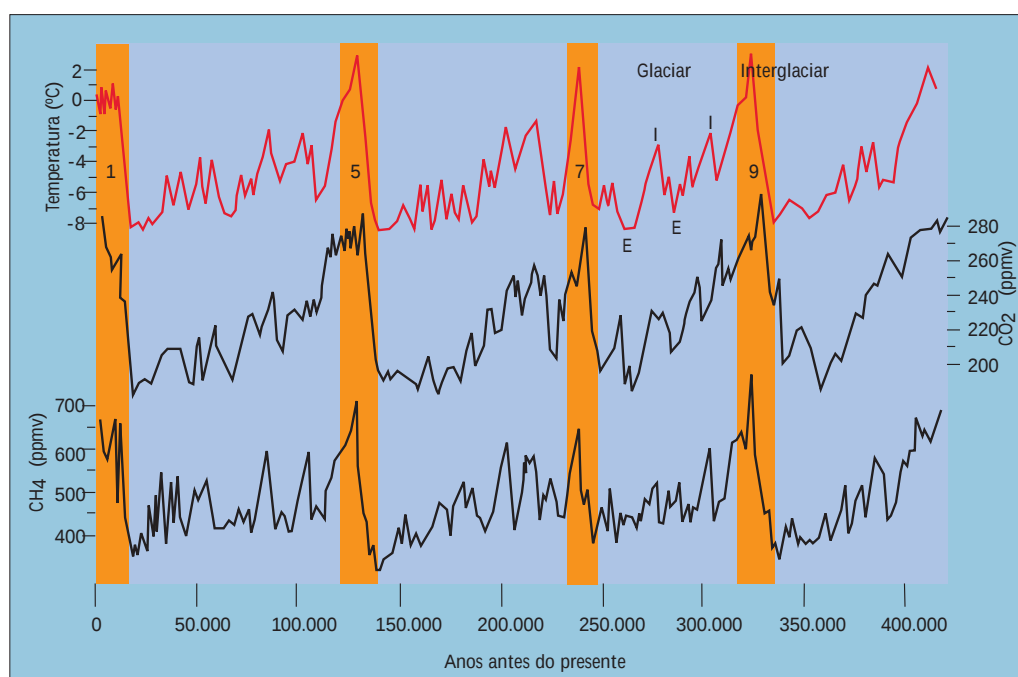
Durante os últimos 3 Ma a excentricidade da órbita terrestre variou entre 0, órbita case circular, e 0'07, órbita lixeiramente elíptica, cun período medio de 100 ka. A inclinación do eixo terrestre varía entre os 22° e os 25° cunha periodicidade de 41 ka. En canto a precesión, ten un período medio de 21 ka. Debido a esta precesión, mentres que hoxe o solsticio de inverno ten lugar cerca do perihelio, hai uns 10 ka tiña lugar cerca do afelio. Máis aínda, dado que a lonxitude das estacións astronómicas varía de acordo coa segunda lei de Kepler, os solsticios e equinoccios tiveron lugar en datas distintas ao longo do pasado xeolóxico e sufrirán máis variacións no futuro. Actualmente no hemisferio norte as estacións máis longas son a primavera (92 días e 19 horas) e o verán (93 días e 15 horas), mentres que o outono (89 días e 20 horas) e o inverno (89 días) son notablemente máis curtos. Dentro de aproxi-

madamente 4'5 ka, a primavera e o inverno serán igual de curtos e en consecuencia o verán e o outono igual de longos.

A influencia combinada dos tres parámetros antes indicados produce un complexo patrón de variacións na insolación. Unha análise detallada dos cambios na radiación solar diaria amosa que está afectada principalmente polas variacións da precesión, aínda que a oblicuidade xoga un papel importante nas latitudes elevadas, esencialmente no hemisferio que está no inverno. Os efectos sobre a radiación solar incidente debidos á inclinación do eixo da Terra son iguais nos dous hemisferios. A precesión, nembargantes, pode dar lugar a invernos cálidos e veráns fríos nun hemisferio e os efectos opostos no outro.

Dado que as fluctuacións nos parámetros orbitais implican cambios lixeiros ou moderados no repar-to da insolación, pero cambios drásticos no clima do planeta, asumíuse que existen mecanismos amplificadores controlados por acoplamentos océano-atmosfera (correntes oceánicas e o efecto fonte-sumidoiro de CO_2), biosfera-atmosfera (variacións na cobertura vexetal) e modificacións na concentración dos gases de efecto invernadeiro.

As investigacións levadas a cabo en sedimentos mariños e lacustres, aneis de árbores, turfeiras e xeos glaciares dos casquetes ártico e antártico para reconstruír a historia dos cambios climáticos cuaternarios, amosan que os procesos de acoplamento e retroalimentación dentro do sistema climático son unha chave para poder interpretar os cambios abruptos do clima. Os datos achegados recentemente pola testemuña de xeo, de máis de 3'5 km de profundidade, mostrado en Vostok (Antártida), indican que nos últimos 420 ka tiveron lugar catro ciclos glacial-interglacial que, a pesar das diferencias, teñen unha mesma secuencia de interglaciares cálidos, seguidos de episodios interestadiais progresivamente máis fríos, terminando cunha rápida recuperación cara ó seguinte interglacial. Durante estes ciclos hai unha clara relación entre a concentración atmosférica de gases de efecto invernadeiro - CO_2 e



Os xeos da Antártida son extraordinarios rexistros xeoquímicos do cambio climático a escalas temporais de centos de miles de anos. A análise do aire contido nas burbullas atrapadas no xeo permite coñecer a variación da concentración dos gases atmosféricos ó longo do tempo, e facer estimacións da evolución das temperaturas. Estes rexistros sinalan que o clima cambiou de xeito continuo, alomenos, nos últimos 420.000 anos. A figura amosa o rexistro do testigo de xeo de Vostok, no que se chegou ata 3.500 m de profundidade. Os períodos fríos denominanse glaciares e os cálidos interglaciares. As fases máis atemperadas dos períodos glaciares reciben o nome de interestadiais (I) e as máis frías de estadiais (E) (modificado de Petit et al, 1999).

CH₄- e o clima: valores baixos de concentración nos períodos glaciares (180-220 ppmv e 320-350 ppbv, para CO₂ e CH₄ respectivamente) e altos nos períodos interglaciares (280-300 ppmv e 650-770 ppbv respectivamente), o que está a indicar que as variacións das concentracións atmosféricas destes gases están en fase cos cambios da temperatura.

Nembargantes, os mecanismos implicados non están claros. Os océanos son o principal reservorio de CO₂ -en forma disolta- e o seu intercambio coa atmosfera depende da temperatura das augas coceánicas superficiais: a maior temperatura maior liberación de CO₂ cara á atmosfera e menor capacidade de disolución nas augas mariñas, polo que o quecemento climático pode ser o responsable do aumento da concentración de CO₂ atmosférico. De feito algúns investigadores suxiren que hai un atraso de 500-1.000 anos entre o comezo do quecemento climático e o aumento da concentración de CO₂, se ben isto é bastante especulativo. Polo que respecta ó CH₄, a súa concentración aumenta lentamente e de xeito continuo ó principio e logo, a metade do quecemento, prodúcese un brusco aumento. A concentración de CH₄ depende das emisións das áreas fonte, esencialmente as brañas das zonas tropicas e das latitudes medias, que á súa vez dependen da temperatura e da precipitación. E esta última está relacionada cos procesos de evaporación, a temperatura da atmosfera, a

concentración de ións que sirvan de núcleos para a formación de cristais de xeo e gotas de auga -dependente á súa vez da intensidade dos raios cósmicos-, etc. En conxunto os resultados suxiren que o Atlántico Sur desempeña un papel preponderante no cambio climático, por medio da regulación da concentración do CO₂ atmosférico.



Por outra banda, a historia do clima a escalas de tempo maiores non oculta que o sistema climático non foi quen de manter un casquete de xeo permanente no hemisferio norte ata hai uns 3 Ma aproximadamente, e que as causas do comezo das glaciacións permanecen incertas. Para algúns investigadores hai unha conexión entre a tectónica de placas e os drásticos cambios climáticos que se desencadéan no Cuaternario: o

O aumento das concentracións de metano (CH₄) contribúe a intensificar o efecto invernadeiro da atmosfera terrestre. As principais fontes deste gas son as brañas, onde se forma debido á evolución da materia orgánica en condicións reductoras.

peche do istmo de Panamá. Este peche tería como consecuencia, por un lado, un aumento do transporte de humidade dende o Atlántico cara ó interior do continente euroasiático, dirixido polos ventos do oeste; iso daría lugar a unha maior descarga de augas continentais no Ártico por medio dos ríos siberianos, facilitando así a formación de xeo mariño e o aumento do albedo nas latitudes elevadas. Por outra banda, o peche tamén redirixiría as correntes do Océano Atlántico, potenciando a corrente do Golfo e o transporte de augas cálidas superficiais cara ó norte. Este fenómeno deu lugar a un aumento da formación de augas profundas no Atlántico Norte poñendo en funcionamento a importantísima cinta transportadora de calor oceánica que une os hemisferios norte e sur, provocando unha redistribución do exceso de enerxía recibida nas baixas latitudes. O paso final sería un aumento da evaporación e o fluxo de humidade nas latitudes elevadas, requirimento substancial para a formación de casquetes de xeo.

Todo isto reforza a idea da complexidade do sistema climático e o seu comportamento non-lineal debido á cantidade de subsistemas, procesos e mecanismos implicados -concentración de gases atmosféricos, concentración de aerosois, estratificación da atmosfera, patróns variables de ventos e correntes oceánicas, efectos orográficos, e incluso movementos tectónicos a grande escala, etc.-. A pesar diso, as investigacións conclúen que, alomenos para os últimos 420 ka, as variacións das temperaturas mantéñense dentro duns límites -por exemplo, as mínimas para os períodos máis fríos non difiren en máis de 1° C- e o patrón de evolución é moi semellante. Este último pode resumirse na seguinte secuencia: primeiro, un cambio nos parámetros orbitais (excentricidade, inclinación do eixo ou precesión) xeran cambios na insolación que provocan o fin da época glacial; e segundo, actúan dous potentes factores amplificadores, en primeiro lugar o efecto dos gases invernadoiro, e logo unha intensificación da deglaciación e do quecemento pola diminución do albedo debida á fusión dos grandes casquetes de xeo do hemisferio norte.

O DOMINIO DOS XEOS CUATERNARIOS

Case que co nacemento do estudio da Terra os investigadores decatáronse da presenza de indicios que sinalaban que no pasado os xeos glaciares tiveron unha extensión maior que a actual. Así Hutton en 1785 chega á conclusión de que certas rochas presentes nos montes Jura, en Francia, procedían en realidade dos Alpes, e foran transportadas alí por extensos glaciares no pasado. Nembargantes debemos a Agassiz a idea da Idade do Xeo. Temos que entender que esta correspóndese, en xeral, con todo o Cuaternario que, como temos dito, estivo dominado maioritariamente por longas épocas de frío intenso -glaciares- intercaladas con curtos períodos cálidos -interglaciares-. Prodúcese así unha sucesión, aparentemente cíclica, de períodos glaciares/interglaciares. Definimos logo un ciclo glaciar como unha oscilación climática global da orde de 100 ka, desenvolto dentro dunha idade do xeo sensu lato que pode durar 1 Ma ou 10 Ma, e que é recorrente en intervalos amplamente espaciados no tempo xeolóxico, da orde de 200 Ma.

Diferentes técnicas cronométricas, das que falaremos máis adiante, confirman un ciclo importante cada 100 ka, ou o que é o mesmo, oito repeticións nos últimos 700 ka. Actualmente o xeo dos glaciares ocupa un 10% da superficie de Terra; ó longo das glaciacións que se sucederon no Cuaternario esta superficie acadou e incluso excede do 30%, e moito máis se se considera tamén a superficie da Terra que, sen estar cuberta polo xeo glaciar, foi severamente afectada polo frío, coa formación de solos xeados estacionalmente ou de maneira permanente (permafrost). Formáronse grandes casquetes glaciares, os inlandsis, sobre os continentes: o casquete Laurentino en América do Norte, o Patagonia na América do Sur, o casquete Fenoescandinavo no norte de Europa, e posiblemente outros dous máis na meseta do Tibet e en Siberia, estendéndose tamén ata os seus límites máximos o casquete antártico. En tódolos casos o espesor do xeo acadou varios milleiros de metros, millóns de quilómetros cadrados de superficie, e o



límite meridional do permafrost avanzou cara ó sur no hemisferio norte. Por outra banda, nas áreas montañosas máis meridionais, como é o caso das montañas peninsulares en xeral e galegas en particular, desenvolvéronse glaciares locais ou alpinos, e eventualmente diferentes cinturóns de solos xeados.

¿Cales son as evidencias directas dos glaciares no pasado? O método máis evidente é ver como se comportan os glaciares actualmente é supor que no pasado se comportaron de igual maneira. Esta idea, chamada Principio de Actualismo é a base da reconstrución da evolución da Terra e pódese aplicar tamén ó estudio dos avances glaciares. Actualmente as pegadas deixadas polos sistemas morfoxenéticos, ou sexa os conxuntos de procesos que xeran as formas do terreo asociados a climas fríos, fanse evidentes en amplas rexións, e permiten reconstruír con relativa fiabilidade os seus dominios pleistocenos. Deste xeito acéptase que a Terra experimentou durante o Cuaternario esta Idade do Xeo, durante a que os casquetes de xeo cubriron grandes extensións de Eurasia e Norteamérica. Dentro destas evidencias destacan as formas de erosión glacial, tales como os vales glaciares, os circos ou as rochas aborregadas e as formas de acumulación e os depósitos asociados a elas. As formas de acumulación glacial son testemuñas evidentes da acción glacial sobre o terreo. Dende o principio os investigadores tende-



En depósitos sedimentarios como o da fotografía, vemos os efectos dos distintos episodios climáticos. Os climas fríos adoitan estar representados por materiais inorgánicos, facies groseiras e bloques de tamaño heterométrico, mentres que os interglaciares adoitan estar marcados pola presenza de paleosolos.

ron a introducir denominacións locais: así, o termo *morrena*, nome dado polos habitantes da Alta Saboia ás acumulacións de entullo situadas nos arredores dos glaciares, aplicouse dende o principio das investigacións ás formas do relevo orixinadas pola acumulación de sedimentos glaciares ó paso do xeo, pero tamén se aplicou este termo ó sedimento que contiñan, aínda que o uso habitual fixo do termo xenético morrena un vocábulo que designa ante todo unha forma. Outro termo, *till*, que é de orixe escocesa e tradicionalmente sinala a presenza de solos duros e moi pedregosos pouco aptos para a agricultura, reservouse para a clasificación xenética dun sedimento de orixe glacial. Así o termo *till* permite caracterizar os aspectos sedimentolóxicos dunha formación glacial, namentres que a noción de morrena designa unha forma de acumulación glacial, unha topografía particular do *till*. Por outra banda é característica a presenza de materiais chamados fluvioglaciares, porque se orixinan



Hoxe a extensión da Terra ocupada polos glaciares é pequena, mais noutros momentos do Cuaternario unha grande parte do planeta estivo cuberta de xeo. A acumulación ou fusión do xeo nos glaciares, como neste glaciar alpino do Jungfrau (Suíza), provoca variacións na proporción de auga líquida, dando lugar a descensos ou ascensos do nivel do mar.

Moitas son as evidencias deixadas polos climas fríos e o paso dos glaciares nas montañas galegas, como nos Ancares. Na fotografía poden ollarse circos glaciares -en segundo plano-, pulidos pola reiterada acción das masas de xeo e campos de bloques -en primeiro plano- xerados nas etapas finais da última glaciación.



polo arrastre e deposición dos sedimentos durante as fases de desxeo glaciario nas que predomina a presenza de auga en estado líquido. Aparecen así as grandes planicies fluvioglaciares, chamadas co nome tradicional islandés *sandur*, nos estreitos vales glaciares as terrazas fluvioglaciares, cortadas pola incisión posterior dos ríos.

Xa dende o comezo das investigacións sobre a Idade do Xeo, baseadas no estudo destas evidencias deixadas sobre o terreo polo paso dos glaciares, comprobouse a presenza de sucesivos avances dos xeos continentais, polo que foron establecéndose modelos, chamados agora clásicos, nas distintas partes do mundo onde se estudou o fenómeno. O primeiro en establecerse foi o Modelo Alpino, que influíu de maneira notable

en moitos outros e é sen dúbida o máis coñecido. Foi definido por Penck e Bruckner a principios do século XX a partir do estudo do sector alpino situado entre os ríos Iller e Lech. Recoñecéronse ata catro glaciacións sucesivas, que recibiron o nome dos ríos bávaros onde se estudaron (Günz, Mindel, Riss e Würm), definidas pola presenza de catro xeracións de morrenas terminais escalonadas, coas súas respectivas terrazas fluvioglaciares. A glaciación Würm estaría representada pola morrena superior e a terraza superior, depositadas no momento glaciario; a erosión posterior no interglaciario erosionaría a morrena e a terraza. Este modelo repetiríase en cada período glaciario/interglaciario. Os períodos glaciares sinálanse por fases de acumulación de sedimentos, mentres que os interglaciares están representados unicamente por fases erosivas.

Posteriormente o estudo doutras áreas levou a formulación doutros modelos dos que, pola súa importancia, destacaremos os establecidos para o norte de Europa e para Norteamérica. En ámbolos dous casos o tipo de glaciario estudado é diferente ó dos Alpes, pois trátase do estudo dos grandes inlandsis pleistocenos Fenoescandinavo (no norte de Europa) e Laurentino (en

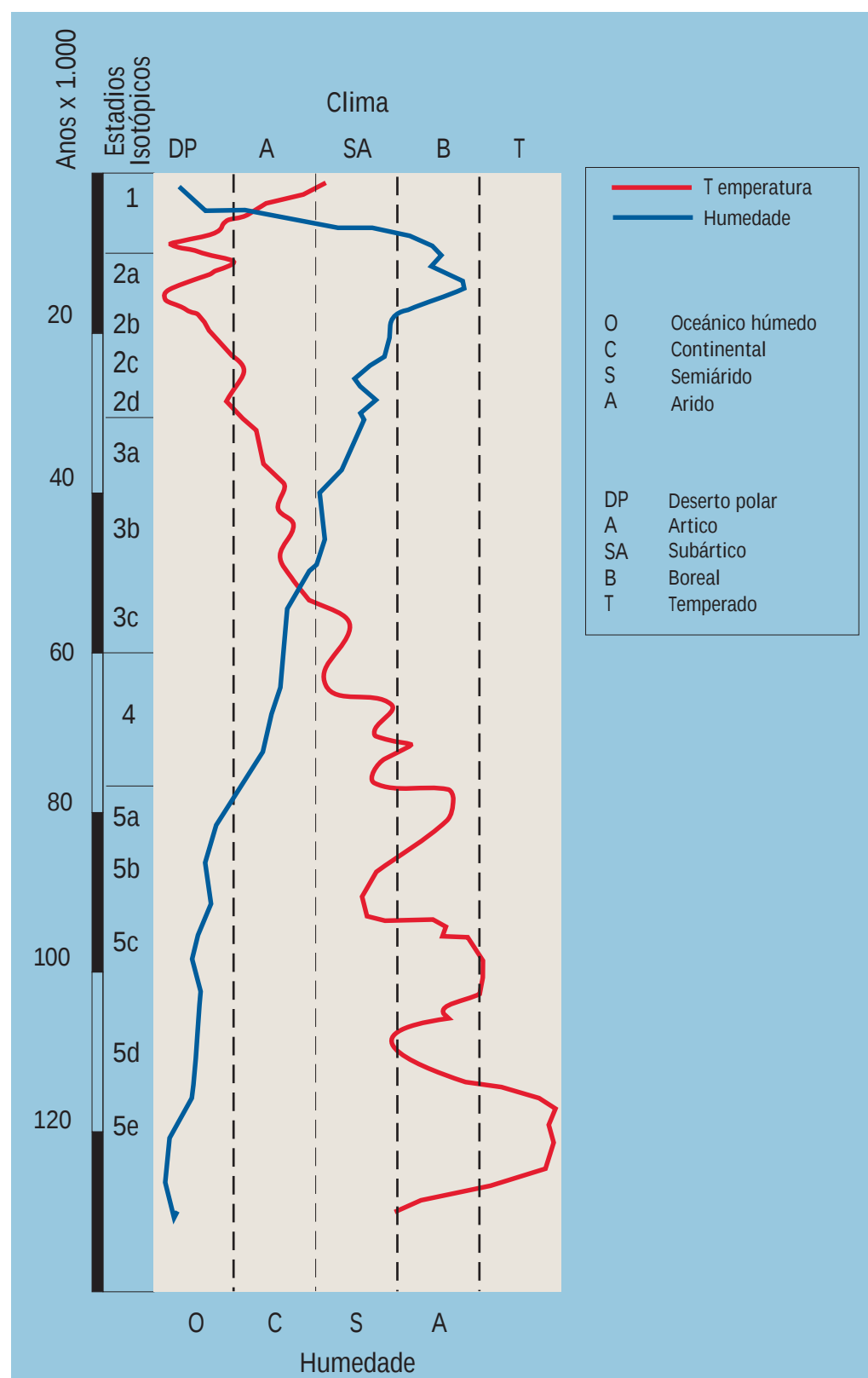
Outras formas glaciares importantes son os depósitos de sedimentos transportados polos xeos, que reciben o nome de morrenas, e poden ocupar posicións diversas. A fotografía amosa unha morrena, no límite da fronte de ablación do glaciar Vatnajökull (Islandia).





Norteamérica). Temos que imaxinar capas de xeo de miles de metros de espesor e centos de miles de quilómetros cadrados de extensión. No modelo noreuropeo a clasificación descansa na idea de que os sistemas maiores de morrenas terminais delimitan glaciacións sucesivas. As morrenas terminais das glaciacións Warthe e Weichsel, as máis modernas, presentan un aspecto fresco e conservan en grande medida a súa forma. Polo contrario as correspondentes á glaciación Saale, aínda conservando a súa forma orixinal, aparecen xa máis degradadas pola erosión. Por último, as correspondentes á glaciación Elster preséntanse fortemente erosionadas e perderon a súa forma orixinal. Pero a diferenza do modelo Alpino, a subdivisión en sucesivas glaciacións é confirmada aquí pola presenza de numerosos depósitos interglaciares, de orixe mariña ou continental, interestratificados entre os depósitos glaciares (interglaciares Comerian, Holstein e Eemian). Pola súa banda o modelo norteamericano baséase no estudo dos materiais xerados polo casquete de xeo laurentino nas terras baixas do centro de Norteamérica situadas ó redor dos Grandes Lagos. A clasificación baséase nas morrenas e os sedimentos que foron depositados nos avances glaciares, e nos paleosolos desenvolvidos nos momentos interglaciares, definíndose así ata catro glaciacións sucesivas (Nebraska, Kansas, Illinois e Winsconsin) cos seus correspondentes interglaciares (Aftonian, Yarmouth, e Sangamon). Existen outros modelos sobre outros espazos, como por exemplo o desenvolvido nas illas británicas ou o siberiano, pero basicamente toman como referencia os antes citados. De feito o modelo máis mencionado polos investigadores é o Alpino, e a súa nomenclatura de catro glaciacións a máis utilizada.

Vemos logo que os sucesivos ciclos glaciario/interglaciario son un fenómeno global. Podemos formular agora como son eses ciclos glaciario/interglaciario. Os estudos dos ciclos longos, os glaciares, amosan que distan moito de ser períodos de frío homoxéneo, senón que máis ben o que vemos é que presentan fortes oscilacións entre momentos moi fríos, chamados *estadiais*, e momentos de frío menos intenso, chamados *interestadiais*.



Estes interestadiais recoñécense porque son o suficientemente atemperados como para que se desenvolvan procesos edafoxenéticos, coa aparición de solos que posteriormente foron enterrados polos sedimentos depositados en períodos estadiais orixinándose así a presenza de paleosolos ou solos enterrados. Durante o Weichseliense os Países Baixos convertéronse na maior área de deposición de materiais transportadas polo vento nos estadiais, os chamados loess. Intercalados entre eles aparecen paleosolos desenvolvidos en episodios interestadiais. O estudo do polen que

A evolución paleoclimática do Cuaternario amosa importantes variacións da temperatura e a humidade. O último interglaciario ocorreu hai uns 120-130.000 anos e foi lixeiramente máis cálido que o Holoceno. A partir do 110-120.000 BP o clima entrou nun período glaciario coñecido como o Würm, no que as temperaturas en Galicia chegaron a descender ata 12° C por debaixo dos valores medios actuais.

Na fotografía amósase un nivel sedimentario composto por cantos mariños na praia de Area Longa (Lugo), correspondentes a unha antiga praia que é unha evidencia dun nivel do mar máis alto que o actual, ocorrido probablemente durante o último interglaciación (Eemense).



contenían estes niveis permite afirmar que as plantas que viviron sobre eles correspóndense con vexetación caracterísca de climas menos fríos, definíndose deste xeito os interestadiais Amersfoot, Moershoofd, Hengelo e Denekamp, nos Países Baixos; os interestadiais Brorup, Bölling e Alleröd en Dinamarca e o interestadial Odderade en Alemaña. Por exemplo, o Weichseliense final entre o 16-10 ka BP, divídese en dous estadiais fríos -Dryas antigo e Dryas recente- separados por un interestadial menos frío -o Bölling/Alleröd-, baseándose este modelo en localidades tipo de Dinamarca.

Pero o rexistro continental do que temos falado ata agora caracterízase por ser discontinuo, presentando frecuentes lagoas debidas a que cada glaciación tende a borrar os restos da anterior e dificulta o seu estudio. Os fondos mariños non

presentan esta dificultade, xa que en moitos lugares a sedimentación e continua, de aí o interese do seu estudio á hora de afrontar reconstrucións paleoambientais. As testemuñas extraídas das perforacións pódense datar con seguridade a través de diferentes métodos (^{14}C , series de Uranio, paleomagnetismo, etc.) o que proporciona unha escala cronolóxica precisa. Estes sedimentos compóñense principalmente polos restos esqueléticos dos pequenos seres vivos que habitan nestes ambientes. Ó longo da súa vida estes organismos, chamados foraminíferos, fixan no seu esqueleto o osíxeno isotópico presente no seu ambiente vital; o ^{16}O é máis lixeiro que o ^{18}O , e proporcionalmente é máis abundante na auga que se evapora. Se esta auga evaporada queda retida nos continentes en forma de xeo a concentración do isótopo lixeiro (^{16}O) no océano descende. O investigador Emiliani foi o primeiro que se decatou que a relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ presente nas augas oceánicas dependía en realidade da cantidade de auga retida en forma de xeo nos continentes. Deste xeito os períodos extremos de concentración definen os chamados estadios isotópicos. O estadio presente, que se corresponde co Holoceno, é designado como estadio isotópico 1. Definíronse máis de cen estadios isotópicos. Este rexistro permitiu estudar a sucesión de períodos glaciares e interglaciares ó longo do Cuaternario e amosa

Fronte do glaciar Kviárjökull, unha rama do gran inlandsis Vatnajökull, en Islandia. En primeiro plano, a morrena frontal con bloques erráticos que acadan dimensións decamétricas. Islandia conserva unha das maiores extensións de xeos continentais, só superada por Groenlandia e a Antártida. No resto do mundo, os glaciares restrínxense ás altas cordilleiras coma os Alpes, o Himalaia, as Montañas Rochosas ou os Andes.





unha complexidade moito maior que o rexistro continental. Nun ritmo aparentemente cíclico sucédense períodos isotópicos caracterizados por baixas concentracións de ^{16}O , duns 100 ka de duración, e períodos de alta concentración de ^{16}O , duns 10 ka de duración.

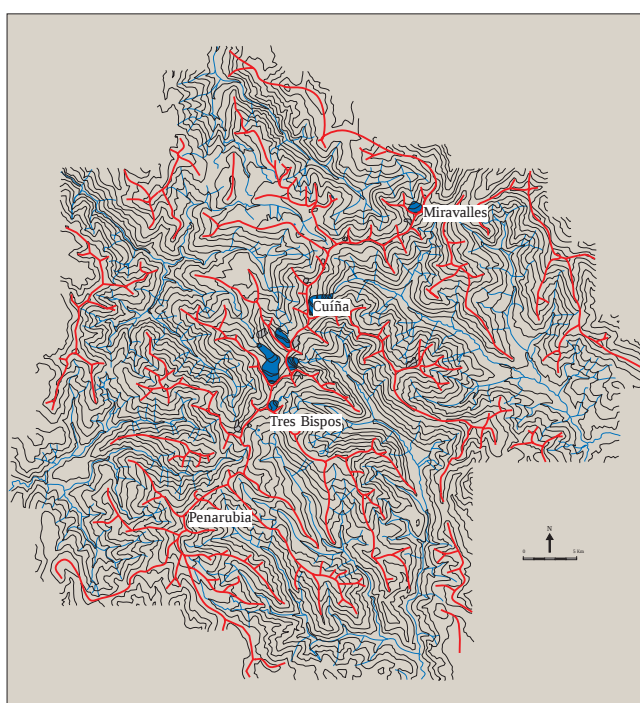
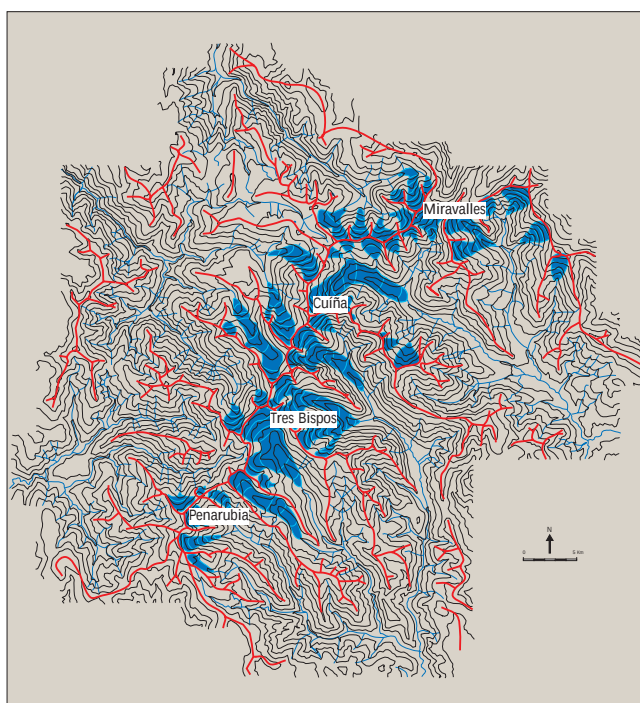
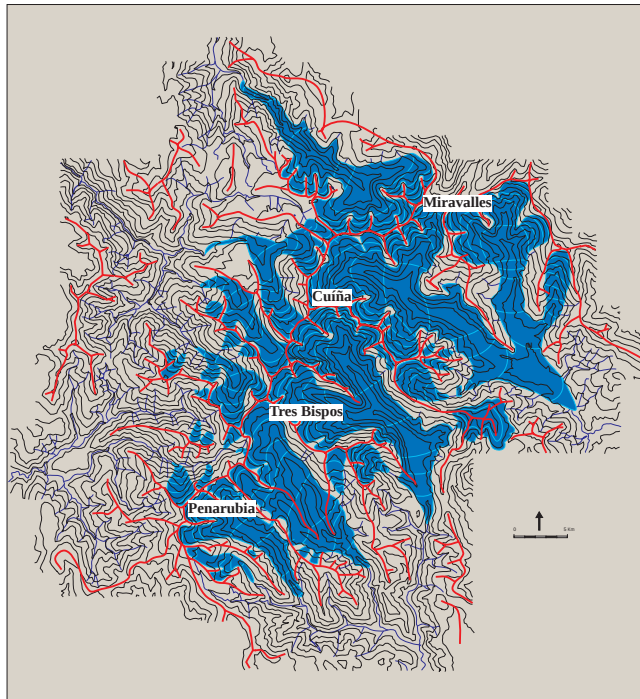
¿Canta cantidade de auga pode ser retida nos contientes en forma de xeo nos ciclos glaciares? A resposta a esta sinxela pregunta é a do estudio da evolución do nivel do mar, e é realmente sorprendente: no momento álxido do último ciclo glacial o nivel do mar descendeu ata uns 120-130 m con respecto ó nivel actual (+/- 20 m). O maior responsable deste descenso foi a retención de auga nos grandes inlandsis continentais laurentino, fenoescandinavo e antártico-, xa que se estima que a auga retida nos glaciares locais ou de montaña tan só representa 5'5 m do descenso do nivel mariño. Isto é importante porque no último ciclo glacial o maior descenso prodúcese no momento máis frío, que é cando se desenvolven ata os seus límites máximos os inlandsis continentais, os glaciares por excelencia (estadio isotópico 2). Pero estes tardan moito en formarse e só acadan este límite nos momentos finais dos ciclos glaciares, que son os máis fríos, pero as montañas elevadas son as primeiras en sufrir o arrefriamento global polo que os glaciares se desenvolven sobre elas máis cedo. Como sabemos, en Eurasia estas montañas concéntranse preferentemente nas latitudes medias: Himalaia-Pamir-Cáucaso, Alpes, Pireneos-Cordilleira Cantábrica, e mesmo as montañas galegas, polo que é de supor que presentarían unha acumulación de xeo con anterioridade ó máximo avance dos inlandsis continentais. Esta idea dun arrefriamento temperán vese reforzada pola presenza de evidencias que demostran un ambiente xa frío asociado a un nivel mariño aínda alto, como pode ser a presenza de cantos de orixe glacial na costa de Bretaña, correspondentes ó estadio isotópico 5, ó inicio da última glaciación. Indican a chegada de icebergs que transportaron eses materiais dende o norte de Europa. Arredor desta idea xorde a diacronía entre o máximo avance dos

xeos continentais, que se corresponde co pleni-glacial final (25-18 ka BP) e o máximo avance recoñecido en diferentes cadeas montañosas europeas, como por exemplo os Vosgos, os Alpes, os Pireneos ou mesmo montañas galegas como Os Ancares ou O Courel, nos que diversos autores propoñen datas máis antigas. A causa de este diacronismo pode estar en que mentres o desenvolvemento dos inlandsis está en relación directa co aumento do frío o desenvolvemento dos glaciares locais depende da existencia dunhas condicións climáticas que permitan un balance de acumulación/ablación de xeo positivo; para que isto ocorra son necesarias non tanto unhas condicións de frío moi intenso como que exista un bo aporte de neve en inverno e que esta non se funda en verán. Pero a masa de xeo resultante é moitísimo máis pequena que a orixinada nos inlandsis continentais, e polo tanto responde máis rapidamente ás oscilacións climáticas. Os glaciares de montaña son os primeiros en responder ó empeoramento climático, antes aínda de que se formen os grandes casquetes continentais, pero pola mesma razón a súa fusión pode ser máis temperá. Por exemplo, vense máis afectados pola restricción severa do ciclo hidrolóxico nos momentos finais dos ciclos glaciares, xa que os climas moi fríos son tamén, por definición, moi secos.

OS CAMBIOS CLIMÁTICOS CUATERNARIOS EN GALICIA

¿Cómo afectaron os cambios climáticos durante o Pleistoceno e o Holoceno a Galicia? O estudio das áreas de montaña galegas revelou a presenza dun glaciario moi intenso, que desenvolveu linguas de xeo que acadaron ata os 28 km de lonxitude e os 500 m de espesor máximo no tramo alto do vale do Bibei. Nos Ancares os glaciares acadaron ata 13 km de lonxitude e 340 m de espesor máximo, cunha superficie total duns 140 km². Os glaciares do Cebreiro-Oribio e O Courel foron máis modestos en tamaño, aínda que presentaron a mesma complexidade. Na serra do Xurés-Géres, entre Galicia e Portugal tamén se desenvolveu un importante glaciario.

O estudo dos procesos xeomorfolóxicos e das formas resultantes permite afronta-la reconstrucción da dinámica glaciar. Estes mapas amosan tres fases de estabilización das fronteas glaciares, recoñecidas para o último ciclo na serra dos Ancares. No momento de máximo avance a superficie ocupada polos xeos non era menor de 140 km²; nembargantes, na etapa máis fría a extensión só representa uns 40 km².



mo, cunha superficie total duns 60 km². As condicións foron tan favorables que aínda en pequenas serras, duns 1000-1100 m de altitude como no caso do Xistral e Faro de Avión e de tan só 600 m no caso da Capelada, formáronse tamén pequenos aparatos glaciares.

Este glaciario é moi nidio, e tamén moi complexo, pois amosa diferentes estadios de retroceso e estabilización, sobre todo nas serras máis elevadas como é o caso dos Ancares onde se poden distinguir tres fases maiores: o máximo avance, unha fase intermedia e por último unha fase na que os glaciares se agochan nas partes máis elevadas da serra, por riba dos 1500 m de altitude. Unha evolución parecida pódese observar naqueles sectores afectados pola presenza de solos xeados. Xérase unha dinámica periglaciaria, relacionada coa presenza de condicións ambientais propicias para a xénese de procesos de xeodesxeo a ritmos diversos que están suxeitos, ó igual que outros fenómenos naturais, ás leis da zonación xeográfica. Así, unha taxonomía xeocriolóxica establece no seu nivel superior tres grandes pisos ou cinturóns: un piso de permafrost, caracterizado pola presenza permanente de xeo, un piso de conxelación, no que os fenómenos de conxelación se producen só nun período do ano, coa presenza en todo caso de xelisoles, e un piso con presenza de alternancias de xeodesxeo en ciclos curtos. As consecuencias da presenza dun ou doutro piso no espazo serán diferentes en cada caso. Por exemplo, a presenza dun auténtico permafrost orixinará formas características tales coma glaciares rochosos ou campos de bloques. Pola contra, a presenza dun xeo estacional profundo xerará outro tipo de formas, como por exemplo as crioturbacións. Por outra banda a superposición nun mesmo espazo de facies morfodinámicas diferentes fálanos claramente dunha sucesión no tempo de condicións paleoambientais distintas.

É evidente que, ó igual que outros pisos controlados en último termo polas condicións macroclimáticas xerais, estes pisos ascenderon ou descendieron en altitude na medida na que as condicións



climáticas, ou mellor dito paleoclimáticas, variaron. Así, un descenso da temperatura media debe ir acompañado dun descenso altitudinal relativo do límite inferior destes pisos. Sen embargo, ó igual que ocorre co fenómeno glaciar, a temperatura non é o único factor climático que controla a dinámica periglacial, sendo tamén fundamental a dispoñibilidade de humidade. Neste senso temos que incidir nos conceptos de permafrost oceánico e continental.

Nas áreas de montaña galegas aparecen formas características deste tipo de fenómenos, tales como os glaciares rochosos fósiles, os campos de bloques, as cuñas de xeo fósiles ou os solos crio-turbados. Son todos indicios da presenza de solos xeados, e teñen un valor engadido. Como estas formas aparecen só cando se dan unhas condicións de temperatura e precipitación moi precisas, poden ser utilizadas como indicadores das memas e polo tanto como indicadores paleo-ambientais. Un exemplo de este feito son os chamados glaciares rochosos. Trátase de acumulacións de clastos cementados por xeo intersticial con evidencias de fluxo, presentando formas lobuladas ou en lingua, e que recordan en certa medida os auténticos glaciares, se ben de dimensións moito máis modestas. Actualmente tódolos glaciares rochosos activos do globo atópanse alí onde as temperaturas medias anuais do aire (TMAA) son polo menos inferiores ós -2°C . Esta isoterma marca tamén o límite inferior do chamado *permafrost* esporádico (solos xeados permanentemente só en exposicións norte ou noreste) polo que os glaciares rochosos se convierten en indicadores do límite inferior do permafrost. Por unha banda, aplicando o xa citado principio do



actualismo podemos supoñer que se isto ocorre na actualidade o mecanismo debeu funcionar igual no pasado, e xa que estas formas foron descritas como formas fósiles na serra dos Ancares e no veciño val de Degaña, temos que supor que cando se orixinaron existía un cinturón de solos xeados (*permafrost*) nestes sectores do NW peninsular. O mesmo ocorre se falamos dos campos de bloques, que son extensións horizontais de macroclastos que requiren para a súa formación a presenza dun permafrost continuo, ou sexa, temperaturas inferiores ós 6°C de TMAA. Os campos de bloques aparecen nas superficies aplanadas que forman parte dos cumes das serras galegas, tales como Os Ancares, Queixa e Trevinca, polo que tamén son unha boa ferramenta á hora de establecer reconstrucións paleoclimáticas.

Ademais destas formas orixinais, existen outros elementos que podemos empregar, tales como a presenza de cuñas de xeo fósiles, como as descri-

Dous exemplos de depósitos de vertente de orixe periglacial (na foto superior, depósito de Vilanova, e na inferior, depósito de Moia, ámbolos dous no val do río Navia).

A presenza deste tipo de sedimentos demostra que no pasado existiu unha alternancia de fases de conxelación do solo. O depósito de Vilanova suxire que o frío responsable da súa formación foi máis atenuado que no caso de Moia, onde as cuñas de xeo implican un solo que permanecía xeadado polo menos estacionalmente.

O contraste entre estes tipos de depósitos indica fases de frío diferentes ó longo do Cuaternario final, relacionables coas fases glaciares a maior altitude.

Depósito de orixe fluvio-glacial de Pías, val do Bibei (Ourense). Indica a cercanía da fronte do glaciar e a circulación de auga líquida. A estrutura sedimentaria vertical (cuña fósil) revela que o depósito conxelouse de xeito permanente (permafrost) nunha fase posterior á súa formación.





Glaciar rochoso nas vertentes do pico Cuíña, na serra dos Ancares (Lugo). Ó igual que outras formas, evidencia a presenza de solos xeados permanentemente con posterioridade á retirada dos xeos cuaternarios neste sector.

tas no val do Bibei ou no val do Moia, afluente do Navia, que denotan a existencia de permafrost a cotas relativamente baixas, como son os 800-700 m, ou as crioturbacións e a presenza de horizontes endurecidos (*fraxipán*) nos solos, que en todo caso sinalan a ocorrencia de solos xeados estacionalmente en profundidade, cando non auténtico permafrost. Como estas e outras formas se gradúan en altitude podemos supoñer tamén que non todas son coetáneas, e que polo tanto marcan momentos fríos de diferente intensidade e localización temporal.

Estamos a falar de solos xeados, pero, ¿que pasa mentres tanto cos glaciares? Sabemos que a formación de glaciares responde a un equilibrio dinámico frío/humidade. Segundo isto pódense formular dous modelos extremos de glaciario. Un condicionado polo gran aporte de humidade en forma de neve dentro dun contexto frío, pero que non requiriría TMAA extremadamente baixas. Teríamos así un glaciario de tipo oceánico controlado principalmente pola abundancia de precipitacións en forma sólida. O modelo contraposto estaría apoiado nun control pola presenza dun frío extremo, e orixinaría un glaciario continentalizado frío/seco. Estes dous modelos, e tódalas súas variedades de transición danse na actualidade no globo. Os estudos sobre a evolución xeomorfolóxica no NW peninsular demostran que ó longo do

Pleistoceno superior déronse condicións de glaciario que variaron entre os dous modelos.

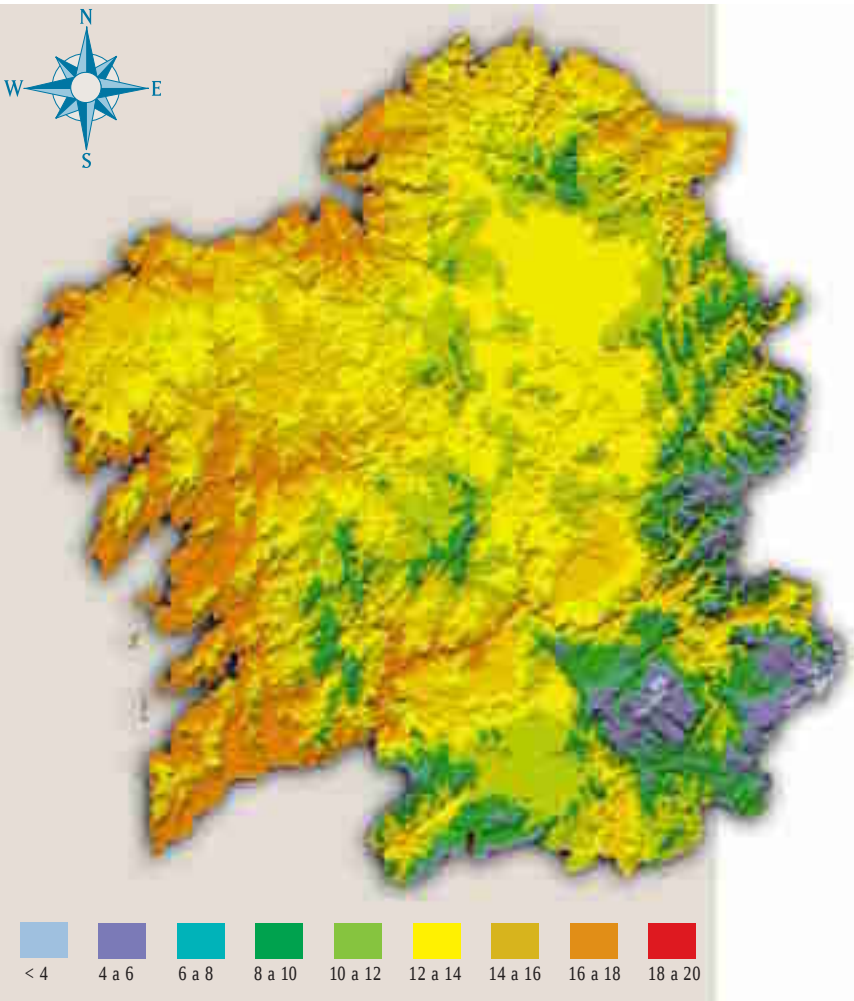
¿Como coñecemos este feito? Calquera glaciar pódese dividir en dúas partes segundo a dinámica de acumulación/ablación: unha parte superior ou área de acumulación, e outra inferior ou área de ablación, separadas por unha liña chamada Liña de Equilibrio Glaciar (ELA segundo as súas iniciais en inglés). Polo dito anteriormente a temperatura da ELA pode variar segundo o tipo de glaciario entre valores, deducidos a partir do estudio de glaciares activos, que oscilan dos 0° C ata os -14° C. É evidente que no glaciario oceánico a ELA está por baixo do límite de calquera solo xeado e que por debaixo da ELA no glaciario continentalizado se desenvolven todo tipo de solos xeados. Se podemos establecer unha relación entre glaciares e presenza de solos xeados poderemos propor un modelo xeocriolóxico que defina o tipo de clima frío que se dá nun momento determinado. Os estudos sobre climas fríos pleistocenos en Galicia permítenos establecer unha sucesión de fases xeocriolóxicas diferenciadas ó longo de alomenos o Pleistoceno final que poñen en relación a dinámica glaciar e a dinámica periglaciario.

O PLEISTOCENO

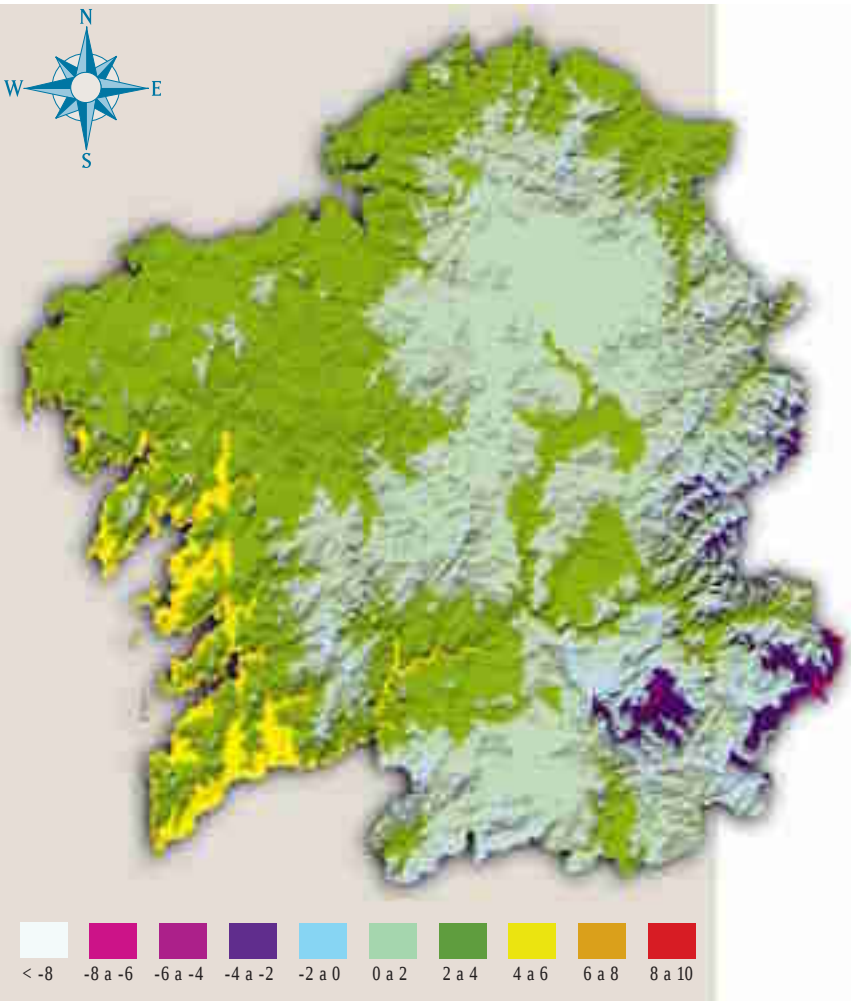
Un primeiro momento detectado caracterízase pola presenza en Galicia dunha fase xeocriolóxica oceánica, condicionada polo gran aporte de neve dentro dun contexto frío aínda que non extremo, xa que non se detecta a presenza de solos xeados por debaixo do nivel da ELA nos distintos macizos montañosos. Correspóndese co momento de máximo avance dos glaciares nas montañas galegas. A súa correlación cos datos aportados polo estudio de diferentes depósitos de orixe periglaciario localizados no litoral galego permítenos afirmar que esta fase é anterior ó 31 ka BP. En todo caso o descenso das TMAA con respecto ás medias actuais necesario para que se dea esta fase é da orde de 6° C.



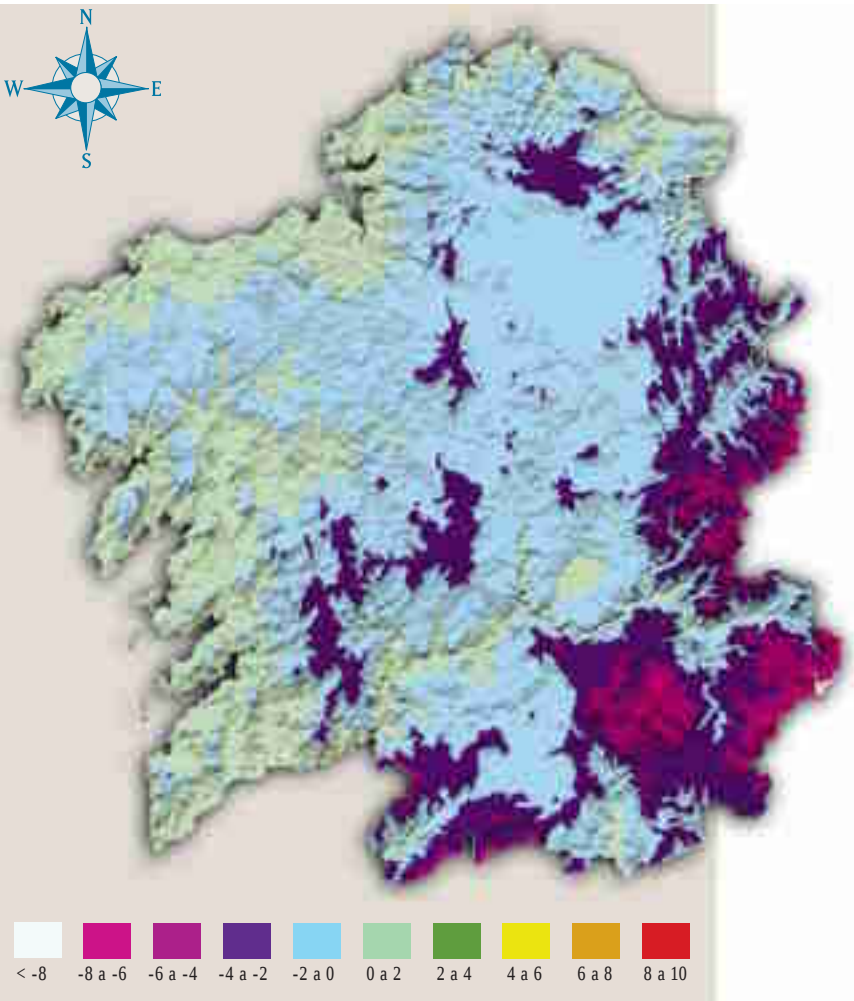
Temperatura media anual actual (°C)
(Período 1961-1990)



Temperatura media (°C)
Máximo Avance Glaciar (60.000-30.000 BP)



Temperatura media (°C)
Glaciares Individualizados (20.000-18.000 BP)



Temperatura media (°C)
Glaciares de Altitude (16.000-10.000 BP)



Con posterioridade detéctase un segundo momento frío, correspondente a unha fase xeocriolóxica continentalizada, na que xunto á presenza de glaciares nas montañas máis elevadas temos a aparición de solos xeados por debaixo do nivel da ELA. Este momento é máis frío que o anterior, dándose un descenso da TMAA duns 12° C, aínda que os glaciares son menos estensos que na fase anterior debido a un descenso no aporte de humidade, xa que en resposta ó descenso das temperaturas o clima global faise máis seco. A súa correlación cos datos globais permítenos situala no Pleniglacial Global Final (25-18 ka), o que é corroborado pola presenza de datacións absolutas no noso ámbito de estudio.

¿Que características presentaría este clima? Só coñecemos para esta fase os valores teóricos da TMAA, así como o feito da restricción importante no ciclo hidrolóxico. Daríase unha amplitude térmica moi grande, cos meses de inverno moi fríos e ondas de frío que farían baixar as temperaturas por debaixo dos -25°C; o solo permanecería xeados. Nembargantes no curto verán as temperaturas situaríanse por enriba dos cero graos e daríase un desxeo, polo menos superficial, do solo. Trátase do mesmo tipo de clima que se dá hoxe en día na tundra siberiana: moi frío e relativamente seco.

Por último o estudio do glaciario e dos solos xeados permítenos distinguir unha última fase xeocriolóxica continentalizada de altitude, que se pode desdobrar en dous momentos. En todo caso é menos fría e está sinalada pola presenza de glaciares rochosos nos sectores máis elevados das serras orientais (Os Ancares, Degaña, etc.) coetáneos ou posteriores ó retroceso final dos glaciares. O descenso da TMAA e da orde de 6-7° C, similar á fase xeocriolóxica oceánica, o que indica que a dispoñibilidade de humidade neste momento é moito maior. Cronoloxicamente sitúase no Tradiglacial inicial (Tradiglacial I, 16-13 ka). A derradeira fase fría pleistocena instálase no chamado Tradiglacial final (Tradiglacial II, 11-10 ka), e supón unha caída das temperaturas con respecto ás actuais duns 4° C.

O HOLOCENO

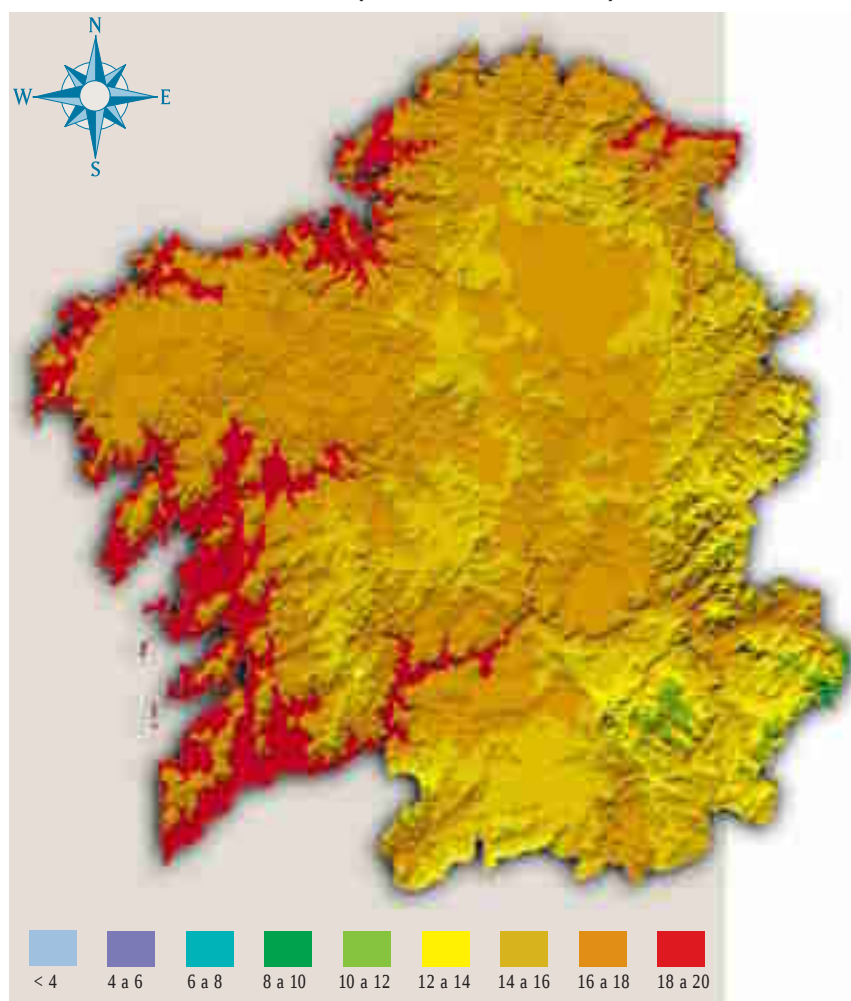
A partir dos 11 ka o clima cambia repentinamente para dar paso ó presente interglacial, que recibe o nome de Holoceno. Un interglacial atípico, tanto pola súa duración como pola súa estabilidade en comparación cos interglaciares anteriores. A maior parte da transición entre o último episodio frío do último período glacial e o comezo deste interglacial parece que ocorreu nun breve período de tempo, tal vez non superior aos 50 anos, tal como suxiren os rexistros dos xeos de Groenlanda; se ben tardou en consolidarse unhas 1.500 anos. De novo, un cambio na circulación oceánica provocaría un aumento significativo do vapor de auga atmosférico, posiblemente dando lugar ó incremento das áreas de braña e da emisión de CH₄ que, xunto co incremento na concentración de CO₂, potenciarían o quecemento climático.

En Galicia síntomas deste quecemento son apoiados polos datos dos rexistros polínicos, xeomorfolóxicos, sedimentolóxicos e edáficos, alomenos dende hai 9'5 ka, indicando un claro aumento do fluxo de humidade e das temperaturas. As condicións iniciais son frías, pero a partir dos 8-7 ka a recuperación térmica é notable, acadando o período óptimo do Holoceno arredor do 6 ka, con temperaturas da orde de 2-3° C superiores ás actuais -lixeramente máis baixas que no anterior interglacial-.

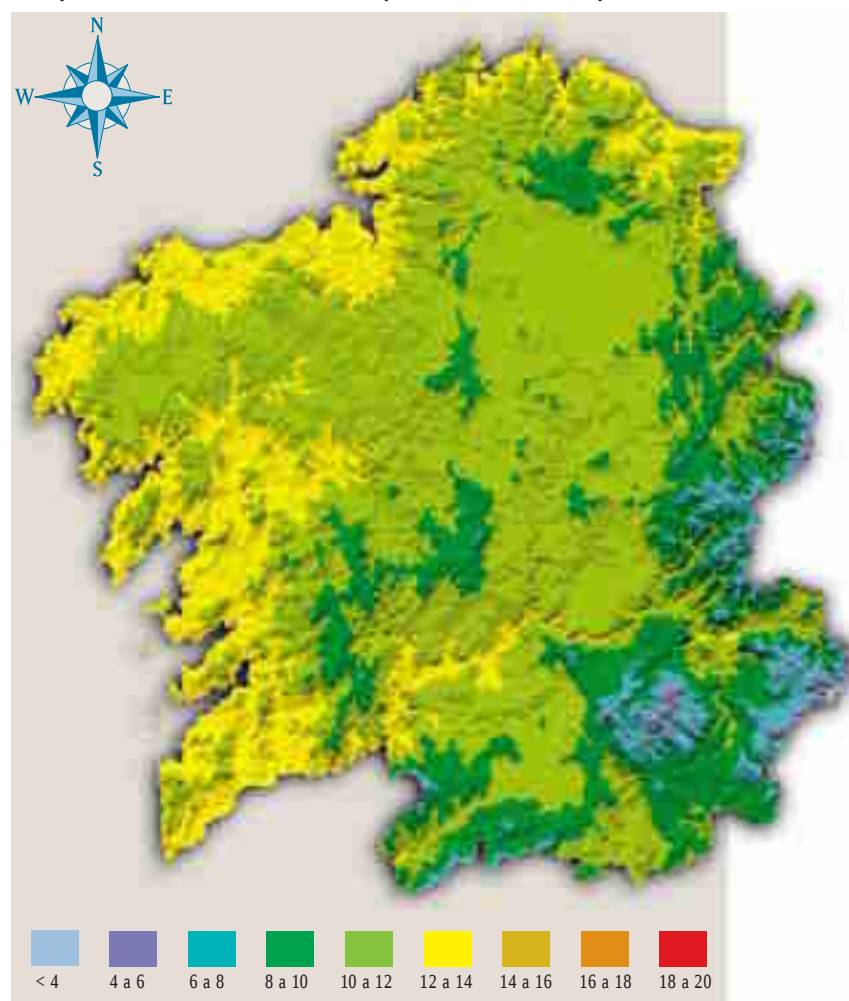
Esta fase remata cara ós 5 ka, cando ten lugar unha regresión térmica que durará ata os 3 ka, etapa que recibe o nome de Período da Neoglaciación. O arrefriamento climático no noroeste da península e corroborado por investigacións xeoquímicas recentes nas turbeiras da Serra do Xistral. Estas indican que durante a neoglaciación as temperaturas medias mantivéronse sempre por debaixo das medias actuais, incluso ata 2° C. Ao mesmo tempo deuse un avance dos glaciares de montaña europeos (Alpes, Pireneos...) e unha regresión mariña -baixada do nivel do mar- que quedou ben documentada nos depósitos sedimentarios da costa galega. Cara ós 3 ka iníciase



Temperatura media (°C)
Período cálido román (2.000-1.500 BP)



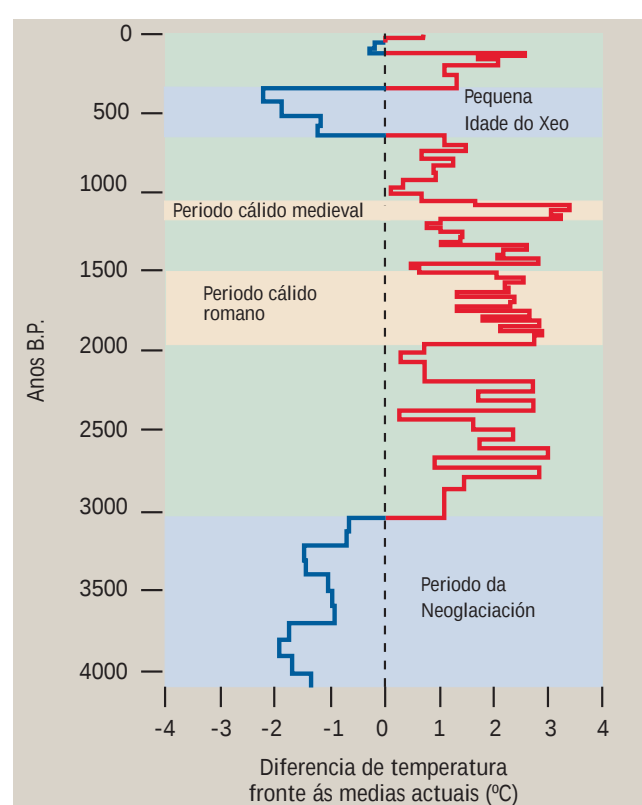
Temperatura media (°C)
Pequena Idade do Xeo (s. XVI-s. XVIII)



un quecemento irregular, que desecadeou unha fase mariña transgresiva -subida do nivel do mar- que culminou en época romana, durante o Período Cálido Romano, entre hai 2 e 1,5 ka, dando lugar a que algúns asentamentos prehistóricos se visen afectados pola marea alta e por porcesos litorais (temporais, por exemplo), como o Castro de Baroña ou o Castro da Croa (illa de Toralla). Durante este período cálido as temperaturas mantivéronse entre 2° e 3° C por enriba das medias actuais, sendo á súa vez unha fase máis húmida -probablemente a máis longa das fases húmidas do Holoceno final-.

Hai uns 1500 anos ocorreu un breve período de degradación climática que, se ben acadou temperaturas semellantes ás presentes, supuxo unha forte regresión térmica (un descenso das temperaturas de 2° a 2'5° C) acaecida durante a desintegración do Imperio Romano e a colonización xermánica da Península Ibérica. Este breve período, da orde dun século de duración, deu paso a

unha rápida recuperación con valores de temperatura semellantes aos de época romana, sendo este un aspecto singular da evolución climatolóxica de Galicia pois, tal como indica Font Tullot



Os rexistros paleoclimáticos referidos á evolución do último tramo do Holoceno, como o amosado na gráfica -reconstruído a partir das variacións do Hg nunha turbeira da Serra do Xistral-, parecen indicar que as temperaturas por enriba da actual foron a norma máis que a excepción. Aínda así, tamén amosan a presenza de dous importantes períodos fríos, a Neoglaciación que comezou fai uns 5.000 anos e rematou fai uns 3.000 anos, e a Pequena Idade do Xeo, ocorrida entre os séculos XV e XVIII; durante os cales as temperaturas foron entre 1° e 2'5° C inferiores ás actuais (modificado de Martínez Cortizas e colaboradores, 1999).

na súa obra *Historia del Clima de España*, o resto da Península Ibérica e o suroeste europeo víronse inmersos nun intenso período frío que recibe o nome de Episodio Frío Altomedieval. No mesmo documéntanse avances dos glaciares escandinavos e alpinos, crecidas históricas dos ríos europeos como as do Ródano (anos 563, 572 e 583), invernos moi rigorosos con fortes nevadas, intensas secas e cuantiosas perdas na agricultura. A peculiar situación circulatoria da atmosfera (cun anticiclón nor-centroeuropeo flanqueado por dous sectores de baixas presións, un en Islandia e outro no norte de África) provocou o arrastre de masas de aire frío centroeuropeas e siberianas cara á cunca mediterránea, orixinando alí fortes adversidades climáticas. Nembergantes, tamén provocou o acceso de masas de aire oceánico cálido do sur e suroeste sobre Galicia, favorecendo unhas condicións climáticas claramente contrastadas coas do resto da península. Este episodio podería estar relacionado coa introducción de certos cultivos termicamente existentes en Galicia.

O seguinte período climático relevante é o Episodio Cálido Baixomedieval, centrado en hai uns 1000 anos, con temperaturas que puideron ser ata 3'5° C superiores ás actuais. Este parece que foi tamén un período bastante húmido nos sectores atlánticos. A continuación as temperaturas baixaron para estabilizarse arredor de 1° C por enriba das presentes, para finalmente entrar nun dramático descenso que deu lugar á denominada Pequena Idade do Xeo. Este último episodio climático, para o que algúns autores marcan o seu inicio cara a mediados do século XV, coincide cun mínimo na formación de manchas solares (o mínimo de Maunder), e supuxo unha das épocas recentes de maior intensidade do frío, con temperaturas que chegaron a ser da orde de 2'5° C máis baixas que as actuais. Ademais do avance dos glaciares escandinavos, alpinos e pirenaicos - incluso coa formación de pequenos núcleos de xeo na Cordilleira Cantábrica-, o descenso termométrico foi tan intenso que a maior parte dos ríos europeos xeábanse durante o inverno. En Londres a capa de xeo do Támesis era de tal espesor que

sobre a superficie xeadá celebrábanse as Feiras de Xeo, con atraccións e partidos de fútbol. En Galicia, este episodio climático desencadeou procesos erosivos, morfoxénese sedimentaria e procesos asociados co frío nas áreas de montaña (como nos Ancares), que están a revelar os estudos xemorfolóxicos, sedimentolóxicos e xeoquímicos.

A partir do século XVIII deuse unha abrupta recuperación térmica que se consolidou durante o XIX, en plena revolución industrial. A finais do século XIX as temperaturas diminuíron de novo, dende uns 2'5° C por enriba das actuais ata case 0'5° C por debaixo das mesmas a principios do século XX. Este descenso termométrico que ocorreu en Galicia, tamén é reflectido polos rexistros de estacións meteorolóxicas de serie longa do norte da península. A pesar diso o devir do século XX é o dun quecemento progresivo, arredor de 1° C (dende -0'3° a +0'6° C, respecto das medias actuais). Os rexistros xeoquímicos das turbeiras parecen indicar ademais unha tendencia á maior incidencia da seca.

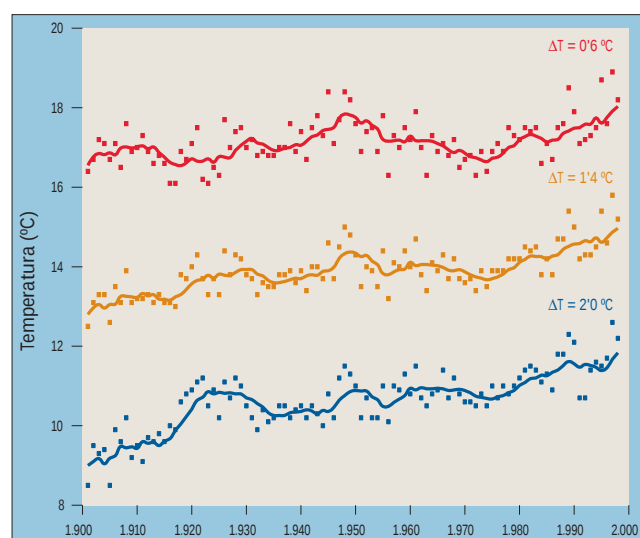
O CAMBIO CLIMÁTICO INDUCIDO

As evidencias que amosan os rexistros climáticos de Galicia para o século XX son coincidentes coas obtidas a nivel global. Tal como recolle o documento do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), existe unha preocupación crecente de que sexan as actividades humanas as causantes do cambio climático observado, ao aumentar o efecto invernadeiro como consecuencia das emisións de CO₂ e outros gases efectuadas no pasado e que continúan actualmente, podendo facer que aumente a temperatura da superficie terrestre, o que correntemente se denomina quecemento global ou cambio climático inducido. Sorprendentemente, a teoría invernadeiro do cambio do clima xa fora proposta por Arrhenius en 1896, ao parecer o primeiro científico que investigou os efectos do CO₂ sobre a temperatura. A súas estimacións coinciden bastante ben coas prediccións modernas feitas coa axuda de modelos informáticos de circula-



ción xeral da atmosfera. Arrhenius recoñeceu no seu estudio de 1896, as contribucións feitas anteriormente para a comprensión do efecto invernadeiro polo matemático francés Jean-Baptiste Fourier, que se remontan a 1827.

Os principais gases de efecto invernadeiro son o vapor de auga e o CO_2 . Xunto coas partículas das nubes (gotas de auga, aerosois e cristais de xeo), estes gases contribúen nun 95% ao efecto invernadeiro na troposfera. O 5% restante depende fundamentalmente do ozono (O_3), o metano (CH_4) o óxido nitroso (NO_2) e, dende a súa introducción co século XX, os clorofluocarbonos (CFCs). Todos estes gases absorben radiación infravermella emitida pola superficie da Terra e contribúen con iso ó efecto invernadeiro. O vapor de auga, o máis abundante e importante deles, atópase maioritariamente na troposfera e pódese considerar conservativo. O CO_2 , que aparece relativamente ben mesturado na troposfera e estratosfera, aumentou a súa concentración unhas 73 ppmv dende finais do século XVIII. Algúns investigadores estiman que de manterse as emisións deste gas ao nivel de 1990, a súa concentración na atmosfera podería dobrarse no ano 2100. O CO_2 é un importante produto secundario das actividades humanas, que actualmente contribúe nuns 50 W m^{-2} aos 153 W m^{-2} do quecemento invernadeiro (o vapor de auga aporta uns 100 W m^{-2}), e polo tanto as súas concentracións atmosféricas son susceptibles de ser aumentadas de maneira desproporcionada.



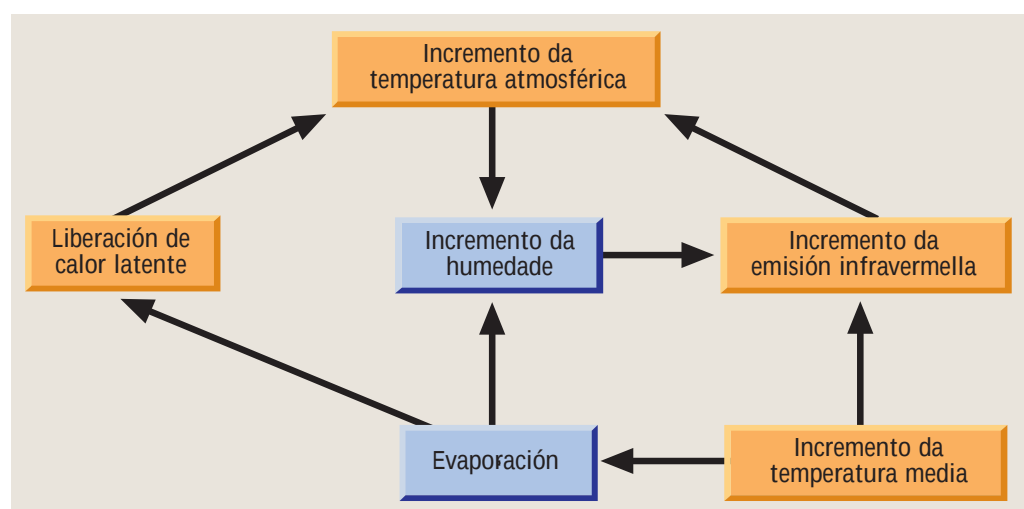
Evolución das temperaturas medias, media das máximas e media das mínimas anuais no último século na estación da Coruña. A temperatura media anual amosa unha tendencia de aumento progresivo dende principios de século cun incremento duns $1'4^\circ \text{C}$. Como pode verse, o notable incremento das temperaturas mínimas (uns 2°C) é o principal responsable da evolución termométrica da Coruña. (As curvas son medias móbiles cun intervalo de cinco anos).

Aínda que os demais gases invernadeiro teñen concentracións relativamente baixas en comparación co vapor de auga e o CO_2 , e a súa contribución ó quecemento é pequena, o seu potencial de quecemento global é considerable. Por exemplo, tendo en conta a súa capacidade de absorción de radiación infravermella, tempo medio de residencia na atmosfera, masa molecular e período de tempo para o cal interesan os efectos do cambio climático, estímase que os potenciais de quecemento do CH_4 , NO_2 , CFC-11 e CFC-12 en relación o CO_2 son de 63, 270, 4500 e 7100 veces respectivamente, para un período de 20 anos. Polo tanto, aumentos semellantes de CO_2 e CFC-12 terían potenciais de quecemento desproporcionadamente desiguais.

Tamén é importante considerar aquí as interaccións entre o O_3 e os CFCs. O ozono atópase fundamentalmente na estratosfera (arredor do 90%), onde absorbe de forma activa a radiación



A meirande parte dos escenarios futuros que se barallan para o cambio climático inducido especulan coa posibilidade de que, de manterse as emisións de gases de efecto invernadeiro, o nivel do mar podería experimentar subidas das que os efectos nas poboacións costeiras serían catastróficos. Nembargantes, existe unha grande incerteza sobre a bondade dos modelos de predicción do cambio climático.



Os procesos de retroalimentación dentro do sistema climático están na base da incerteza da modelización da dinámica do propio sistema e das posibilidades de predicción. A figura amosa o exemplo do vapor de auga.

ultravioleta entrante. O quecemento causado por esta absorción da radiación solar é suficiente para provocar a inversión térmica da estratosfera. Sábese que os CFCs consomen O_3 estratosférico, provocando que unha maior proporción da radiación solar alcance a superficie da Terra e aumente o quecemento. Por outro lado, as perdas de O_3 reducen o quecemento na estratosfera dando lugar a un arrefriamento. A interacción dos CFCs e o O_3 crea problemas de moi diferente natureza nos distintos niveis atmosféricos: na troposfera potencia o quecemento, mentres que na estratosfera dá lugar a un enfriamento, o que supón unha perturbación dos gradientes térmicos verticais atmosféricos e posibles consecuencias sobre a circulación atmosférica.

Esta discusión resume algúns aspectos básicos en relación co quecemento potencial dos gases invernadeiros, en particular do CO_2 . Pero é aquí onde termina o coñecemento dos feitos e comezan as prediccións e debatidas hipóteses do quecemento global inducido. As variables climáticas básicas, como a temperatura media global da superficie da Terra e a distribución das temperaturas atmosféricas, non poden, na actualidade, predicirse de maneira precisa para os posibles escenarios futuros de concentración de gases invernadeiros. A predicción das variables rexionais do ciclo hidrolóxico é aínda moito máis difícil. A enorme incerteza que rodea o cambio climático inducido provén de dous factores esenciais, por un lado da complexidade do sistema climático e dos procesos de retroalimentación entre atmosfera-océano, atmosfera-terra e a dificultade para

modelar os seus acoplamentos; e por outro, do propio rexistro instrumental, demasiado curto e incompleto para deducir tendencias que poidan ser relacionadas, de xeito inequívoco e significativo, coa actividade humana.

Sábese, ou crese, que hai unha serie de procesos de retroalimentación, debido ás interaccións no sistema climático, que son o resultado do forzamento do clima global polo quecemento invernadeiro. O forzamento de gases como o CO_2 sobre a temperatura atmosférica fai que teña lugar un cambio na temperatura superficial. Nembargantes, este aumento da temperatura dispara unha serie de procesos de retroalimentación que acentúan (positiva) ou diminúen (negativa) o forzamento invernadeiro. Estes mecanismos son altamente non-lineais e poden estar afectados os uns polos outros (interaccións de intraretroalimentación). Non é esta obra o lugar para entrar en detalle en cada un dos procesos propostos, os cales poden ser consultados na abundante literatura científica sobre o tema. Pero si cómpre mencionar algúns deles, a fin de comprender a complexidade do sistema climático.

Coñécense procesos de retroalimentación do quecemento climático co vapor de auga (positivo): o aumento da temperatura xera un aumento da evaporación, do contido de auga da atmosfera, do fluxo de calor latente e un reforzamento do efecto invernadeiro polo aumento do vapor de auga -captación de enerxía infravermella-, e que en conxunto favorece a progresión do quecemento; coa humidade do solo (positivo); coas nubes (incerto, pero a maioría dos modelos suxiren que positivo); o albedo superficial e a vexetación (positivo); coas interaccións océano-atmosfera (extraordinariamente complexos, positivos ou negativos); e co ciclo do carbono (complexos).

Polo que respecta ó rexistro instrumental, as incertezas sobre a súa validez para o estudo do cambio climático débense a problemas metodolóxicos: ¿que elementos climáticos están a cambiar?, ¿cales son os mecanismos circulatorios



e as propiedades atmosféricas implicadas no cambio?, ¿cal é a calidade dos rexistros que empregamos?; problemas de escala temporal: nos mellores casos o rexistro instrumental remóntase aos últimos 200 anos, cando a evolución dos estados da atmosfera se produce a moi distintas escalas temporais (segundos a millóns de anos); e problemas de escala espacial: representatividade espacial dos rexistros meteorolóxicos que cubra a grande diversidade climática do noso planeta.

Se voltamos ao que coñecemos da evolución pasada do clima -os paleoclimas-, atopamos que unha das conclusións máis directas que podemos extraer é que o clima estivo nun estado de cambio permanente e que este cambio foi abrupto, pero dentro duns límites e cunhas tendencias marcadas. O rexistro paleoclimático do noroeste peninsular para os últimos 4.000 anos indica ademais, que o cambio é unha norma incluso a escalas temporais seculares, e que a temperatura podería ter sufrido variacións superiores ou da mesma orde que as que se están a observar no presente século -por exemplo, na Pequena Idade do Xeo as temperaturas diminuíron máis de 2° C en menos dun século, e no inicio de Período Cálido Altomedieval aumentaron cáseque 3° C nun período de tempo semellante-. Suliñemos ademais que, como xa se mencionou, o Holoceno é un interglaciar atípico pola súa homoxeneidade e longa duración.

As concentracións atmosféricas actuais dalgúns gases invernadeiro son, nembargantes, as máis elevadas dos últimos 400 ka, e as concentracións de fondo superáronse en datas recentes. Pero, a maior parte do quecemento do século XX parece que ocorreu antes de 1950 mentres que a maior parte do aumento da queima de combustibles fósiles é posterior a ese ano. Recentes descubrimentos tamén sinalan que a actividade do campo magnético solar dobrouse dende 1900 ata hoxe. As temperaturas medias troposféricas están fortemente correlacionadas co nivel xeral de actividade solar, a condensación de vapor de auga para formar cristais de xeo e gotas de auga depende da ionización da atmosfera que é suprimida por unha elevada actividade solar, e a temperatura superficial dos océanos -clave no fluxo de CO₂ cara á atmosfera- está influída pola luminosidade solar; é dicir, que tanto o aumento das temperaturas como da concentración de CO₂ atmosférico poderían estar relacionadas con variacións na fonte de enerxía primaria: o Sol; se ben algúns investigadores defenden que o forzamento debido a actividade magnética solar é pequeno. Moito maior é a incerteza sobre as repercusións do cambio inducido no ciclo hidrolóxico (véxase por exemplo Loaiciga e colaboradores, 1996). No estado actual de coñecementos cómpre recoñecer a extraordinaria complexidade e a nosa ignorancia de moitos dos procesos que acontecen no sistema climático.



A queima de combustibles fósiles, debida á actividade humana, é a principal fonte antropoxénica de emisións de CO₂, gas de efecto invernadeiro do que as concentracións están a aumentar de xeito evidente dende principios do século XX.

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



BIBLIOGRAFÍA

AIRA, M.J. (1986). Contribución al estudio de los suelos fósiles de montaña y antropógenos de Galicia. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela.

ALMARZA MATA, C. e LÓPEZ DÍAZ, J.A. (1995). Las temperaturas máximas absolutas en zonas costeras. El caso de la Coruña. En J. Creus Novau (Ed.): Situaciones de riesgo climático en España. páxs.153-161. Jaca.

ASENSIO AMOR, I. y SUÁREZ ACEVEDO, J. (1962). Caracteres climáticos en la zona litoral del Eo. Estudios Geográficos, 39: 535-552.

BEORLUEGUI, M., CREUS NOVAU, J. e FERNÁNDEZ CANCIO, A. (1995). Cambio climático en Galicia. Reconstrucción climática de las últimas centurias. Gabinete de Planificación e Desenvolvemento Territorial, Serie Monografías. Xunta de Galicia.

CAPEL MOLINA, J. J. (1980). Los mecanismos de la precipitación en la España Atlántica y el flujo de los 500 mb. En Aportación española al 24º Congreso Geográfico Internacional de Tokio, 1980, páxs. 41-50. Ed. Real Sociedad Geográfica. Madrid

CAPEL MOLINA, J.J. (1988). Las perturbaciones tropicales en el Atlántico norte y su incidencia en Europa occidental. En Papeles de Geografía, 14: 9-33.

CAPEL MOLINA, J.J. (1993). Fluctuación climática actual en Santiago. En P. de Torres Luna, A. Pérez Alberti y R.C. Lois González (Eds.): Congreso Internacional de Geografía Los caminos de Santiago, páxs. 141-154. Santiago de Compostela.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. I: Normalización de datos termopluviométricos y gradientes térmicos verticales. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, Vol. 7. págs. 45-57.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. II: Evapotranspiración y Balance Hídrico. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 57-67.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981) Climatología Básica de Galicia. III: Clasificaciones Climáticas. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 67-87.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. IV: Análisis pluviométrico, termométrico y ombrotérmico. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 87-111.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. V:Producción potencial. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 112-127.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. VI:Evolución de la Sequía en función de la Producción potencial. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 128-137.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1981). Climatología Básica de Galicia. VII: A modo de síntesis (Aplicación del análisis de componentes principales a las variables climáticas. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 138-149.

CARBALLEIRA, A., DEVESA, C., RETUERTO, R., SANTILLÁN, E. e UCIEDA, F. (1983). Bioclimatología de Galicia. Ed. Fundación P. Barrié de la Maza. Conde de Fenosa. A Coruña.

CARBALLEIRA, A., RETUERTO, R. e UCIEDA, F. (1984). Caracterización y clasificación numérica de las plantas frente al clima. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 8: 207-219.

CARBALLEIRA, A., GONZÁLEZ, B., JUSTE, J., MOLINA, A.M., RETUERTO, R. e UCIEDA, F. (1982). Ensayo de definición de regiones ecológicas en función del clima. Cuencas de los ríos Bibey, Jares y Navea. Trabajos Compostelanos de Biología, 9: 139-157.

CARBALLEIRA, A., JUSTE, J., MOLINA, A.M., RETUERTO, R. e UCIEDA, F. (1981). Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia. I. Relación clima-topografía. Anales de Edafología y Agrobiología, XL(11-12): 2121-2138.

CASARES, M. e ELIZAGA, F. (1991). Dos situaciones de temporal en las costas gallegas. Segundo Simposio Nacional de Predicción. I.N.M. MOPU, páxs. 95-102. Madrid.

CASTILLO RODRÍGUEZ, F. (1993). Un clima marcadamente oceánico. En A. Pérez Alberti e R.C. Lois González (Eds.): Ferrol: Xeografía dun espacio urbano, Cap. 2. Ed. Ateneo Ferrolan. Ferrol.

CASTILLO RODRÍGUEZ, F. (1993). Las situaciones sinópticas de tiempo en relación con el desplazamiento de la mancha de petróleo originada por el embarrancamiento del petrolero Mar Egeo en la ría de A Coruña. Una aproximación metodológica. En XIII Congreso Nacional de Geografía, páxs. 579-583. Sevilla.

CASTILLO RODRÍGUEZ, F. e PÉREZ ALBERTI, A. (1993). Tipos de tiempo lluvioso durante el otoño-invierno en el litoral noroccidental gallego. Notes de Geografía Física, 22: 99-112.

COSTA CASAIS, M., MARTÍNEZ CORTIZAS, A. e PÉREZ ALBERTI, A. (1996). Tipos de depósitos costeiros antigos entre o cabo Fisterra e o cabo Corrubedo (A Coruña) En A. Pérez Alberti, W. Chesworth, P. Martini, A. Martínez Cortizas (Eds) Dinámica y evolución de medios cuaternarios, Xunta de Galicia, Consellería de Cultura, páxs. 417-430. Santiago de Compostela.

CREUS NOVAU, J., BEORLEGUI, M., FENÁNDEZ CANCIO, A. e GÉNOVA FUSTER, M. (1994). Reconstrucción de la temperatura de abril en el sur de Galicia desde mediados del siglo XVII. Aplicación de la metodología dendroclimática. Perfiles actuales de la Geografía Cuantitativa en España, VI Coloquio de Geografía Cuantitativa, páxs. 61-71. Málaga.

DÍAZ-FIERROS, F. (1971). Agroclimatología de Galicia. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.

DÍAZ-FIERROS, F. (1978). Perturbaciones mesoclimáticas por la puesta en servicio del embalse de Velle (Ourense). Avances sobre la investigación en Bioclimatología, 7: 346-359.

DÍAZ-FIERROS, F., GIL SOTRES, F., VILLAR, M., LEIROS, M., CARBALLAS, T., CABANEIRO, A e CARBALLAS, M. (1978). Relación entre el crecimiento de una pradera de Lolium perenne y las condiciones de clima y suelo Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 7: 281-289.

FONTANA TARRATS, J.M. (1977). Historia del clima del Finis-Terrae gallego. Madrid.

FONT TULLOT, I. (1988). Historia del Clima de España: Cambios Climáticos y sus Causas. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.

GARCÍA ÁLVAREZ, R. (1974). Climatología de Galicia. Gran Enciclopedia Gallega. Ed. Silveiro Cañada. T. 6, págs. 210-215.

GARCÍA DE PEDRAZA, L. (1977). Variedad climática de Galicia. Calendario Meteorofenológico. Servicio Meteorológico Nacional, paxs. 173-183.

GARCÍA GONZÁLEZ, I, DÍAZ VIZCAÍNO, E. e MARTÍNEZ CORTIZAS, A. (1995). Una serie dendrocronológica para las Sierres Septentrionales de Galicia. III Congreso Científico de Alumnos, Facultad de Veterinaria, Universidad de Santiagode Compostela. Lugo.

GARMENDIA, M. e colaboradores. (1989). Factores determinantes de la precipitación anual en la vertiente cantábrica. En Meteorología y climatología ibéricas. Ed. Universidad. Salamanca, páxs. 113-117.

HUETZ DE LEMPS, F. 1967. Vignobles et vignes du Nord-Ouest de l'Espagne. Bordeaux.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. 1991. El Cambio Climático. Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Instituto Nacional de Meteorología – OMN/PNUMA, Madrid.

JATO, M.V. (1974). Contribución a la cronología de suelos por análisis polínico. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Santiago de Compostela.

LEGATES, D.R. (1991). An evaluation of procedures fto estimate monthly precipitation probabilities. Journal of Hydrology, 122: 129-140.

LOAICIGA, H.A., VALDÉS, J.B., VOGEL, R. e GARVEY, J. (1996). Global warming and the hydrological cycle. Journal of Hydrology, 174: 83-127.

MALDONADO RUÍZ, J. (1994). Evolución tarriglaciari y holocena de los macizos del noroeste peninsular. Tesis Doctoral, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes, Universidad Politécnica de Madrid.

MARCHAND, J.P. (1975). Contribution à l'etude des fortes tempêtes d'Ouest sur la façade atlantique de l'Europe du Nord-Ouest. Norois, 86: 259-274.

MARTÍN VIDE, J. (1993). La transición climática en el Camino de Santiago. En P. de Torres Luna, A. Pérez Alberti

y R.C. Lois González (Eds.): Congreso Internacional de Geografía Los caminos de Santiago, páxs. 155-169. Santiago de Compostela.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A. e CASTILLO RODRÍGUEZ, F. (1996). Condicionantes atmosféricos de las precipitaciones elevadas y su relación con algunas inundaciones en el área de Padrón (Ría de Arousa, Galicia). En M.V. Marzol, P. Dorta e P. Valladares (Eds.): Clima y agua: la gestión de un recurso climático, páxs. 37-48. La Laguna.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A. e CASTILLO RODRÍGUEZ, F. (1996). Estacionalidad pluviométrica en Galicia: comportamiento, representatividad espacial y mecanismos asociados. Geographicalia, 33: 127-145.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A., CASTILLO RODRÍGUEZ, F. e PÉREZ ALBERTI, A. (1994). Factores que influyen en la precipitación y el balance de agua en Galicia. Boletín de la A.G.E., 18: 79-97.

MARTÍNEZ CORTIZAS, A., PONTEVEDRA POMBAL, X., GARCÍA-RODEJA, E., NÓVOA MUÑOZ, J.C. e SHOTYK, W. (1999) Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. Science, 284: 939-942.

MATEO GONZÁLEZ, P. (1965). Distribución de las frecuencias de las cantidades de precipitación en el norte de España Min. del Aire serie A, nº 39. Madrid.

MEDINA, M. (1974). Meteorología del Cantábrico. Rev. Meteo. Mar., 18: 8-15.

MINISTERIO DE AGRICULTURA, PESCA Y ALIMENTACIÓN (1988). Caracterización Agroclimática de la provincia de La Coruña. M.A.P.A. Dirección General de la Producción Agraria, Subdirección General de la Producción Vegetal. Madrid.

MOLINA, A.M., JUSTE, J., UCIEDA, F., RETUERTO, R. e CARBALLEIRA, A. (1983). Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia. II. Pluviometría y Termometría. Anales de Edafología y Agrobiología, XLII(1-2): 43-66.

MOUNIER, J. (1964). La saison pluviométrique indigente dans les régions océaniques du Sud-Ouest de l'Europe, Bretagne et Galice. Norois, jul-sept.: 261-282.

MOUNIER, J. (1979). La diversité des climats océaniques de la Péninsule Iberique. La Meteorologie, serie 6, 106: 205-227.

MOUNIER, J. (1979). Les origines du passage du domaine océanique au domaine méditerranéen dans la Péninsule Ibérique. Mediterranee, 36(3): 3-17.

MOUNIER, J. (1979). Les climats océaniques des régions atlantiques de l'Espagne et du Portugal. Lille, Université de Lille III.

MUÑOZ SOBRINO, C. (1996). Aportación a la historia de la vegetación en la Sierra de Ancares y Montes do Cebreiro (Lugo-León) a partir del análisis polínico de sedimentos turbosos. Memoria de Licenciatura, Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela.

MUSK, L. (1988). Weather systems. Cambridge University Press, Cambridge.



- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). Thèse, Strasburg.
- PAZ, A. e DÍAZ-FIERROS, F. (1985). Estudio de las medidas de radiación solar en Galicia: 1. Medida directa de la radiación y cálculo indirecto a partir de la insolación. IX Reunión Nacional de Bioclimatología (Almería).
- PÉREZ ALBERTI, A. (1982). Climatología en Xeografía de Galicia. Tomo I: O Medio. Ed. Sálvora. Santiago.
- PÉREZ ALBERTI, A. e GUITIÁN RIVERA, L. (1981). El clima. En Galicia Eterna. Ed. Nauta. Barcelona.
- PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ GUITIÁN, M. e CALVÁRCEL DÍAZ, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Septentrionales de Galicia. En A. Pérez Alberti, L. Guitián y P. Ramil (Eds) La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos, Xunta de Galicia, páxs. 61-90.
- PÉREZ ALBERTI, A. e RAMIL REGO, P. (1996). La evolución bioclimática y sus consecuencias. El ejemplo de los paleopaisajes del Cuaternario en Galicia. Gallaecia, 14/15: 31-66.
- PÉREZ ANTELO, A. (1996). Aplicación de la dendrocronología al estudio del clima de los últimos 500 años en Galicia. Férvedes, 3: 151-168.
- PÉREZ IGLESIAS, M.L. e ROMANÍ BARRIENTOS, R.G. (1983). Aproximación al gradiente pluviométrico de las montañas gallegas. En VII Coloquio de Geografía, páxs. 37-41. Salamanca.
- PÉREZ IGLESIAS, M.L. e ROMANÍ BARRIENTOS, R. (1986). El clima. Geografía de Galicia. Xuntanza Editorial. Vol. I páxs. 199-348.
- PETIT, J.R. e colaboradores. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399: 429-436.
- POLO MARAGOTO, C., VILLARINO PÉREZ, R. e RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. (1981). El cálculo de la precipitación en una cuenca de montaña. Aplicación del método de Thiessen. En VII Coloquio de Geografía. Vol. I. Pamplona.
- RAMIL REGO, P. (1993). Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en las regiones montañosas del noroeste ibérico. En A. Pérez Alberti, L. Guitián, P. Ramil Rego (Eds) La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos, Xunta de Galicia, páxs. 25-60.
- RAMIL REGO, P. e AIRA, M.J. (1993). Síntesis de las secuencias paleoambientales y cronológicas del suroeste de Europa: una propuesta para las Sierras Septentrionales de Galicia. Giornale Botánico Italiano, 127: 737-754.
- RAMIL REGO, P., RODRÍGUEZ GUITIÁN, M., GÓMEZ-ORELLANA, L., MUÑOZ SOBRINO, C. e AIRA RODRÍGUEZ, M.J. (1996). Caracterización de los complejos lacustres y humedales continentales de Galicia. En P. Ramil Rego et al. (Coord). Biogeografía Pleistocena – Holocena de la Península Ibérica, Xunta de Galicia, páxs. 227-247.
- RAMIL REGO, P., GÓMEZ-ORELLANA, L. e MUÑOZ SOBRINO, C. (1996). Valoración de las secuencias polínicas del noroccidente ibérico para el último ciclo glacial-interglacial. Férvedes, 3: 33-116.
- RASILLA, D. (1994). Los regímenes pluviométricos en el Norte de la Península Ibérica. Estudios Geográficos, 214: 151-18.
- RETUERTO, R., UCIEDA, F. e CARBALLEIRA, A. (1983). Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia. III. Evapotranspiración potencial y balance hídrico. Anales de Edafología y Agrobiología, XLII(11-12): 2243-2266.
- RETUERTO, R., UCIEDA, F., MOLINA, A. e CARBALLEIRA, A. (1984). Especies indicadoras de la productividad climática potencial en Galicia. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 8: 221-234.
- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ-CONDE, R. 1982. Las transiciones morfoclimáticas en la cuenca del río Ulla. Tesis Doctoral, Facultade de Xeografía. Santiago de Compostela.
- ROLDÁN FERNÁNDEZ, A. (1985). Notas para una climatología de la Coruña, Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicación.
- ROMANÍ BARRIENTOS, R.G. e TORRES LUNA, M.P. (1983). Aspectos climáticos del verano de 1983 en Galicia. Outeiro (Santiago), Vol. 10: 22-23.
- SAA, A., ALMOROX, J., ANTONIO DE, R. e CRUZ DÍAZ, M. (1995). Discusión sobre la existencia de una dorsal pluviométrica costera en Galicia. Consecuencias para el máximo pluviométrico de la España Peninsular. Estudios Geográficos, LVI(219): 395-407.
- SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, B. (1977). El clima en el municipio de Pontevedra. C.S.I.C.
- SÁNCHEZ TORIBIO, M.I. (1992). Métodos para el estudio de la evaporación y evapotranspiración. Cuadernos Técnicos de la S.E.G. Nº 3, 36 pp.
- SANTOS FIDALGO, L. e VIDAL ROMANÍ, J.R. (1995). La transgresión holocena en la ría de Ares (A Coruña, España). Datos cronológicos, sedimentarios y geológicos. Actas de la 3ª Reunión do Quaternario Ibérico. G.T.E.Q. – A.E.Q.U.A., páxs. 339-346. Coimbra.
- TOBAR QUINTANAR, P. y PÉREZ ALBERTI, A. (1995). Las precipitaciones de alta intensidad en Santiago Labacolla. En J. Creus Novau (Ed.): Situaciones de riesgo climático en España, páxs. 95-104. Jaca.
- TORRAS, M.L. e DÍAZ FIERROS, F. (1978). El registro polínico como indicador del cambio climático en Galicia. Avances sobre la Investigación en Climatología, 7: 162-171.
- TORRAS, M.L., VILLAR, M.C., VÁZQUEZ, J.M., MACIAS, F. e DÍAZ-FIERROS, F. (1979). Crisis erosivas en el Cuaternario reciente en Galicia. En J. Muñoz, T. Alexandre e J. Gallardo (Eds). El Cuaternario en medios semiáridos, Instituto de Geografía Aplicada-CSIC, páxs. 229-236. Madrid.
- TOVAL, G. e VEGA, G. (1995). El clima de Galicia. Memoria del Centro de Investigaciones Forestales de Lourizán. Pontevedra.
- TRICART, J. e PÉREZ ALBERTI, A. (1989). Problemas de paleoclimatología: Importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. Actas del Simposio Internacional Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia, 74-92. Consello da Cultura Galega. Santiago.

TSOIS, A. (1991). Sensitivity of the global climate system to initial conditions. EOS Trans. Am. Geophys. Union, 72: 313-328.

UCIEDA, F., RETUERTO, R., CARBALLEIRA, A. e DÍAZ-FIERROS, F. (1983). Productividad climática potencial de cultivos y bosques de Galicia En I Xornadas de Estudo do Seminario de Estudos Galegos. Sada. A Coruña.

UCIEDA, F., RETUERTO, R., MOLINA, A., JUSTE, J. e CARBALLEIRA, A. (1984). Clasificación de especies indicadoras de la productividad climática potencial en Galicia. Avances sobre la Investigación en Bioclimatología, 8: 235-244.

URIARTE, A. (1983). Régimen de precipitaciones en la costa N y NO de la Península Ibérica. Caja de Ahorros de Guipúzcoa.

VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1998). Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en noreste de Galicia. Importancia de los procesos fríos en un sector de las montañas lucenses. Tese de Doutoramento, Facultade de Xeografía, Universidade de Santiago de Compostela.

VAN MOURIK, J.M. (1986). Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (NW Spain). Neerlandse Geografische Studies, 12, 171 páxs.

WALSH, P.D. e LAWLER, D.M. (1981). Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. Weather, 36: 201-208.



A·T·L·A·S C·L·I·M·Á·T·I·C·O D·E G·A·L·I·C·I·A



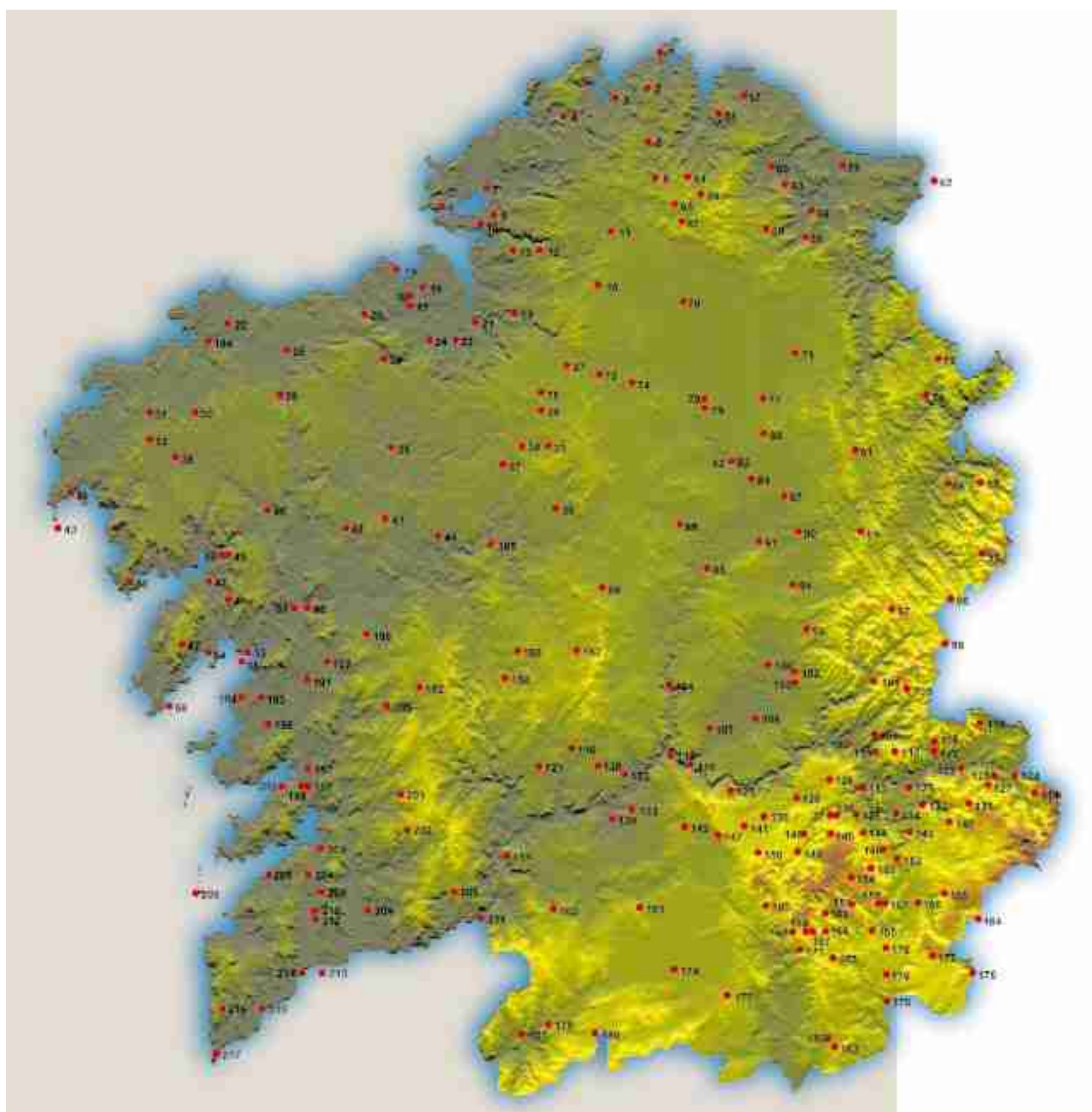


ANEXOS

A · T · L · A · S C · L · i · M · Á · T · i · C · O D · E G · A · L · i · C · i · A



Estaciones Meteorolóxicas



P R O V I N C I A : A C O R U Ñ A

ESTACIÓN	CODIGO	ALTITUDE (m)	LONXITUDE	LATITUDE	X-UTM	Y-UTM
ESTACA DE BARES	1	80	7º 43'	43º 46'	603297.3882	4846448.3202
RIBEIRA DE SOR	2	42	7º 45'	43º 42'	600726.0063	4839003.1316
ORTIGUEIRA	3	10	7º 50'	43º 41'	594036.9335	4837054.2538
CAPELADA	4	550	7º 58'	43º 39'	583335.9008	4833209.7092
GRAÑAS(A3)	5	453	7º 45'	43º 36'	600893.2787	4827897.0616
LOUSEIRAS(B2)	6	540	7º 44'	43º 32'	602351.3617	4820513.4953
NARON	7	35	8º 10'	43º 31'	567354.7985	4818220.5063
MONTEVENTOSO	8	110	8º 17'	43º 29'	557956.9735	4814430.7782
FENE	9	30	8º 9'	43º 28'	568758.6006	4812681.2863
MANIÑOS	10	30	8º 11'	43º 27'	566080.3223	4810803.3678
AREOSA-ASPONTES	11	347	7º 51'	43º 26'	593077.6045	4809270.8040
EUME	12	73	8º 2'	43º 24'	578281.9887	4805380.4873
CAPELA	13	364	8º 6'	43º 24'	572883.2043	4805320.0561
A CORUÑA	14	10	8º 24'	43º 22'	548615.3668	4801399.7238
MARCO DA CURRA	15	650	7º 53'	43º 20'	590528.3707	4798128.5744
SANTA CRUZ	16	60	8º 20'	43º 20'	554046.6564	4797738.9287
ALVEDRO	17	100	8º 22'	43º 19'	551358.3552	4795867.0001
O BURGO	18	10	8º 22'	43º 19'	551358.3552	4795867.0001
IRIXOA	19	398	8º 6'	43º 17'	573022.8994	4792363.7426
LOUREDA	20	135	8º 29'	43º 17'	541920.4820	4792100.1045
BETANZOS	21	38	8º 12'	43º 16'	564926.9260	4790430.3332
BUGALLEIRA	22	60	8º 50'	43º 16'	513526.4167	4790133.1341
MABEGONDO	23	97	8º 15'	43º 14'	560902.1811	4786690.9742
CAÑAS	24	100	8º 19'	43º 14'	555488.6368	4786644.5899
CARBALLO	25	106	8º 41'	43º 13'	525721.2217	4784615.7565
MEIRAMA	26	200	8º 26'	43º 12'	546040.0157	4782872.0951
ARANGA	27	500	7º 58'	43º 11'	583978.3779	4781383.6621
RIO DO SOL	28	340	8º 42'	43º 8'	524400.6269	4775356.5932
CURTIS	29	460	8º 2'	43º 6'	578667.1576	4772064.7443
ZAS	30	208	8º 55'	43º 6'	506781.6297	4771614.6595
VIMIANZO	31	138	9º 2'	43º 6'	497287.3482	4771611.8289
CASTRELO	32	260	9º 2'	43º 3'	497285.1420	4766059.4280
SOBRADO	33	500	8º 1'	43º 2'	580110.2667	4764677.2506
PRESARAS	34	410	8º 5'	43º 2'	574679.0284	4764615.7904
MONTAOS	35	306	8º 25'	43º 2'	547522.9330	4764373.1929
MUIÑOS	36	360	8º 58'	43º 1'	502716.3276	4762357.8549
BOIMORTO	37	480	8º 8'	43º 0'	570643.8049	4760870.9340
CORCUBION	38	10	9º 14'	42º 57'	480965.1485	4754980.6447
MELIDE	39	454	8º 0'	42º 55'	581622.2320	4751737.7756
NEGREIRA	40	183	8º 44'	42º 55'	521765.8520	4751287.2190
LABACOLLA	41	450	8º 26'	42º 54'	546264.9418	4749557.7245
SANTIAGO	42	260	8º 32'	42º 53'	538110.7851	4747656.8620
FISTERRA	43	100	9º 16'	42º 53'	478222.4208	4747585.7309
TOURO	44	316	8º 18'	42º 52'	557181.6229	4745938.1441
TAMBRE	45	20	8º 50'	42º 50'	513621.9702	4742012.5269
BRION	46	100	8º 51'	42º 50'	512259.7730	4742009.9676
NOIA	47	104	8º 53'	42º 47'	509543.0612	4736453.5194
MUROS	48	230	9º 5'	42º 47'	493183.5279	4736450.2871
REGOS	49	281	8º 50'	42º 45'	513640.2563	4732758.9896
HERBON	50	58	8º 38'	42º 44'	530016.6151	4730960.0088
DODRO	51	260	8º 40'	42º 44'	527287.8293	4730948.6972
BARBANZA	52	600	8º 57'	42º 40'	504097.5535	4723493.3378
MONTE PENA	53	140	8º 47'	42º 39'	517760.8109	4721664.2155
BOIRO	54	100	8º 53'	42º 39'	509563.5122	4721648.0600
RIANXO	55	5	8º 48'	42º 38'	516398.9703	4719810.1914
RIBEIRA	56	90	8º 59'	42º 33'	501368.4023	4710537.7359



PROVINCIA: LUGO

ESTACIÓN	CODIGO	ALTITUDE (m)	LONXITUDE	LATITUDE	X-UTM	Y-UTM
XOVE	57	60	7° 30'	43° 41'	620904.8888	4837486.1732
PENEDO DO GALO	58	310	7° 34'	43° 39'	615595.2419	4833689.1001
FOZ	59	12	7° 15'	43° 33'	641368.0814	4823072.8335
FERREIRA	60	96	7° 26'	43° 33'	626557.8878	4822777.4110
XAN BRANCO(B5)	61	520	7° 39'	43° 32'	609085.0678	4820619.4217
CASTROPOL (Asturias)	62	40	7° 1'	43° 31'	660305.8294	4819794.0751
ALFOZ	63	81	7° 24'	43° 31'	629321.8685	4819126.7140
CAMPA DA CRUZ(B6)	64	640	7° 37'	43° 30'	611840.1089	4816961.7322
GAÑIDOIRA(B4)	65	760	7° 41'	43° 29'	606479.4517	4815023.3323
MASMA	66	71	7° 20'	43° 28'	634821.5626	4813679.5722
PEDREIRA(B3)	67	650	7° 40'	43° 27'	607886.5805	4811342.8710
FRAGAVELLA	68	600	7° 27'	43° 26'	625452.8114	4809795.3523
MONDOÑEDO	69	139	7° 21'	43° 25'	633583.3148	4808099.8268
VILALBA	70	480	7° 40'	43° 18'	608152.8605	4794684.5135
CASTRO DE REI	71	439	7° 23'	43° 12'	631350.4440	4783984.9506
O XIPRO	72	840	7° 1'	43° 11'	661185.8324	4782774.9413
GUITIRIZ	73	410	7° 53'	43° 10'	590775.5664	4779619.7730
BREXOME	74	480	7° 48'	43° 9'	597576.4446	4777862.6255
TEIXEIRO	75	149	8° 2'	43° 8'	578624.4680	4775766.4080
FONSAGRADA	76	952	7° 3'	43° 7'	658649.1522	4775307.6970
AS ROZAS	77	400	7° 28'	43° 7'	624749.1415	4774603.1522
RABADE	78	403	7° 37'	43° 7'	612545.2525	4774390.8000
OUTEIRO DO REI	79	414	7° 37'	43° 6'	612575.7962	4772539.9522
RUBIAS	80	480	7° 28'	43° 3'	624884.5072	4767199.7582
CADABO	81	725	7° 14'	43° 1'	643966.9794	4763871.7672
FINGOI	82	450	7° 33'	43° 0'	618193.1003	4761526.6291
LUGO	83	454	7° 33'	43° 0'	618193.1003	4761526.6291
NADELA	84	460	7° 30'	42° 58'	622334.8759	4757896.5707
FOLGUEIRA DE AIGAS	85	910	6° 55'	42° 57'	669956.7410	4757060.0539
NAVIA	86	293	7° 0'	42° 57'	663158.2653	4756894.9203
CORGO	87	440	7° 25'	42° 56'	629201.0958	4754319.6217
GUNTIN	88	460	7° 41'	42° 53'	607527.4845	4748392.0880
BARALLA	89	500	7° 23'	42° 52'	632063.4051	4746968.1830
BANDE	90	500	7° 23'	42° 52'	632063.4051	4746968.1830
NEIRA	91	400	7° 29'	42° 51'	623927.7159	4744965.4094
OS ANCARES	92	1230	6° 55'	42° 49'	670323.2782	4742253.4187
PORTOMARIN	93	340	7° 37'	42° 48'	613123.9430	4739225.5774
SARRIA	94	550	7° 24'	42° 46'	630912.7154	4735837.5485
ANTAS	95	557	7° 53'	42° 46'	591365.6805	4735200.8098
PEDRAFITA	96	1099	7° 0'	42° 44'	663729.5895	4732834.3892
FONFRIA	97	1300	7° 9'	42° 43'	651490.0710	4730703.5478
O INCIO	98	739	7° 22'	42° 41'	633819.1514	4726636.0880
VEIGA DA BRAÑA	99	1150	7° 1'	42° 39'	662582.4184	4723548.3656
BOVEDA	100	361	7° 28'	42° 37'	625760.2330	4719079.6901
CAUREL	101	670	7° 12'	42° 35'	647710.8793	4715809.1535
VEIGA	102	400	7° 24'	42° 35'	631298.1695	4715479.5385
POBOA DE BROLLON	103	400	7° 24'	42° 35'	631298.1695	4715479.5385
BELESAR	104	220	7° 43'	42° 35'	605311.6532	4715036.9956
VILARBACU	105	970	7° 7'	42° 34'	654590.7254	4714107.2248
MONFORTE	106	363	7° 30'	42° 31'	623222.9534	4707926.5513
FERREIRA DE PANTON	107	369	7° 37'	42° 30'	613668.9716	4705912.8813
FISTEUS DE QUIROGA	108	480	7° 12'	42° 29'	647946.7860	4704704.9423
QUIROGA	109	267	7° 16'	42° 28'	642504.9411	4702740.1154
FIAIS	110	990	7° 9'	42° 27'	652137.2632	4701092.0093
SEQUEIROS	111	257	7° 12'	42° 27'	648025.3209	4701003.5783
OS PEARES	112	160	7° 43'	42° 27'	605535.7971	4700231.7374
MONTEFURADO	113	270	7° 14'	42° 23'	645438.0426	4693543.3150
LARDEIRA	114	1262	6° 48'	42° 22'	681160.9110	4692525.3970

P R O V I N C I A : O U R E N S E

ESTACIÓN	CODIGO	ALTITUDE (m)	LONXITUDE	LATITUDE	X-UTM	Y-UTM
OULEGO	115	640	6º 56'	42º 30'	669820.5117	4707055.3628
CEA	116	525	7º 58'	42º 28'	584954.1155	4701801.7887
VALDEORRAS	117	648	7º 3'	42º 27'	660361.1794	4701276.1455
LEIRA	118	648	7º 3'	42º 27'	660361.1794	4701276.1455
SAN ESTEBAN	119	231	7º 40'	42º 26'	609676.7156	4698444.4841
BOIMORTO	120	482	7º 54'	42º 26'	590483.0520	4698169.4386
CARBALLIÑO-SEOANE	121	440	8º 3'	42º 26'	578144.3425	4698020.4857
O BARCO	122	340	6º 59'	42º 25'	665931.7548	4697702.9053
VILAR DE COLES	123	360	7º 50'	42º 25'	595992.3659	4696392.0176
PUMARES	124	359	6º 51'	42º 24'	676949.7646	4696121.4043
SOBRADELO	125	370	6º 54'	42º 24'	672834.4817	4696018.4390
CAMBELA	126	900	7º 19'	42º 24'	638540.9018	4695254.6904
DOMIZ	127	920	6º 55'	42º 23'	671508.1122	4694133.9678
PETIN	128	305	7º 7'	42º 23'	655042.7532	4693749.6100
PARADA	129	676	7º 34'	42º 23'	617996.3080	4693026.6129
PEDROUZOS	130	799	7º 24'	42º 22'	631751.9636	4691420.8633
EIXO	131	1290	6º 58'	42º 21'	667480.3089	4690332.8897
SANTA EULALIA	132	525	7º 5'	42º 21'	657870.4355	4690109.6483
VELLE	133	240	7º 49'	42º 21'	597466.7744	4689008.5534
LAROUCO	134	542	7º 9'	42º 20'	652419.3691	4688137.3579
POBOA DE TRIVES	135	746	7º 15'	42º 20'	644180.2346	4687962.9862
GUISTOLAS	136	680	7º 18'	42º 20'	640060.6832	4687879.4357
ACIBEIRO	137	910	7º 19'	42º 20'	638687.5016	4687852.1241
VALILONGO	138	900	7º 29'	42º 20'	624955.7451	4687593.8160
OURENSE	139	139	7º 52'	42º 20'	593373.0671	4687101.8642
PRADA	140	929	7º 1'	42º 19'	663448.1027	4686534.2769
EDRADA	141	860	7º 32'	42º 19'	620868.1426	4685670.9625
ESGOS	142	588	7º 41'	42º 19'	608506.4086	4685468.7816
SANTA CRUZ DO BOLO	143	600	7º 7'	42º 18'	655247.6933	4684496.3450
MANZANEDA	144	657	7º 14'	42º 18'	645630.2777	4684290.1065
COBA	145	1000	7º 19'	42º 18'	638760.7307	4684150.8711
RABAL	146	950	7º 23'	42º 18'	633265.1135	4684044.3288
ALTO DO RODICIO	147	970	7º 36'	42º 18'	615404.4730	4683727.8123
VIDUEIRA	148	870	7º 11'	42º 16'	649831.0028	4680675.6205
CHANDREXA DE QUEIXA	149	910	7º 24'	42º 16'	631960.7687	4680317.1482
MONTEDERRAMO	150	906	7º 30'	42º 16'	623713.0316	4680167.0429
RIBADAVIA	151	100	8º 8'	42º 16'	571478.1118	4679441.3419
O BAO	152	711	7º 9'	42º 15'	652620.4845	4678884.1834
CERNADOS	153	1040	7º 13'	42º 14'	647159.2056	4676916.2777
CENZA	154	1500	7º 16'	42º 13'	643070.7572	4674980.5365
FROXÁNS	155	1000	7º 2'	42º 11'	662416.3570	4671697.3101
VIANA DO BOLO	156	737	7º 6'	42º 10'	656951.7304	4669721.9019
VILARIÑO	157	758	7º 11'	42º 10'	650067.6454	4669571.9643
CASTIÑEIRA	158	1100	7º 12'	42º 10'	648690.8323	4669542.7843
PRADOALVAR	159	1020	7º 16'	42º 10'	643183.5922	4669428.7555
REBORDECHAOS	160	860	7º 29'	42º 10'	625285.1927	4669087.8983
ALLARIZ	161	740	7º 48'	42º 10'	599126.3101	4668671.5125
FREAS	162	300	8º 1'	42º 10'	581228.3077	4668442.5654
RIBEIRA GRANDE	163	1040	7º 20'	42º 9'	637712.5124	4667468.4555
SAN SEBASTIAN	164	1420	6º 57'	42º 8'	669432.0750	4666307.5178
AS PORTAS	165	820	7º 13'	42º 7'	647430.0000	4663962.1223
RIBEIRA PEQUENA	166	1100	7º 20'	42º 7'	637784.7587	4663767.3161
PORTOCAMBA	167	954	7º 22'	42º 7'	635028.9863	4663714.0788
CAMBA	168	1117	7º 23'	42º 7'	633651.1019	4663687.8636
CORRECHOUSO	169	800	7º 25'	42º 7'	630895.3366	4663636.2405
CARRACEDO	170	953	7º 11'	42º 5'	650264.4967	4660319.0535
CERDEDELO	171	915	7º 24'	42º 5'	632342.5284	4659960.8109
SERRA DO CAÑIZO	172	1440	7º 4'	42º 4'	659956.7376	4658680.2074
CAMPOBECERROS	173	987	7º 19'	42º 4'	639272.0117	4658242.6621
XINZO	174	600	7º 43'	42º 3'	606204.7769	4655817.9662
A CANDA	175	1180	6º 58'	42º 2'	668318.7257	4655171.0085
EROSA	176	900	7º 11'	42º 2'	650382.4542	4654767.3663
VILADEREI	177	657	7º 35'	42º 0'	617331.1751	4650440.5948
BARXA	178	780	7º 11'	41º 59'	650500.2966	4649215.7235
AS CONCHAS	179	500	8º 2'	41º 57'	580123.4549	4644370.4293
MAUS DE SALAS	180	820	7º 55'	41º 56'	589817.0330	4642635.6236
PEDREIRIÑO	181	760	8º 6'	41º 56'	574617.0775	4642459.7994
CASTELO DA PENIA	182	740	7º 20'	41º 55'	638217.2514	4641560.9020
VILARDEVOS	183	743	7º 19'	41º 54'	639635.7918	4639737.4008



PROVINCIA: PONTEVEDRA

ESTACIÓN	CODIGO	ALTITUDE (m)	LONXITUDE	LATITUDE	X-UTM	Y-UTM
PONTECESURES	184	9	8º 53'	43º 14'	509473.6558	4786424.5407
PORTODEMOUROS	185	200	8º 10'	42º 51'	568091.7251	4744186.5534
A ESTRADA	186	296	8º 29'	42º 41'	542330.1214	4725472.1868
RODEIRO	187	651	7º 57'	42º 39'	586072.0092	4722175.8368
LALIN	188	560	8º 6'	42º 39'	573775.9160	4722034.0576
CUNTIS	189	318	8º 35'	42º 38'	534164.5411	4719874.9453
MOURISCADE	190	490	8º 8'	42º 36'	571100.3327	4716453.5044
CALDAS	191	24	8º 38'	42º 36'	530080.8293	4716154.6585
FORCAREI	192	591	8º 21'	42º 35'	553339.3827	4714443.6007
ZAMAR	193	100	8º 45'	42º 34'	520520.5780	4712418.5152
CORON	194	20	8º 48'	42º 34'	516416.4608	4712407.6129
BUGARIN	195	580	8º 26'	42º 33'	546525.7428	4710693.1880
RIBADUMIA	196	65	8º 44'	42º 31'	521906.0884	4706870.8091
PONTEVEDRA	197	19	8º 38'	42º 26'	530160.8667	4697648.4629
SALCEDO	198	40	8º 38'	42º 24'	530176.8434	4693947.2894
LOURIZAN	199	60	8º 39'	42º 24'	528805.1671	4693941.5048
MARIN	200	14	8º 42'	42º 24'	524690.1395	4693925.7652
XENDE	201	487	8º 24'	42º 23'	549393.4075	4692205.9421
FORNELOS DE MONTES	202	759	8º 23'	42º 19'	550819.1238	4684813.4765
REDONDELA	203	20	8º 36'	42º 17'	532981.1107	4681005.7260
PEINADOR	204	258	8º 38'	42º 14'	530256.5728	4675441.7498
VIGO	205	5	8º 44'	42º 14'	522004.7733	4675411.0949
A CAÑIZA	206	570	8º 16'	42º 12'	560545.0991	4671935.9136
MOS	207	100	8º 36'	42º 12'	533024.5364	4671753.0756
CIES	208	170	8º 55'	42º 12'	506880.1064	4671679.0016
PONTEAREAS	209	50	8º 29'	42º 10'	542679.1275	4668103.8060
LOURO	210	29	8º 37'	42º 10'	531665.1397	4668045.7358
FRIEIRA	211	100	8º 12'	42º 9'	566101.2796	4666433.8233
PORRIÑO	212	29	8º 37'	42º 9'	531673.4494	4666195.2334
PARAMOS DE GUILLAREI	213	45	8º 36'	42º 3'	533102.5257	4655098.6486
TUI	214	400	8º 39'	42º 3'	528964.7042	4655080.5094
TOMIÑO	215	20	8º 45'	41º 59'	520710.6855	4647649.6728
CASTRO VICALUDO	216	450	8º 51'	41º 59'	512426.4086	4647630.3294
A GUARDIA	217	40	8º 52'	41º 54'	511060.0868	4638375.9081

P R E C I P I T A C I Ó N (mm)

P R O V I N C I A : A C O R U Ñ A

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT
1	116'9	92'6	109'7	61'2	78'2	51'3	23'4	48'6	55'8	87'2	97'1	134'0	956	319	191	128	318
2	154'7	148'0	123'6	119'6	92'7	64'4	31'8	40'0	68'4	142'3	145'7	157'5	1289	426	277	140	446
3	173'0	163'8	127'2	127'8	90'1	59'7	30'4	35'7	63'9	142'7	159'2	181'9	1355	464	278	130	484
4	177'2	192'2	158'8	161'2	106'8	76'6	47'3	47'7	81'1	186'5	186'7	216'0	1638	528	345	176	589
5	210'3	175'4	168'8	140'6	95'8	49'6	39'1	44'9	68'2	168'5	157'8	199'5	1519	555	286	152	526
6	211'0	156'9	135'9	162'7	91'7	65'2	32'2	32'1	71'5	145'4	146'0	188'6	1439	504	320	136	480
7	170'0	110'8	119'2	93'3	78'7	47'9	30'6	38'9	70'2	123'7	184'0	135'1	1202	400	220	140	443
8	139'0	117'0	100'6	88'3	79'6	46'5	22'8	32'2	61'8	112'8	135'6	132'7	1069	357	214	117	381
9	145'2	115'0	115'8	79'1	74'2	47'3	25'3	51'4	71'8	105'2	142'7	159'0	1132	376	201	149	407
10	150'0	121'5	110'5	88'5	71'3	46'3	23'4	27'9	69'1	124'7	167'7	148'4	1149	382	206	120	441
11	194'9	168'7	157'4	118'3	101'6	55'3	25'9	30'5	77'7	141'8	202'9	202'0	1477	521	275	134	547
12	175'4	146'5	157'6	109'5	101'4	51'8	36'3	55'5	92'5	128'7	153'2	205'7	1414	480	263	184	488
13	138'9	129'2	153'8	110'5	91'3	64'7	34'6	63'6	89'3	122'0	178'9	206'6	1383	422	267	188	508
14	109'6	103'9	89'1	78'1	66'8	41'5	18'7	26'7	60'1	88'2	113'0	110'7	906	303	186	106	312
15	158'8	160'1	129'5	109'1	99'5	56'8	32'3	31'6	77'9	136'1	175'0	183'5	1350	448	265	142	495
16	125'6	109'1	92'5	82'4	72'1	40'2	19'9	29'6	63'3	102'7	128'7	119'6	986	327	195	113	351
17	136'4	114'1	99'9	87'3	75'9	43'7	20'8	32'0	61'1	106'4	131'6	129'3	1039	350	207	114	367
18	129'8	98'3	114'1	81'6	45'6	49'1	24'6	45'6	43'0	98'3	126'3	137'7	994	342	176	113	362
19	142'4	111'3	118'5	111'6	68'7	62'5	17'8	25'8	59'2	117'7	149'2	122'0	1107	372	243	103	389
20	147'0	114'8	100'2	94'1	73'8	42'5	20'2	30'0	66'0	111'3	137'1	131'6	1069	362	210	116	380
21	118'5	103'7	98'5	81'9	63'5	34'0	18'6	21'6	50'2	91'8	113'6	112'9	909	321	179	90	318
22	144'0	139'9	126'6	81'9	80'3	62'9	24'0	59'6	82'8	67'9	103'4	125'8	1099	411	225	166	297
23	131'6	109'2	96'7	87'0	69'0	39'9	18'6	36'2	65'2	103'5	130'0	123'3	1010	338	196	120	357
24	119'6	116'1	94'5	84'9	65'0	45'9	23'4	38'1	47'7	63'3	158'6	156'0	1013	330	196	109	378
25	113'7	128'9	128'1	64'9	69'1	34'5	26'1	45'5	77'5	79'2	155'0	141'5	1064	371	169	149	376
26	177'1	157'8	130'8	108'1	89'2	50'2	24'5	31'5	74'4	124'5	166'1	163'7	1298	466	248	130	454
27	178'3	167'1	125'2	112'8	100'6	59'7	27'5	38'8	77'8	140'2	169'6	185'2	1383	471	273	144	495
28	198'7	177'8	145'9	104'8	109'5	49'8	28'4	40'8	88'8	142'3	177'6	171'1	1436	522	264	158	491
29	186'2	181'3	141'9	120'6	109'6	64'0	30'8	37'9	82'5	153'9	177'2	208'1	1494	509	294	151	539
30	196'0	158'5	135'2	94'6	97'1	49'6	31'5	45'3	83'0	143'8	160'9	184'9	1380	490	241	160	490
31	203'0	183'4	152'7	96'9	139'7	111'1	28'2	47'0	106'3	143'0	169'8	219'8	1601	539	348	182	533
32	233'4	207'2	188'6	120'2	123'0	48'4	44'0	41'2	98'0	165'4	178'0	189'3	1637	629	292	183	533
33	176'6	166'5	124'0	107'5	106'1	57'1	28'3	34'4	77'1	151'2	176'0	182'5	1387	467	271	140	510
34	194'0	166'9	139'2	110'2	105'9	52'9	27'1	35'1	80'8	135'2	175'2	182'8	1405	500	269	143	493
35	189'2	171'3	124'3	96'8	103'4	52'2	17'2	28'5	79'9	124'9	168'1	157'9	1314	485	252	126	451
36	215'0	195'3	153'9	117'6	103'9	55'6	29'7	40'6	82'9	141'1	182'9	201'2	1520	564	277	153	525
37	170'4	154'8	119'7	96'5	103'5	58'6	25'2	30'5	77'1	142'5	161'3	180'3	1320	445	259	133	484
38	187'6	165'2	130'4	110'0	105'7	48'7	28'8	39'2	78'4	121'7	181'0	183'6	1380	483	264	146	486
39	192'7	170'2	137'8	114'1	103'5	56'2	31'4	31'8	78'5	141'7	169'9	185'7	1414	501	274	142	497
40	193'3	213'3	209'8	106'0	58'0	60'9	22'2	73'7	73'7	124'6	196'9	222'7	1555	616	225	170	544
41	257'6	210'8	161'1	123'7	118'7	65'7	21'4	38'5	93'1	141'1	196'3	196'2	1624	630	308	153	534
42	144'0	103'8	122'2	76'2	91'2	53'6	16'7	44'4	67'8	90'4	131'4	136'4	1078	370	221	129	358
43	109'6	90'7	94'5	68'0	58'6	35'0	15'1	31'2	69'9	88'8	120'0	109'6	891	295	162	116	318
44	192'8	187'5	131'1	104'5	100'1	56'5	23'5	33'6	88'1	150'0	175'0	202'7	1445	511	261	145	528
45	196'5	135'5	128'8	110'7	99'4	53'5	27'9	48'2	98'6	117'5	164'9	168'7	1350	461	264	175	451
46	199'5	180'5	139'6	98'3	102'1	63'2	23'5	34'7	82'4	146'3	185'9	176'7	1433	520	264	141	509
47	197'2	105'7	124'8	77'7	56'5	52'5	22'4	38'3	75'5	109'4	160'2	155'8	1176	428	187	136	425
48	172'3	146'7	161'8	97'8	93'3	73'7	32'4	56'4	109'1	96'3	155'0	160'3	1355	481	265	198	412
49	152'4	127'8	150'8	96'8	68'3	49'2	34'1	42'9	71'4	122'2	130'9	149'2	1196	431	214	148	402
50	216'7	197'2	151'0	114'9	102'8	63'7	28'5	41'3	91'8	154'7	182'3	182'8	1528	565	281	162	520
51	303'7	274'0	216'7	137'3	142'6	98'7	40'8	57'8	125'2	207'9	232'2	280'0	2117	794	379	224	720
52	305'1	252'2	253'5	119'6	103'9	63'4	41'2	63'4	132'0	225'4	377'6	265'9	2203	811	287	237	869
53	195'7	132'2	152'2	87'9	82'0	61'3	23'6	48'0	76'8	149'2	209'8	200'2	1419	480	231	148	559
54	182'1	164'6	203'2	87'4	86'7	61'2	40'1	83'0	94'0	120'9	175'5	178'4	1477	550	235	217	475
55	208'9	168'5	136'9	99'5	94'9	57'3	22'6	35'1	88'7	146'6	183'2	165'4	1408	514	252	146	495
56	194'2	143'2	115'4	74'9	70'5	46'9	16'2	35'0	74'4	107'0	143'4	162'2	1183	453	192	126	413



PROVINCIA: LUGO

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT
57	120'5	116'6	93'1	88'3	75'2	46'8	28'8	32'6	56'5	96'2	125'8	115'9	996	330	210	118	338
58	129'0	130'9	98'4	125'7	93'5	51'8	29'7	35'7	64'5	131'0	136'6	140'2	1167	358	271	130	408
59	86'8	83'7	72'5	73'6	63'9	37'8	23'0	28'9	44'5	80'1	107'1	91'6	794	243	175	96	279
60	104'4	112'9	84'4	88'0	63'8	39'3	21'4	32'2	47'2	83'1	121'8	111'2	910	302	191	101	316
61	185'8	171'4	149'9	140'5	101'2	48'8	40'1	39'4	69'7	145'0	146'5	172'0	1410	507	291	149	464
62	112'7	80'7	80'4	85'0	72'2	44'2	25'9	31'6	49'3	86'8	113'7	104'1	887	274	201	107	305
63	94'7	108'5	78'1	75'3	66'3	38'8	22'6	26'9	44'1	78'6	118'6	103'9	856	281	180	94	301
64	215'5	170'3	153'3	85'2	100'4	61'7	40'1	39'9	73'4	139'0	151'6	187'4	1418	539	247	153	478
65	220'9	168'6	113'0	125'9	112'6	65'8	43'5	49'8	76'7	179'7	169'0	196'6	1522	503	304	170	545
66	89'1	82'3	76'1	75'2	59'6	34'0	19'9	25'3	34'9	62'9	78'0	84'6	722	248	169	80	226
67	206'5	172'0	150'1	90'2	98'3	66'1	28'9	37'6	78'4	145'5	147'7	179'5	1401	529	255	145	473
68	122'3	127'6	119'0	111'9	81'4	52'3	30'5	30'3	59'2	121'1	130'9	137'4	1124	369	246	120	389
69	97'7	89'9	85'4	74'0	61'4	36'6	17'0	24'7	36'4	69'2	83'1	92'2	768	273	172	78	245
70	142'3	143'5	111'6	91'0	90'6	44'9	36'4	34'9	62'9	113'0	137'3	151'6	1160	397	227	134	402
71	134'6	131'3	103'9	88'7	88'9	59'4	28'5	28'6	66'5	111'7	139'4	132'6	1114	370	237	124	384
72	153'5	135'8	114'7	105'6	100'0	66'0	29'8	38'1	58'9	115'8	157'1	115'6	1191	404	272	127	389
73	185'2	157'1	132'4	100'2	91'7	48'8	25'9	26'1	69'9	133'0	158'9	177'1	1306	475	241	122	469
74	150'3	108'2	92'5	88'2	81'6	57'2	22'9	36'4	42'5	97'7	129'0	67'9	974	351	227	102	295
75	170'8	134'8	136'5	101'6	84'4	62'0	25'5	35'4	49'1	109'9	150'8	136'9	1198	442	248	110	398
76	154'1	140'9	115'0	119'1	99'1	62'3	26'3	39'6	50'6	105'3	146'4	122'4	1181	410	281	117	374
77	125'5	107'0	98'1	76'4	84'7	48'4	24'4	26'0	63'6	91'1	121'0	120'6	987	331	210	114	333
78	126'4	110'0	96'9	77'0	85'3	47'5	21'9	28'3	59'5	89'2	119'5	124'2	986	333	210	110	333
79	84'8	83'8	126'2	70'0	40'5	36'8	12'9	56'2	53'4	107'8	127'1	124'4	924	295	147	123	359
80	112'6	104'4	82'9	85'4	74'9	43'6	17'9	26'4	59'1	77'3	114'2	108'6	907	300	204	103	300
81	157'3	147'1	122'6	111'7	108'1	64'5	38'9	41'7	63'0	120'7	133'6	170'6	1280	427	284	144	425
82	113'3	101'4	85'2	65'4	78'2	37'2	19'4	24'3	53'0	85'3	106'2	111'9	881	300	181	97	303
83	124'8	104'3	93'2	72'8	85'3	45'5	20'0	27'1	63'2	90'3	120'1	116'4	963	322	204	110	327
84	121'2	109'5	94'5	70'8	82'5	47'4	20'9	29'3	55'8	88'6	115'1	114'1	950	325	201	106	318
85	177'2	126'6	120'2	111'2	90'3	69'7	34'0	40'4	62'6	165'5	177'4	105'6	1281	424	271	137	449
86	123'9	110'1	81'9	71'1	77'1	44'7	18'8	27'1	50'5	82'6	139'1	78'8	906	316	193	96	301
87	129'2	105'4	87'4	67'5	71'2	42'1	23'8	33'1	57'6	92'1	114'9	118'0	942	322	181	115	325
88	115'3	112'6	88'1	66'8	75'7	45'0	18'8	24'9	50'7	83'2	113'6	119'9	915	316	188	94	317
89	138'2	122'4	110'9	89'0	83'3	52'3	28'9	31'4	56'9	97'1	134'9	124'9	1070	372	225	117	357
90	147'7	137'5	106'1	91'8	95'5	60'6	35'5	36'6	65'9	113'9	128'6	141'2	1161	391	248	138	384
91	113'4	95'3	89'4	69'5	76'3	47'9	31'4	30'8	58'3	76'9	105'1	103'7	898	298	194	121	286
92	230'5	194'7	177'0	133'8	140'6	71'5	50'3	54'3	95'6	204'5	232'8	224'1	1810	602	346	200	661
93	152'3	142'1	104'2	83'0	87'5	48'9	23'1	28'7	67'3	106'0	122'4	156'7	1122	399	219	119	385
94	155'7	139'6	118'7	95'3	95'0	61'1	19'8	24'3	69'8	119'9	141'8	138'6	1180	414	251	114	400
95	153'3	141'4	95'1	87'0	86'5	46'3	28'2	27'6	55'1	103'1	140'9	146'0	1111	390	220	111	390
96	194'0	172'4	118'2	104'5	121'6	68'3	31'6	34'2	85'2	161'2	207'9	161'0	1460	485	294	151	530
97	155'0	104'9	106'3	114'7	115'7	61'2	44'2	34'0	72'2	163'5	172'8	127'1	1272	366	292	150	463
98	100'9	89'3	73'1	62'9	74'2	46'8	22'1	24'7	46'0	72'0	97'7	84'2	794	263	184	93	254
99	200'4	163'4	122'1	106'0	121'6	65'6	28'2	30'6	85'5	177'1	196'3	179'7	1477	486	293	144	553
100	107'2	98'5	71'1	58'8	70'9	44'4	20'9	18'7	45'2	69'8	101'7	101'5	809	277	174	85	273
101	201'9	180'4	119'0	89'8	96'7	65'2	27'6	33'8	72'9	105'2	133'6	162'0	1288	501	252	134	401
102	124'6	105'7	90'6	72'3	86'0	51'5	30'1	25'7	53'0	94'7	120'7	101'4	956	321	210	109	317
103	130'3	102'8	98'2	72'0	85'6	52'7	27'6	33'1	52'5	96'2	121'5	101'3	974	331	210	113	319
104	93'2	88'6	61'6	46'1	48'6	29'4	17'3	16'0	35'1	74'7	88'4	89'9	689	243	124	68	253
105	225'1	215'0	159'1	126'3	140'3	85'1	34'5	39'6	90'6	186'7	205'4	208'7	1716	599	352	165	601
106	89'6	82'0	64'1	52'8	66'4	38'6	17'0	20'0	38'5	64'3	85'0	81'2	700	236	158	76	231
107	118'4	110'5	84'1	62'3	70'3	40'8	17'1	19'4	50'4	81'5	104'6	105'3	865	313	173	87	291
108	129'4	113'6	88'7	71'0	75'2	44'9	22'6	21'8	43'7	100'6	123'3	125'7	961	332	191	88	350
109	99'9	98'7	75'4	72'7	68'3	38'8	19'5	20'4	41'2	90'9	106'6	118'8	851	274	180	81	316
110	127'7	140'9	95'3	88'6	81'1	55'4	20'1	24'2	47'2	109'6	134'2	123'8	1048	364	225	92	368
111	104'4	87'7	114'2	57'1	50'2	40'4	14'8	23'6	56'1	76'8	101'4	119'2	846	306	148	95	297
112	111'0	105'7	74'9	59'1	62'3	33'5	17'4	15'1	43'5	82'3	92'4	100'4	798	292	155	76	275
113	94'1	86'9	109'4	60'3	44'0	35'8	16'4	20'5	45'0	63'4	99'2	135'0	810	290	140	82	298
114	87'7	60'1	55'5	58'5	54'0	43'7	28'0	23'2	34'9	75'9	84'2	82'2	688	203	156	86	242

PROVINCIA: OURENSE

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT
115	167'4	147'6	112'8	80'1	78'5	51'6	19'6	26'7	46'6	116'9	142'9	141'7	1132	428	210	93	402
116	166'7	119'7	82'3	65'0	50'8	31'4	17'3	18'8	52'7	86'3	103'5	105'8	900	369	147	89	296
117	166'0	140'1	115'4	87'4	79'5	50'4	19'1	21'8	51'1	114'4	149'8	151'0	1146	422	217	92	415
118	155'4	133'3	126'0	76'1	81'0	48'3	23'7	29'4	51'5	99'8	144'0	154'6	1123	415	205	105	398
119	160'8	152'8	148'8	93'1	70'8	50'1	19'1	31'0	59'7	97'1	132'9	172'7	1189	462	214	110	403
120	142'0	121'2	93'4	72'2	78'3	38'9	13'5	20'0	54'5	91'5	106'2	115'7	947	357	189	88	313
121	168'4	148'2	104'0	82'0	81'1	35'6	17'3	23'5	65'9	119'0	122'1	142'3	1109	421	199	107	383
122	105'5	80'6	68'2	46'6	56'6	40'3	16'8	22'1	39'6	60'9	79'7	97'2	714	254	144	79	238
123	148'7	136'2	101'9	73'6	78'7	50'7	22'1	25'7	63'6	105'7	122'8	129'5	1059	387	203	111	358
124	89'0	73'7	48'8	46'5	47'4	39'4	17'1	19'8	32'9	54'6	82'8	85'8	638	212	133	70	223
125	96'6	87'7	57'2	52'9	60'9	42'7	18'6	20'5	32'3	63'6	89'3	95'4	718	242	157	71	248
126	111'4	82'6	72'9	61'3	66'1	48'2	25'9	17'8	46'2	82'4	106'8	83'4	805	267	176	90	273
127	119'0	106'9	87'0	77'6	87'6	48'2	28'5	28'2	46'9	97'5	113'0	130'4	971	313	213	104	341
128	85'7	78'3	55'0	54'0	50'6	34'4	20'3	22'6	33'6	70'8	87'1	87'6	680	219	139	77	246
129	159'4	126'8	99'1	79'4	91'1	52'9	19'7	23'9	55'3	100'0	135'8	126'5	1070	385	223	99	362
130	131'3	107'8	88'3	75'2	79'7	54'5	28'5	27'5	52'3	99'6	131'8	116'4	993	327	209	108	348
131	137'7	82'1	76'7	66'0	64'3	46'5	26'3	28'0	41'5	96'6	93'5	94'0	853	297	177	96	284
132	111'7	87'3	95'7	62'9	66'6	44'1	29'1	29'1	57'2	92'0	110'7	112'6	899	295	174	115	315
133	106'0	107'8	76'3	57'4	61'5	39'6	14'8	16'1	46'3	88'6	97'7	101'3	813	290	159	77	288
134	91'2	83'8	61'3	52'9	47'8	33'8	19'2	19'6	28'6	66'0	88'0	85'2	677	236	135	67	239
135	107'4	98'3	87'1	63'3	64'9	39'8	21'4	19'0	34'6	81'9	111'9	106'6	836	293	168	75	300
136	133'7	106'8	87'4	66'0	69'4	41'0	19'1	18'4	39'5	84'3	117'0	110'2	893	328	176	77	312
137	147'5	123'6	110'9	78'9	80'0	51'8	23'8	24'7	45'2	101'4	141'6	133'4	1063	382	211	94	376
138	149'4	114'2	97'5	85'5	94'5	55'2	16'9	25'5	60'6	112'9	135'5	128'8	1077	361	235	103	377
139	98'4	98'8	69'0	50'0	57'2	36'7	14'7	18'2	39'1	82'2	99'4	90'4	754	266	144	72	272
140	124'2	96'9	76'0	77'9	76'4	45'7	26'5	24'0	44'0	94'2	111'2	107'0	904	297	200	95	312
141	118'7	110'0	71'0	50'1	67'3	35'9	14'1	18'6	43'5	81'4	107'6	107'8	826	300	153	76	297
142	140'7	121'8	95'6	81'4	87'0	46'1	16'7	23'8	51'1	98'5	116'4	113'1	992	358	215	92	328
143	88'4	79'0	53'9	53'0	53'2	33'7	14'2	15'7	31'0	62'5	87'9	80'2	653	221	140	61	231
144	111'4	102'2	99'4	64'4	57'1	46'0	26'7	31'3	49'7	102'2	110'4	124'3	925	313	168	108	337
145	133'9	107'0	96'5	70'5	71'0	37'7	22'2	23'0	39'7	87'6	115'1	106'8	911	337	179	85	310
146	148'8	122'4	99'2	77'5	87'5	50'1	24'5	21'6	53'3	104'2	135'1	131'5	1056	370	215	99	371
147	215'7	174'9	146'0	107'7	115'7	69'4	21'8	34'9	75'4	143'9	167'1	163'7	1436	537	293	132	475
148	136'6	93'9	87'3	58'8	81'6	46'5	20'9	19'9	49'3	73'0	109'1	110'0	887	318	187	90	292
149	133'9	126'9	124'4	75'1	95'9	40'6	15'5	25'0	53'5	76'9	111'4	139'9	1019	385	212	94	328
150	186'5	165'1	125'1	103'4	128'5	62'5	22'8	29'9	68'6	134'3	166'3	163'3	1356	477	294	121	464
151	163'7	165'0	99'7	83'0	70'6	48'6	25'2	22'8	57'1	121'1	122'4	156'1	1135	428	202	105	400
152	118'5	99'0	65'7	64'5	58'0	35'0	13'6	17'0	36'6	73'9	93'1	95'0	770	283	158	67	262
153	156'5	113'4	85'8	76'9	86'6	45'1	18'3	19'6	35'2	101'8	135'6	111'9	987	356	209	73	349
154	157'8	166'7	157'8	125'2	97'1	53'4	24'5	29'6	77'1	112'6	146'7	259'4	1408	482	276	131	519
155	155'9	100'3	74'3	69'0	71'7	39'3	20'1	24'2	51'8	76'6	112'0	82'8	878	331	180	96	271
156	111'0	90'1	64'1	58'0	56'7	39'7	20'9	20'4	35'6	82'4	90'1	88'8	758	265	154	77	261
157	145'7	155'5	139'9	97'4	71'2	46'6	17'2	27'0	58'1	103'1	120'3	139'9	1122	441	215	102	363
158	221'3	163'8	120'1	104'7	118'7	67'4	22'4	30'2	71'1	153'1	189'8	171'7	1434	505	291	124	515
159	187'5	145'6	107'8	95'1	107'1	56'5	26'1	25'5	65'6	130'9	160'8	154'8	1263	441	259	117	447
160	196'9	169'8	125'7	108'3	119'5	56'3	24'0	28'0	58'5	140'2	177'5	184'4	1389	492	284	111	502
161	118'4	104'8	72'5	66'5	64'6	37'8	12'1	14'4	40'3	76'9	100'0	105'4	814	296	169	67	282
162	136'3	129'2	90'7	76'0	57'1	37'7	11'2	24'0	46'7	102'1	110'1	104'6	926	356	171	82	317
163	224'5	173'6	134'0	94'9	126'9	66'4	20'7	22'6	73'5	151'2	193'2	176'5	1458	532	288	117	521
164	156'1	123'9	94'4	90'6	94'7	51'4	21'0	24'3	54'1	128'3	132'8	132'3	1104	374	237	99	393
165	166'8	146'4	92'5	86'7	86'4	50'4	18'6	20'0	51'2	132'6	134'3	134'2	1120	406	224	90	401
166	244'7	182'2	145'9	115'8	135'4	70'2	25'3	27'0	73'4	165'1	198'5	173'8	1557	573	321	126	537
167	152'4	137'7	162'4	99'0	91'3	51'1	19'3	30'2	74'3	124'5	145'4	176'4	1264	453	241	124	446
168	174'6	183'4	165'2	111'3	106'2	69'9	27'7	32'7	82'2	142'6	167'4	219'8	1483	523	287	143	530
169	155'7	138'1	108'3	87'8	93'2	52'4	24'8	20'7	50'2	123'5	143'0	135'8	1134	402	233	96	402
170	175'9	134'1	93'0	74'7	90'3	48'5	20'6	25'6	55'4	129'7	137'7	121'5	1107	403	214	102	389
171	184'4	151'2	101'0	90'4	104'2	60'0	21'7	25'8	52'0	129'1	161'8	160'3	1242	437	255	100	451
172	153'6	124'7	89'1	82'5	85'6	44'1	22'3	22'0	57'5	119'6	124'7	118'6	1044	367	212	102	363
173	169'8	129'3	103'7	96'9	92'2	57'7	21'4	24'5	56'9	124'9	148'1	136'8	1162	403	247	103	410
174	106'6	101'7	66'0	66'5	56'9	35'7	14'2	17'8	33'7	82'9	90'8	84'2	757	274	159	66	258
175	186'8	147'9	106'4	108'6	109'0	48'6	23'8	21'4	74'9	142'7	138'3	123'7	1232	441	266	120	405
176	151'8	121'9	90'5	78'4	83'3	51'5	19'6	19'1	34'1	115'3	129'0	114'1	1009	364	213	73	358
177	117'1	108'3	67'2	67'6	67'6	37'4	17'8	25'3	33'7	79'7	102'7	96'4	821	293	173	77	279
178	126'1	104'6	74'1	65'1	63'0	38'6	15'6	20'1	45'2	96'3	103'6	91'9	844	305	167	81	292
179	137'3	136'2	87'6	78'4	67'3	44'3	10'7	18'7	47'7	97'4	103'6	124'9	954	361	190	77	326
180	127'6	124'6	80'2	84'9	69'1	45'6	24'1	24'1	41'7	123'3	105'9	114'9	966	332	200	90	344
181	133'1	122'1	76'9	95'9	76'7	53'1	15'6	20'9	48'7	109'8	117'8	128'9	1000	332	226	85	357
182	123'9	85'8	73'2	77'3	67'4	33'4	14'4	19'5	39'1	86'2	93'8	80'2	794	283	178	73	260
183	119'3	88'0	71'1	82'4	49'6	36'3	15'8	18'7	45'9	97'1	97'3	85'9	807	278	168	80	280



PROVINCIA: PONTEVEDRA

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT
184	233'6	195'1	143'2	105'0	105'0	59'8	27'9	43'6	78'8	147'5	189'1	170'6	1499	572	270	150	507
185	166'0	146'1	108'9	92'7	92'7	45'4	23'2	26'6	64'7	117'8	153'8	168'0	1206	421	231	115	440
186	233'0	203'5	158'9	112'4	107'9	65'6	24'3	39'0	92'4	148'5	168'1	222'8	1576	595	286	156	539
187	167'8	152'3	105'5	86'5	83'1	42'5	21'6	23'5	66'8	123'4	134'7	170'7	1178	426	212	112	429
188	157'4	148'1	104'2	75'6	86'9	46'8	20'2	22'6	60'9	108'4	154'4	150'0	1136	410	209	104	413
189	269'8	203'4	156'9	127'1	96'5	68'3	28'9	44'3	93'5	151'7	150'9	158'4	1550	630	292	167	461
190	172'4	149'6	101'6	89'2	74'1	42'6	16'3	29'7	66'3	118'6	107'1	141'8	1109	424	206	112	368
191	219'3	190'5	150'4	112'1	107'1	61'6	26'2	36'3	89'5	146'7	151'0	236'4	1527	560	281	152	534
192	184'2	192'0	135'8	113'2	100'9	48'5	21'0	36'0	69'9	123'7	156'6	191'6	1373	512	263	127	472
193	155'1	177'6	189'6	90'7	74'2	50'2	19'5	30'7	63'7	170'8	164'8	182'1	1369	522	215	114	518
194	213'6	177'0	128'2	104'3	95'9	54'5	23'1	30'4	89'5	140'9	169'6	175'7	1403	519	255	143	486
195	237'3	235'6	187'0	142'8	107'8	53'2	46'0	48'1	95'1	169'1	174'9	279'7	1777	660	304	189	624
196	197'3	161'9	122'7	104'8	90'8	53'2	24'8	34'0	85'7	140'0	153'1	174'6	1343	482	249	145	468
197	176'8	137'8	112'1	95'0	102'0	47'5	24'1	36'6	89'6	116'0	156'5	151'9	1246	427	245	150	424
198	205'1	187'5	130'2	107'0	95'6	52'8	20'3	25'9	82'5	144'4	169'5	153'1	1374	523	255	129	467
199	171'6	131'7	101'4	89'3	71'8	43'2	18'3	27'5	79'5	119'2	141'0	135'2	1130	405	204	125	395
200	196'0	172'5	124'9	102'3	98'7	51'0	18'6	26'1	74'7	131'3	151'1	189'4	1337	493	252	119	472
201	180'3	148'7	145'7	96'4	107'5	72'1	36'1	51'5	120'7	136'9	182'5	154'6	1433	475	276	208	474
202	254'3	269'4	183'1	131'2	126'6	73'6	36'5	41'0	106'4	181'6	202'3	247'6	1854	707	331	184	632
203	210'7	198'3	142'9	109'2	103'2	59'3	25'6	30'0	79'2	147'2	169'8	197'7	1473	552	272	135	515
204	199'3	165'9	157'8	100'0	112'6	55'6	24'4	41'5	77'8	125'9	172'6	175'6	1409	523	268	144	474
205	182'7	159'5	121'6	97'9	89'9	48'1	16'9	24'9	69'3	127'5	141'6	161'8	1242	464	236	111	431
206	224'3	217'2	194'0	101'0	100'9	45'6	28'5	24'5	81'5	157'3	163'5	229'5	1568	636	248	135	550
207	213'5	191'3	142'4	108'5	106'4	58'0	23'8	23'1	86'1	139'9	175'3	187'5	1456	547	273	133	503
208	101'4	95'5	90'7	59'5	51'7	25'3	17'5	15'6	60'4	93'6	115'0	130'6	857	288	137	94	339
209	198'1	188'9	129'1	89'0	99'3	49'7	22'7	21'3	86'1	130'0	159'2	179'1	1353	516	238	130	468
210	173'1	161'7	154'8	87'7	126'6	41'2	20'6	25'2	67'9	119'7	190'7	138'8	1308	490	256	114	449
211	158'9	160'1	108'1	85'0	74'0	49'7	25'8	23'5	59'6	117'0	122'9	144'7	1129	427	209	109	385
212	223'1	202'6	154'5	108'5	100'8	51'9	27'6	24'6	87'0	140'8	179'4	202'9	1504	580	261	139	523
213	203'3	195'5	130'9	101'0	97'2	51'9	20'3	24'8	84'5	142'6	167'6	188'3	1408	530	250	130	499
214	205'1	158'6	160'8	93'7	101'8	68'6	28'8	49'4	80'4	132'1	163'1	181'5	1424	525	264	159	477
215	188'4	205'5	142'5	115'4	90'7	50'0	27'1	21'9	83'0	171'4	165'1	184'6	1446	536	256	132	521
216	207'4	196'3	135'1	108'9	102'5	53'0	26'2	28'6	89'7	151'9	169'7	177'1	1446	539	264	145	499
217	179'7	184'2	122'0	91'2	89'9	49'1	15'3	25'5	68'1	115'9	150'4	158'4	1250	486	230	109	425

TEMPERATURA (°C)

PROVINCIA: A CORUÑA

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT	AMP
1	8'6	8'7	10'0	10'7	12'4	15'1	16'6	17'9	16'6	15'0	11'5	10'7	12'9	9'1	12'8	17'1	12'4	9'3
4	3'4	10'3	11'1	10'7	13'4	13'4	17'0	17'7	16'2	15'4	12'9	11'5	12'8	8'3	12'6	17'0	13'3	14'4
7	8'3	9'0	10'0	11'1	13'3	15'7	18'3	18'6	17'2	14'0	10'9	9'9	13'1	9'1	13'4	18'1	11'7	10'3
8	9'1	9'0	10'0	10'9	12'6	15'3	17'3	17'7	17'1	14'7	11'3	9'7	12'9	9'4	13'0	17'4	11'9	8'7
9	8'3	9'0	10'1	11'2	13'3	15'7	18'3	18'6	17'2	14'0	11'0	9'9	13'1	9'1	13'4	18'1	11'7	10'3
11	6'6	7'0	8'3	9'5	11'9	14'9	17'2	17'2	16'2	13'0	9'1	7'5	11'6	7'4	12'2	16'9	9'9	10'6
12	9'3	9'7	12'3	12'4	14'6	17'8	21'6	20'9	19'2	16'2	12'3	10'1	14'7	10'4	15'0	20'6	12'9	12'4
13	7'9	10'1	12'0	13'1	14'8	17'4	19'6	19'4	18'7	16'3	12'5	9'3	14'3	10'0	15'2	19'2	12'7	11'7
14	10'2	10'2	11'3	12'3	14'0	16'4	18'3	18'9	17'9	15'6	13'0	10'6	14'1	10'6	14'3	18'4	13'1	8'7
15	5'0	5'4	6'4	7'4	10'7	13'4	16'8	17'9	16'4	12'1	8'7	7'7	10'7	5'7	10'6	17'1	9'5	12'9
17	8'7	9'2	9'9	11'2	12'9	16'2	18'1	18'4	17'5	14'4	11'2	9'8	13'2	9'3	13'5	18'0	11'8	9'6
18	8'3	9'2	10'2	11'4	13'4	15'7	18'4	18'7	17'3	14'1	11'1	10'1	13'2	9'3	13'6	18'1	11'8	10'3
19	6'7	7'4	8'9	9'7	12'1	14'7	17'6	17'6	16'2	13'3	9'9	7'8	11'9	7'7	12'2	17'2	10'4	10'9
21	7'0	8'4	9'7	10'6	12'7	14'6	16'4	16'6	15'7	13'8	11'1	8'7	12'1	8'4	12'7	16'3	11'3	9'6
22	8'2	8'9	10'0	11'0	13'2	15'7	18'3	18'5	17'1	14'0	10'9	9'7	13'0	9'0	13'3	18'0	11'6	10'3
23	7'7	8'4	9'8	11'0	13'0	15'9	18'1	18'4	17'8	14'1	11'2	9'6	13'0	8'6	13'4	18'2	11'7	10'8
24	7'2	8'7	10'5	10'6	14'7	15'0	17'9	18'3	16'1	12'8	11'0	8'0	12'6	8'8	13'5	17'5	10'6	11'1
25	6'6	7'5	9'9	9'9	13'6	16'4	17'2	17'8	17'8	14'0	11'2	7'9	12'5	8'0	13'4	17'7	11'1	11'2
26	7'4	8'1	9'5	10'9	13'4	15'6	19'0	18'9	17'2	13'8	10'2	9'0	12'8	8'4	13'4	18'4	11'1	11'6
27	6'0	6'9	8'3	9'8	11'9	15'7	17'8	18'1	16'8	12'7	9'3	6'9	11'7	7'1	12'5	17'6	9'7	12'1
28	6'7	7'3	8'1	8'9	10'9	13'9	16'3	16'1	16'2	12'4	9'5	8'1	11'2	7'4	11'3	16'2	10'0	9'6
31	5'1	9'6	10'4	12'2	13'6	16'8	18'2	19'1	18'5	15'3	12'0	9'9	13'4	8'4	14'2	18'7	12'5	14'0
33	6'2	6'9	8'3	7'9	11'6	14'5	17'0	16'5	15'5	12'1	8'2	5'7	10'9	7'1	11'4	16'4	8'7	11'2
34	6'7	7'2	8'4	9'9	12'4	15'4	18'1	18'0	16'6	13'1	9'1	7'4	11'9	7'4	12'6	17'6	9'9	11'4
35	6'7	7'7	9'1	10'2	13'1	15'7	18'5	18'1	16'9	13'6	10'0	7'8	12'3	7'8	13'1	17'9	10'6	11'8
36	6'6	7'7	8'6	10'3	12'6	14'8	17'3	17'3	16'5	12'7	9'8	7'7	11'9	7'7	12'6	17'1	10'1	10'8
38	10'5	12'4	13'3	14'7	16'9	19'0	20'8	20'4	19'9	17'8	14'2	12'1	16'0	12'1	16'9	20'4	14'8	10'3
40	6'3	7'5	9'5	10'7	13'4	16'8	18'3	18'7	16'8	12'8	8'6	6'9	12'2	7'8	13'7	18'0	9'5	12'3
41	7'3	7'7	8'7	10'2	12'3	15'7	17'7	17'8	16'6	13'5	9'4	7'5	12'1	7'9	12'8	17'4	10'2	10'6
42	8'3	9'1	10'5	11'8	14'3	16'7	19'5	19'6	18'5	14'7	11'4	9'4	13'7	9'3	14'3	19'3	11'9	11'3
45	8'5	9'6	11'7	14'0	15'1	18'1	21'3	20'0	18'3	15'2	10'3	8'0	14'2	10'0	15'8	19'9	11'2	13'3
47	9'8	9'4	10'9	12'8	15'8	19'1	21'9	21'4	19'0	17'3	11'1	8'6	14'8	10'0	16'0	20'8	12'4	13'2
49	6'8	7'8	9'1	10'4	13'3	15'9	18'6	18'3	17'1	13'8	10'2	8'0	12'5	7'9	13'2	18'1	10'7	11'9
50	8'1	9'7	11'2	12'8	15'2	18'3	20'6	20'9	19'1	15'4	11'6	9'4	14'4	9'7	15'5	20'2	12'2	12'7
51	8'6	8'8	9'8	11'3	13'1	17'1	18'6	19'5	18'8	14'7	10'9	9'2	13'4	9'1	13'9	19'0	11'7	11'0
52	6'8	8'5	8'8	10'1	12'5	17'0	19'1	16'9	16'0	12'3	8'8	8'0	12'1	8'0	13'2	17'4	9'7	12'3
53	8'2	9'1	10'7	12'1	14'6	17'4	19'9	19'6	18'3	14'9	11'3	8'9	13'8	9'3	14'8	19'3	11'8	11'7
54	8'5	10'1	11'4	12'9	16'2	18'2	21'0	20'6	18'7	14'9	12'1	10'4	14'6	10'0	15'8	20'1	12'5	12'6
55	8'9	9'8	11'4	12'9	15'4	17'8	20'5	20'0	18'5	15'5	11'8	9'8	14'4	10'1	15'4	19'7	12'4	11'6
56	8'8	9'7	11'3	12'8	15'2	17'8	20'4	20'0	18'5	15'4	11'8	9'6	14'3	10'0	15'3	19'7	12'3	11'6

AMP: Amplitude Térmica



PROVINCIA: LUGO

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT	AMP
58	8'8	8'8	9'5	10'3	12'2	14'7	16'9	17'6	17'2	14'2	12'0	10'2	12'8	9'1	12'5	17'3	12'2	8'8
60	6'2	7'6	9'4	11'3	14'1	17'8	20'6	20'1	18'2	14'1	9'7	6'7	13'0	7'7	14'4	19'7	10'2	14'5
62	9'0	9'9	11'1	12'0	14'5	18'5	19'4	20'4	19'1	16'1	11'8	10'4	14'4	10'0	15'1	19'7	12'8	11'4
63	7'1	9'0	10'1	10'7	13'0	15'9	18'0	18'4	17'0	14'2	10'7	9'9	12'9	8'7	13'3	17'9	11'7	11'3
68	5'2	5'6	6'7	7'3	9'7	12'6	14'7	14'9	13'7	11'3	8'0	6'3	9'7	5'9	9'9	14'5	8'6	9'7
69	8'0	9'2	10'3	10'0	13'7	15'3	17'7	18'0	16'7	13'8	11'0	9'7	12'8	9'2	13'0	17'5	11'6	10'0
71	5'8	7'1	8'5	10'0	12'6	15'7	17'9	18'1	16'5	12'9	8'7	6'3	11'7	7'1	12'8	17'5	9'3	12'3
72	4'9	4'4	5'6	7'5	9'8	13'6	16'3	16'2	15'8	11'3	8'3	6'1	10'0	5'0	10'3	16'1	8'6	11'9
73	5'1	6'1	7'6	9'4	11'8	15'3	18'0	17'6	15'9	12'0	8'0	6'4	11'1	6'3	12'2	17'2	8'8	13'0
74	5'0	5'9	7'8	9'1	12'0	14'6	16'4	16'3	15'7	11'7	6'9	5'0	10'6	6'3	11'9	16'2	7'9	11'4
75	5'9	7'0	8'4	8'8	11'7	14'6	17'0	16'7	15'6	12'2	8'5	5'9	11'1	7'1	11'7	16'5	8'9	11'1
76	2'2	3'6	5'8	6'4	10'6	13'9	16'2	16'7	14'7	10'5	5'9	3'1	9'2	3'9	10'3	15'9	6'5	14'5
77	5'2	7'0	8'2	9'6	12'5	15'3	17'8	17'8	17'0	13'2	8'4	7'1	11'6	6'8	12'5	17'6	9'6	12'6
79	5'9	6'7	7'9	9'6	11'9	15'2	17'3	17'5	16'3	12'6	8'3	6'4	11'3	6'8	12'3	17'1	9'1	11'6
80	5'4	6'8	8'4	9'4	12'1	15'2	17'9	18'0	17'4	12'5	9'5	6'4	11'6	6'9	12'3	17'8	9'5	12'6
82	5'8	7'0	8'4	9'9	12'6	16'2	19'2	19'1	17'1	13'2	9'1	6'3	12'0	7'1	12'9	18'5	9'6	13'4
83	5'6	6'4	7'3	9'0	11'4	14'8	17'1	17'6	15'8	12'3	8'2	6'0	11'0	6'5	11'8	16'9	8'9	12'0
85	4'4	5'3	6'8	7'3	11'0	14'2	17'8	18'0	16'1	11'2	8'7	6'2	10'6	5'5	10'9	17'4	8'7	13'5
88	6'5	7'0	8'5	10'0	12'9	15'7	18'0	18'1	16'2	12'9	8'4	6'5	11'8	7'4	12'9	17'5	9'3	11'6
92	3'2	4'0	6'5	6'1	10'5	13'0	16'4	17'8	15'3	9'1	6'5	5'0	9'5	4'6	9'9	16'5	6'9	14'6
94	3'4	4'0	6'0	7'7	10'9	14'7	17'7	17'6	15'7	11'5	6'7	3'8	10'0	4'5	11'2	17'0	7'4	14'3
96	1'0	1'4	5'2	6'5	10'2	12'3	15'0	15'7	13'4	9'2	4'4	2'5	8'1	2'6	9'7	14'7	5'4	14'7
98	6'6	8'4	10'5	12'1	14'8	18'7	21'7	21'5	18'9	14'1	9'4	6'4	13'6	8'5	15'3	20'7	10'0	15'3
100	4'9	6'5	8'7	10'3	13'3	16'5	19'7	19'7	18'0	12'9	8'8	5'8	12'1	6'7	13'4	19'2	9'2	14'8
101	1'7	2'6	5'0	7'3	10'2	14'1	15'8	15'5	13'5	8'9	4'0	'8	8'3	3'1	10'6	15'0	4'6	14'9
103	5'5	7'1	8'8	10'7	13'7	17'5	20'5	20'2	18'3	14'0	9'0	5'8	12'6	7'1	14'0	19'7	9'6	15'1
104	6'0	7'9	8'5	11'1	12'5	17'3	19'5	19'6	17'3	14'2	8'9	8'2	12'6	7'5	13'7	18'8	10'5	13'6
106	6'8	8'3	10'4	12'3	15'4	18'7	22'1	21'6	19'0	14'5	9'9	7'3	13'9	8'5	15'5	20'9	10'6	15'4
108	9'6	10'0	11'6	12'1	14'3	16'8	19'0	19'2	17'8	15'7	12'3	11'1	14'2	10'4	14'4	18'7	13'1	9'6
111	6'2	8'9	10'8	11'7	15'4	19'3	22'8	22'8	19'0	14'1	10'2	5'6	13'9	8'6	15'5	21'6	10'0	17'1
113	5'0	7'2	9'0	12'0	13'9	19'0	22'3	21'1	17'7	13'7	10'0	4'9	13'0	7'1	15'0	20'4	9'6	17'4

P R O V I N C I A : O U R E N S E

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT	AMP
118	4'3	5'7	7'6	9'5	12'3	16'1	19'5	19'0	16'4	12'3	7'7	4'3	11'3	5'9	12'7	18'3	8'1	15'2
119	6'3	8'6	10'1	12'4	15'0	18'1	22'1	21'5	18'4	13'9	9'1	6'2	13'5	8'3	15'2	20'7	9'8	15'8
120	5'6	6'9	8'7	10'5	13'3	17'0	19'9	19'6	17'5	13'3	9'0	6'3	12'3	7'1	13'7	19'0	9'6	14'3
121	5'4	6'5	8'1	10'0	12'5	16'5	18'9	18'7	16'2	12'5	7'7	5'6	11'6	6'7	13'0	18'0	8'6	13'5
123	6'4	8'1	9'8	11'1	13'6	17'7	21'4	20'7	18'2	14'1	9'9	6'8	13'2	8'1	14'2	20'1	10'3	15'0
124	5'9	7'8	8'9	12'2	13'9	18'4	21'5	20'6	17'4	12'2	9'7	4'6	12'8	7'5	14'9	19'9	8'9	16'9
125	5'7	7'7	9'2	11'4	14'1	17'4	21'3	20'6	17'8	13'5	8'7	5'5	12'8	7'6	14'4	19'9	9'3	15'7
128	8'1	10'2	12'3	14'2	16'3	20'0	23'4	22'7	19'6	15'2	10'8	8'5	15'1	10'2	16'9	21'9	11'6	15'3
130	5'2	5'6	7'6	8'7	10'6	15'8	18'0	18'2	17'7	11'9	7'5	5'3	11'0	6'1	11'7	18'0	8'3	13'1
131	2'0	3'0	4'9	6'1	9'2	13'7	17'1	17'1	16'0	9'8	6'0	3'6	9'1	3'3	9'7	16'8	6'5	15'1
132	5'0	6'7	8'2	10'2	13'2	16'6	20'4	19'7	16'9	12'9	8'0	4'9	11'9	6'6	13'4	19'1	8'6	15'5
133	7'8	9'3	10'9	13'2	14'9	19'3	22'1	21'5	19'2	16'0	11'2	7'8	14'5	9'3	15'8	21'0	11'7	14'3
136	1'6	2'6	4'6	5'5	8'2	13'3	14'2	15'4	12'9	8'9	3'9	1'3	7'7	2'9	9'0	14'2	4'7	14'0
139	7'2	8'7	10'4	12'5	15'8	19'3	21'6	21'3	19'3	14'9	10'0	7'5	14'1	8'8	15'9	20'8	10'8	14'5
144	0'6	1'3	2'8	3'2	7'5	11'1	14'9	14'2	12'8	7'7	4'3	3'0	7'0	1'6	7'3	14'0	5'0	14'4
147	4'4	4'36	6'0	7'9	10'8	14'3	16'7	16'4	14'6	11'0	6'9	5'0	9'9	4'9	11'0	16'0	7'7	12'5
149	3'8	4'5	6'4	7'9	11'6	15'5	18'2	17'9	15'9	11'5	7'2	4'1	10'4	4'9	11'7	17'4	7'7	14'4
152	2'0	4'8	6'5	7'7	10'1	14'5	17'7	17'4	14'7	10'5	6'1	2'7	9'6	4'4	10'8	16'7	6'5	15'7
154	-0'1	0'7	1'6	3'2	7'1	11'9	15'1	14'2	12'2	9'6	4'5	-0'0	6'7	0'8	7'4	13'9	4'7	15'2
157	2'7	4'1	5'0	7'0	9'5	13'6	16'9	14'9	14'0	8'6	6'2	2'8	8'8	3'9	10'1	15'3	5'9	14'3
158	1'1	1'2	3'2	4'6	7'8	12'8	15'6	14'8	12'8	9'7	5'1	1'0	7'5	1'9	8'4	14'4	5'3	14'6
161	6'7	8'2	9'4	10'8	13'8	17'1	19'6	19'4	18'2	13'8	10'2	8'2	13'0	8'1	14'0	19'1	10'8	12'9
164	0'1	1'2	3'2	4'9	7'3	13'7	17'0	15'4	12'5	9'7	4'1	-0'2	7'4	1'5	8'7	15'0	4'6	17'3
167	2'8	3'8	5'7	7'3	10'3	14'6	17'8	17'2	14'8	11'1	6'5	2'8	9'6	4'1	10'8	16'6	6'8	15'0
168	2'1	2'7	4'7	6'2	9'3	13'8	16'8	16'2	14'0	10'5	6'0	2'1	8'7	3'2	9'8	15'7	6'2	14'7
173	2'8	3'6	5'4	7'1	10'1	14'5	17'6	16'9	14'6	11'0	6'4	2'7	9'4	4'0	10'6	16'4	6'7	14'9
174	5'0	5'8	7'4	8'9	12'1	15'4	18'5	17'9	15'9	11'5	7'7	5'4	11'0	6'1	12'2	17'5	8'2	13'5
177	4'7	5'7	7'6	9'2	12'4	15'9	18'7	18'7	16'5	12'2	8'0	5'5	11'3	6'0	12'5	18'0	8'6	14'1
179	6'2	7'2	9'4	10'7	13'8	17'0	20'4	20'6	18'3	13'3	10'8	6'7	12'9	7'6	13'9	19'8	10'3	14'4
181	5'7	7'2	8'2	10'2	13'6	16'0	20'3	20'1	19'2	14'3	10'6	8'7	12'9	7'1	13'3	19'9	11'2	14'6
182	4'9	6'6	8'6	8'6	12'7	14'5	19'6	19'1	18'1	13'5	8'5	5'9	11'8	6'7	12'0	19'0	9'3	14'7



PROVINCIA: PONTEVEDRA

COD.	XAN	FEB	MAR	ABR	MAI	XUÑ	XUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEC	ANUAL	INV	PRI	VER	OUT	AMP
185	6'9	7'0	8'2	10'9	13'1	17'2	21'1	19'3	17'6	14'1	10'5	7'5	12'8	7'4	13'8	19'4	10'7	14'2
186	7'8	8'9	10'0	11'4	13'6	16'8	19'9	20'1	18'2	14'2	10'7	8'7	13'4	8'9	14'0	19'5	11'2	12'3
188	6'6	7'9	9'9	10'5	14'5	16'7	18'3	19'0	18'6	14'0	9'4	6'0	12'7	8'2	13'9	18'7	9'9	12'9
189	8'3	8'9	10'1	11'2	13'3	16'1	18'8	19'0	18'1	14'2	11'2	9'5	13'3	9'1	13'6	18'7	11'7	10'7
190	5'6	6'8	8'3	9'3	12'3	15'2	18'3	17'7	16'5	12'3	9'3	7'3	11'6	6'9	12'3	17'6	9'7	12'8
193	8'4	9'4	11'0	12'4	14'9	17'5	20'1	19'7	18'3	15'1	11'5	9'2	14'0	9'6	15'0	19'4	12'0	11'6
194	9'3	10'6	11'8	13'1	15'3	17'4	20'1	20'4	18'7	16'2	13'3	11'6	14'9	10'6	15'3	19'8	13'8	11'1
195	7'2	8'2	9'6	10'9	13'7	16'8	18'9	19'0	17'7	14'1	10'5	7'8	12'9	8'3	13'9	18'6	10'9	11'8
197	9'4	10'6	12'1	13'5	15'5	18'5	20'9	20'6	18'3	15'6	12'5	10'1	14'8	10'7	15'9	20'0	12'8	11'5
198	7'8	9'7	10'9	12'7	15'0	17'9	19'9	19'6	18'5	15'2	11'6	9'8	14'1	9'5	15'2	19'4	12'2	12'1
199	8'1	9'6	11'1	12'4	14'7	17'7	19'8	19'8	18'4	15'2	11'5	9'7	14'0	9'6	15'0	19'4	12'2	11'7
200	9'9	10'4	11'1	13'2	14'0	17'9	19'1	19'7	18'2	15'2	12'4	10'9	14'4	10'5	15'0	19'0	12'9	9'8
201	6'6	7'0	8'5	9'5	12'2	16'0	17'9	18'2	4'5	13'3	9'9	7'4	10'9	7'4	12'6	13'6	10'2	11'6
202	6'2	6'2	7'4	8'8	11'0	14'4	17'2	17'7	16'4	11'8	8'7	7'3	11'1	6'6	11'4	17'1	9'3	11'5
204	7'5	9'0	10'4	11'3	13'7	17'1	18'6	18'7	17'4	14'4	10'3	8'1	13'1	9'0	14'1	18'3	11'0	11'1
205	10'5	10'7	11'9	13'3	15'1	17'7	19'8	19'6	18'8	16'3	12'8	10'6	14'8	11'0	15'4	19'4	13'3	9'3
206	5'6	6'9	8'2	9'4	12'4	16'4	18'0	18'2	17'1	13'1	9'8	6'4	11'8	7'0	12'8	17'8	9'8	12'4
207	8'3	9'4	10'9	12'4	14'9	17'5	20'1	19'7	18'3	15'1	11'5	9'1	14'0	9'5	15'0	19'4	11'9	11'7
208	8'0	9'0	10'5	11'9	14'5	17'4	19'8	19'5	18'1	14'8	11'2	8'8	13'7	9'2	14'6	19'2	11'7	11'8
209	8'2	9'4	11'2	12'7	15'7	19'3	22'0	21'6	19'6	15'6	11'2	8'7	14'6	9'6	15'9	21'1	11'9	13'8
210	7'6	11'0	12'6	13'5	16'4	18'8	20'9	20'9	20'0	16'1	13'5	11'8	15'3	10'4	16'3	20'7	13'8	13'4
211	8'4	9'8	11'9	14'1	14'7	18'8	22'2	20'9	19'1	15'9	12'5	10'4	14'9	10'1	15'9	20'8	13'0	13'8
212	7'7	9'6	11'2	12'6	15'3	18'8	21'1	20'4	19'0	15'6	11'8	9'4	14'4	9'5	15'6	20'2	12'3	13'4
213	8'1	8'8	10'0	12'4	14'5	17'8	22'7	20'6	19'1	16'1	11'0	7'5	14'1	9'0	15'0	20'8	11'6	15'1
214	7'9	9'5	10'6	12'4	15'4	17'8	19'8	20'1	18'6	14'7	9'8	7'5	13'7	9'4	15'2	19'6	10'7	12'6
216	7'3	8'2	9'1	10'2	12'5	15'7	17'9	18'3	17'4	13'5	10'8	8'9	12'5	8'2	12'8	17'9	11'1	11'0
217	9'3	9'7	11'6	13'4	15'5	17'0	19'6	19'2	18'2	15'8	12'7	9'8	14'3	10'2	15'3	19'0	12'8	10'2



CONSELLERÍA DE MEDIO AMBIENTE

Centro de Información e Tecnoloxía Ambiental

