

ÁGUA E TERRITÓRIO

UM TRIBUTO A
CATARINA RAMOS

ÁGUA E TERRITÓRIO: UM TRIBUTO A CATARINA RAMOS

Editado por:

Ana Ramos-Pereira (coord.)

Miguel Leal

Rafaello Bergonse

Jorge Trindade

Eusébio Reis

Capa:

Rafaello Bergonse

Edição: Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa

Morada: Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal

Gráfica: SOARTES -ARTES GRÁFICAS, LDA

Depósito legal: 45008/19

ISBN: 978-972-636-279-1

ISBN: 978-972-636-280-1 (DIGITAL)

doi: 10.33787/CEG20190005

Data de edição: maio de 2019

ÍNDICE

Lista de autores	V
Nota prévia	IX
ARTIGOS.....	1
De lo natural a lo antrópico en los ríos de Galicia (Noroeste de la Península Ibérica)	3
Estudo dos hidrossistemas cársicos a partir da análise da curva de recessão. Discussão com base na exsurgência dos Olhos d'Água do Anços (Pombal, Portugal).....	25
Funcionamento hidrogeológico do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela (Portugal centro-ocidental)	49
Abordagens metodológicas ligadas ao risco de cheias rápidas e inundações urbanas	75
As bacias hidrográficas do setor Leste da Serra de Grândola: comportamento hidrológico das ribeiras de Corona e de Grândola	93
Cheias e inundações urbanas: tipos, características e danos materiais.....	131
Análise secular da frequência de cheias na Bacia Hidrográfica do Rio Vez.....	147
Aplicação de um processo de análise hierárquica para a avaliação municipal da suscetibilidade a cheias rápidas em Portugal continental	163
As cheias na construção e evolução da lezíria do Tejo: síntese de dois projetos	181
Late Holocene natural and man induced environmental changes in the Western Iberian coast: assessing forcing factors	217
A Geodiversidade no contexto dos Serviços dos Ecossistemas	251
Importância do património hidrológico para o geopatrimónio e o geoturismo	269
Evolução recente e futura de índices de extremos de precipitação em Portugal Continental	279
Regime térmico do ar no alto vale do Zêzere (Serra da Estrela). Caso de estudo numa situação anticlónica	295
Temperaturas médias mensais de escarpas rochosas da Serra da Estrela: o caso de estudo do Cântaro Gordo	315
The floristic distinctiveness of the low and mid-altitude peat-rich heathlands of the western Iberian Peninsula and northwestern Morocco	331
EVOCAÇÕES	357
Tábua laudatória.....	413

LISTA DE AUTORES

Ana Lavrador-Silva, Membro integrado da CICS.NOVA (FCSH), investigadora no IELT (FCSH) e ESBAL (FL), *ana.lavrador@sapo.pt*

Ana Ramos-Pereira, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (CEG/IGOT-ULisboa), *anarp@campus.ul.pt*

André Fonseca, Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes, *andref@utad.pt*

André Torres, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, *andre.rocha.torres@gmail.com*

Annalisa Bellu, CENTrum Educationis et Investigationis Oecologiae, CENTEIO, Lugar do Pragal, Campo Benfeito, 3600-371 Gosende, Portugal, *annalisabellu73@gmail.com*

António Monge Soares, Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, *amsoares@ctn.tecnico.ulisboa.pt*

Augusto Perez Alberti, Universidade de Santiago, *augustoperezalberti@gmail.com*

Carla Mora, Professora auxiliar convidada e investigadora do CEG-IGOT da Universidade de Lisboa, *carlamora@campus.ul.pt*

Carlos Neto, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, *cneto@campus.ul.pt*

Catarina Ramos, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa

Diamantino Insua Pereira, Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, *insuad@dct.uminho.pt*

Elisabete Nunes, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (IGOT-ULisboa), *enunes@igot.ulisboa.pt*

Eusébio Reis, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, *eusebioreis@campus.ul.pt*

Glória Gonçalves, Investigadora do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Portugal, *goncalves.gloria@gmail.com*

Gonçalo Vieira, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, *vieira@campus.ul.pt*

Helena Granja, CIIMAR, Universidade do Minho, *helenapgranja@gmail.com*

Isabel Paiva, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Departamento de Geografia e Turismo da Universidade de Coimbra, *isabelrp@ci.uc.pt*

João A. Santos, Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes, *jsantos@utad.pt*

João Araújo Gomes, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa

Jorge Capelo, Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, I.P., Herbarium, Quinta do Marquês, 2780-159, Oeiras, Portugal, jorge.capelo@iniav.pt

Jorge Trindade, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa e Universidade Aberta, Portugal, jorgetrd@campus.ul.pt; jorge.trindade@uab.pt.

José Brilha, Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, jbrilha@dct.uminho.pt

José Carlos Costa, LEAFE, Instituto Superior de Agronomia, University of Lisbon (ULisbon), Tapada da Ajuda, 1349-017 Lisboa, Portuga, jccosta@isa.ulisboa.pt

José Luís Zêzere, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, zezere@campus.ul.pt

Luca Dimuccio, Departamento de Geografia e Turismo e Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, luca@ci.uc.pt

Lúcio Cunha, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Departamento de Geografia e Turismo da Universidade de Coimbra, luciogeo@fl.uc.pt

Marcelo Fragoso, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, mfragoso@campus.ul.pt

Maria Luísa Rodrigues, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, ULisboa, rodrigues.mluisa@gmail.com

Miguel Geraldes, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa

Miguel Leal, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, ULisboa, mleal@campus.ul.pt

Mónica Santos, Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes, monica.santos@utad.pt

Paulo Pereira, Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, paolo@dct.uminho.pt

Paulo Portela, Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa

Pedro Oliveira Mestre em Geografia Física e Ambiente, professor do QND da Escola Secundária, franzini57@hotmail.com

Pedro Pinto Santos, Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, pmpsantos@campus.ul.pt

Randi Danielsen, Laboratório de Arqueociências, LARC/CIBIO/InBIO, Direção Geral do Património Cultural, Portugal. Present affiliation: Western Norway University of Applied Sciences, Bergen, Norway, randidanielsen@gmail.com

Ricardo A. C. Garcia, Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, rgarcia@campus.ul.pt

Sérgio Cruz Oliveira, Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, cruzdeoliveira@campus.ul.pt

Susana Pereira, Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal, susana-pereira@campus.ul.pt

Teresa Mira de Azevêdo, Centro de Geologia do Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, *tazevedo@fc.ul.pt*

Tiago Monteiro-Henriques, Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, UTAD, *tmh@isa.ulisboa.pt*

Ulrich Deil, Dept. of Geobotany, Faculty of Biology, University of Freiburg, Schänzlestrasse 1, 79104 Freiburg, Germany. *ulrich.deil@biologie.uni-freiburg.de*

NOTA PRÉVIA

O Grupo de Investigação em Sistemas Litorais e Fluviais – SLIF, do Centro de Estudos Geográficos, decidiu promover uma homenagem a Catarina Ramos, sob a forma de livro. Lançámos então o desafio a todos os que quisessem participar. As contribuições chegaram de colegas e amigos que se quiseram associar a esta forma de homenagem.

O livro é, por isso, variado, contendo artigos, evocações e uma tábua laudatória.

Os artigos visam especialmente temáticas relacionadas com a água, tema de investigação que a Catarina desenvolveu no seio da Geografia, mas também de Geomorfologia, Clima e Biogeografia, domínios em que a Catarina investigou e lecionou.

As evocações têm um cariz diferente e evidenciam o respeito, a camaradagem e a amizade que ela cultivou.

O Grupo de Investigação SLIF, a que a Catarina pertencia e a quem coube a organização deste livro, deseja deixar expresso um agradecimento à Direção do Centro de Estudos Geográficos/IGOT/ULisboa por todo o apoio que sempre dispensou.

Ana Ramos Pereira

2019

ARTIGOS

DE LO NATURAL A LO ANTRÓPICO EN LOS RÍOS DE GALICIA (NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

Augusto Pérez-Alberti¹

1. Introducción

Son muchos los lugares de Galicia que están asociados a un río. No es por ello extraño que cada río o arroyo cambie su nombre en función del lugar que atraviesa. Porque, en realidad, el río se denomina en función del lugar de donde viene: o *Río de Conselo*, que viene de aquel lugar, pasa a ser el *Río de Conso*, cuando atraviesa este, por poner un ejemplo, en tierras de la serra de Queixa, en Ourense. Pero también muchos lugares van asociados al nombre de un río: Ribadeo, Ribadavia, Ribadumia, Antas de Ulla, por ejemplo. Tampoco es sorprendente que exista un número tan importante de cauces de agua dado que, por una parte, Galicia presenta un relieve fragmentado, con numerosos planos de discontinuidad lo que favorece la apertura de valles y, consecuentemente, la multiplicidad de canales y, muy especialmente, las precipitaciones son abundantes, lo que, unido a la existencia de rocas poco permeables, favorece la escorrentía sobre la infiltración.

Los valles fluviales han sido, desde antiguo, el lugar elegido por la población para emplazar sus viviendas y sus campos de labor. Ello ha provocado profundas transformaciones en muchos de ellos. Los sistemas de riego, desviando el agua de los cauces y molinos, han jugado un papel de primer orden en la red fluvial. Más recientemente, a partir de los años cincuenta del siglo veinte, la construcción de numerosos embalses, de manera especial para la producción de energía eléctrica, ha provocado el anegamiento de amplios sectores del territorio gallego.

2. Factores condicionantes de la red fluvial gallega

Para poder entender cual es la realidad actual es necesario analizar los factores que inciden ella, caso de las formas del relieve, del contexto estructural, de las precipitaciones, la evapotranspiración, los suelos o la cubierta vegetal, sin olvidarnos de la acción antrópica que juega un papel determinante en muchos de los parámetros de la red fluvial.

¹ Universidade de Santiago. augustoperezalberti@gmail.com

2.1. Ríos y relieve

Una de las principales características del relieve de Galicia es la existencia de un conjunto de superficies de aplanamiento y depresiones que se escalonan a distinta altitud. Ello ha sido consecuencia de una tectónica de bloques que se han movido en relación con fallas de desgarro (*strike slip fault*) a partir de mediados del Cenozoico (Pérez Alberti, 1993; de Vicente *et al.*, 2009). Los bloques más elevados forman las sierras que se pueden agrupar en cuatro grandes conjuntos: las litorales, las septentrionales, las centro-occidentales o Dorsal Meridiana, y las orientales y surorientales, que es en donde se encuentran las máximas cotas. Actúan como divisorias de aguas por lo que, dada su disposición norte-sur, establece un contraste hidrográfico entre la Galicia oriental y la occidental, a la vez que marca con nitidez los límites entre cuencas (Figura 1).

Las superficies de aplanamiento dominan en la Galicia litoral y prelitoral, alcanzando su máximo desarrollo en el noroeste. En el interior son también las protagonistas del relieve en la provincia de Lugo. Por su parte las fosas tectónicas aparecen sobre todo en el cuadrante suroriental: Monforte, Verín, Maceda, o A Limia. En el oeste, la sucesión de estas fosas en sentido norte-sur, desde el área de Carballo hasta Tui, conforma la denominada en conjunto Depresión Meridiana. La topografía aplanada va emparejada a la amplitud topográfica en los valles, y el predominio de la erosión lateral de las aguas fluviales, por lo que los procesos sedimentarios tienden a dominar sobre los erosivos. Por otra parte, la escasa pendiente ralentiza la escorrentía y favorece la infiltración, lo que unido a la mayor permanencia temporal de la lámina de agua explica que sea en las fosas y en los sectores topográficamente deprimidos de las áreas de aplanamiento donde son relativamente abundantes los humedales y diversos fenómenos de hidromorfía, cuando dominan los materiales limo-arcillosos.

Las superficies de aplanamiento dominan en la Galicia litoral y prelitoral, alcanzando su máximo desarrollo en el noroeste. En el interior son también las protagonistas del relieve en la provincia de Lugo. Por su parte las fosas tectónicas aparecen sobre todo en el cuadrante suroriental: Monforte, Verín, Maceda, o A Limia. En el oeste, la sucesión de estas fosas en sentido norte-sur, desde el área de Carballo hasta Tui, conforma la denominada en conjunto Depresión Meridiana. La topografía aplanada va emparejada a la amplitud topográfica en los valles, y el predominio de la erosión lateral de las aguas fluviales, por lo que los procesos sedimentarios tienden a dominar sobre los erosivos. Por otra parte, la escasa pendiente ralentiza la escorrentía y favorece la infiltración, lo que unido a la mayor permanencia temporal de la lámina de agua explica que sea en las fosas y en los sectores topográficamente deprimidos de las áreas de aplanamiento donde son relativamente abundantes los humedales y diversos fenómenos de hidromorfía, cuando dominan los materiales limo-arcillosos.

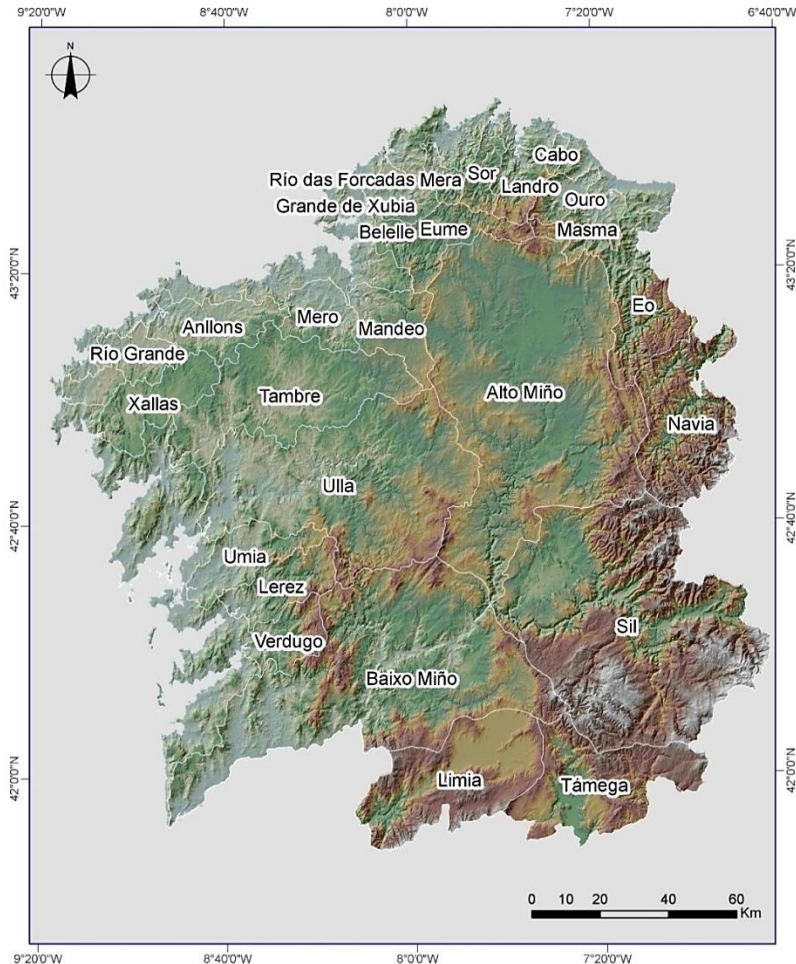


Figura 1. Principales cuencas fluviales de Galicia.

Se trata, pues, de un relieve compartimentado, en el que no existen unidades morfoestructurales de gran extensión, lo que impide la aparición de grandes cuencas. Del mismo modo, este carácter movido de las formas del relieve origina que los valles fluviales se muestren cambiantes a lo largo de su recorrido, en relación con las unidades atravesadas, y alternen tramos de características morfológicas contrastadas, independientemente de la cercanía o lejanía a la cabecera o a la desembocadura.

2.2. El papel de la litología en la dinámica del agua

En Galicia los materiales geológicos dominantes son los cristalinos; las rocas ígneas o metamórficas que en su génesis sufrieron procesos de cristalización y recristalización lo

que les confiere una porosidad primaria, es decir, inherente a la propia roca, muy débil o prácticamente nula, condición bajo la que estas formaciones rocosas se comportan como acuíferos. Sin embargo, los procesos fisicoquímicos de alteración, es decir, fisuración-fracturación por una parte y meteorización química por la otra, provocan una porosidad derivada o secundaria. El segundo tipo de procesos, los de meteorización, tienen a este respecto una gran significación, por lo que supone de cambios texturales, estructurales y mineralógicos que afectan a la porosidad y permeabilidad de los materiales.

Las rocas cristalinas en Galicia presentan con intensidad ambos procesos de alteración física y química, en función de una historia geológica larga y compleja. En muchos casos se manifiestan conjuntamente, por cuanto los frentes de alteración suelen avanzar a favor de una amplia red de fracturas y diaclasas que van desde la meso escala hasta las microfisuras en el roquedo. La penetración del agua en profundidad se ve favorecida por las fracturas de sentido vertical, mientras que las orientadas en sentido próximo a la horizontal permiten su embolsamiento y circulación. Los planos de esquistosidad en el caso de las rocas metamórficas, y de las diaclasas de descompresión en el de los granitos resultan así especialmente importantes en la creación de acuíferos. La complejidad de las redes de fracturación y la ausencia de un patrón homogéneo son elementos que condicionan una distribución muy irregular de los acuíferos, así como una gran discontinuidad entre ellos, lo que dificulta su explotación e incluso su detección, por cuanto prospecciones próximas pueden arrojar resultados muy diferentes.

Es necesario reseñar, dada la importancia de la meteorización química en la génesis de la porosidad secundaria en las rocas cristalinas, las diferencias que se derivan del tamaño granulométrico del manto de alterita. El predominio de la fracción arena en los mantos de alteración de las cuarcitas, y, sobre todo, de los granitos (los *sábregos*) le confieren una permeabilidad superior a la de los regolitos con un alto contenido en arcillas, caso de los esquistos y las pizarras, por ser la arcilla un material fino impermeable debido a intensas fuerzas de cohesión que dificultan la circulación del agua.

Respecto a las rocas calizas, poseen una porosidad primaria también muy baja, aunque la porosidad secundaria posibilita en la práctica la existencia de acuíferos, si bien con una génesis en la que el proceso protagonista, a diferencia de lo que sucedía en las rocas cristalinas, es la disolución. Permiten así la aparición de fenómenos cársticos –sumideros o surgencias- que, aunque de alcance limitado, están presentes en ciertas áreas de la sierra de O Courel, por ejemplo.

Entre los materiales litológicos, únicamente los depósitos recientes, neógeno-cuaternarios, de textura granular por su naturaleza detrítica, permiten una eficaz infiltración en profundidad, gracias a su elevada porosidad, y una mayor potencialidad, en consecuencia, para la existencia de acuíferos. En la práctica, la irregularidad de los depósitos que cubren las cuencas terciarias y, sobre todo, su alto contenido en arcillas, impiden el desarrollo de acuíferos de importancia. Otro tanto sucede con los depósitos aluviales cuaternarios, debido a su discontinuidad, escasa potencia y dificultades de

recarga. Así, únicamente en ciertos sectores, caso de A Limia o Baixo Miño, existen condiciones propicias para la formación de acuíferos suficientemente desarrollados, hasta constituir unidades hidrogeológicas.

En general, pues, no se dan en Galicia condiciones propicias para la creación de importantes masas de agua subterránea, lo cual limita la capacidad reguladora de los acuíferos en relación con los cursos de agua superficiales, muy dependientes del ritmo pluviométrico. De frecuente proximidad del nivel freático a la superficie se derivan también importantes rasgos hidrológicos e hidrográficos: contribuye a la formación de terrenos hidromorfos, acelera la saturación del terreno e incrementa los aportes de la escorrentía a los ríos.

Un segundo apartado dentro de la influencia del roquedo en la hidrografía se refiere a cómo determinadas características de las rocas -dureza, estructura, resistencia a los agentes erosivos- son factores que contribuyen al diseño y características de la red fluvial, y la forma de los valles, a lo que hay que añadir las formas del modelado propias de cada tipo de roca desarrolladas por la acción de las aguas continentales. Así, la intercalación de bandas de cuarcita o de cuarzo entre los esquistos o pizarras crea buenos ejemplos de erosión diferencial, en la que interfluvios y *talwegs* corresponden a cada tipo de roquedo, respectivamente. Los contactos litológicos también se reflejan con frecuencia en los valles en forma de una variación en su apertura morfológica y perfil transversal, o bien de discontinuidades en el perfil longitudinal. Incluso dentro de una misma unidad litológica las comentadas variaciones mineralógicas operan en el mismo sentido.

2.3. La precipitación

Los factores de tipo climático, precipitación y evapotranspiración, son muy relevantes en lo referente a la hidrografía, dado que determinan los aportes globales de agua, y en último término, el volumen efectivo disponible por los seres vivos, en particular las plantas, y los caudales de las masas de agua superficiales y subterráneas.

Situada en el sector meridional de la franja planetaria de vientos del oeste, y en la fachada occidental peninsular, expuesta a las perturbaciones atlánticas, Galicia se enmarca en el dominio climático oceánico, si bien en su territorio convive el clima oceánico puro con degradaciones que marcan la transición hacia el dominio mediterráneo dominante en el resto de la Península. En este contexto, la distribución de la precipitación muestra una gran variabilidad espacial, que refleja en gran medida la influencia del relieve. De igual manera que los dispositivos orográficos son los responsables de que se alcancen totales pluviométricos muy elevados en algunos sectores de Galicia particularmente expuestos, también al efecto de sombra o abrigo determina cantidades anuales de precipitación francamente bajas, similares a las de áreas peninsulares del dominio mediterráneo, en algunas áreas del interior.

Las sierras sudoccidentales y algunas de las litorales como el Barbanza o A Groba presentan los máximos valores de precipitación anual, superiores a los 2000 mm. Son estos relieves los primeros obstáculos con los que se encuentran las masas húmedas en su recorrido por el continente, y su disposición sensiblemente meridiana o submeridiana intensifica los ascensos por oponerse transversalmente a las corrientes de aire, ocasionando unos elevados gradientes pluviométricos. El mismo efecto de pantalla se repite en las sierras orientales y sudorientales, si bien aquí la pluviosidad de conjunto es menor debido a que las masas de aire llegan con un menor contenido de humedad, después de descargar parte de su contenido hídrico en las sierras más occidentales. El gradiente pluviométrico es por lo tanto menor y las cantidades totales menos elevadas, a pesar de la mayor altitud de estas sierras respecto de las precedentes.

En general, la Galicia occidental es más lluviosa que la interior, por su mejor exposición a las corrientes zonales del oeste. Dejando al margen las sierras ya mencionadas, se superan los 1200 mm prácticamente en todo este sector, se bien en el Golfo Ártabro la posición de abrigo ante las advecciones del SW, y la ausencia de elevaciones significativas adyacentes a la costa determina unos valores ligeramente menores, aunque superiores a los 1000 mm. En el norte, la estrecha franja litoral, pronto cerrada por las sierras septentrionales, tiene unos valores de precipitación modestos en el conjunto gallego, inferiores a los 1000 mm en la costa, elevándose hacia el interior al mismo tiempo que la altitud del relieve. Aquí encontramos los gradientes pluviométricos más elevados de Galicia, lo que no impide que, debido a una menor exposición a las borrascas del W y SW, responsables de las precipitaciones de mayor intensidad en Galicia, las sierras septentrionales recojan en conjunto una precipitación menor que las occidentales.

En el interior, protegido por la Dorsal de los vientos húmedos del oeste, y por las sierras septentrionales de los de componente norte, la cuantía anual de precipitación es menor, sin llegar en muchos casos a los 1000 mm. Nuevamente la orografía es determinante. Mientras que las tierras más elevadas que las rodean quedan en general entre los 1000 y los 1200 mm, los sectores deprimidos como la Terra Cha, el valle del Miño en Lugo, las depresiones de Sarria y Monforte o la Limia muestran valores entre 800 y 1000 mm. Menor volumen aún de precipitación se recoge en el valle del Sil y Miño en Ourense, en la Baixa Limia o en la depresión de Verín. A la orografía se le une en estos casos un efecto de sombra pluviométrica muy marcado en el Ribeiro, a sotavento de la Dorsal, con acusados gradientes de descenso de precipitaciones que dan lugar a los totales más bajos de Galicia, inferiores a los 600 mm. El sector oriental del Sil, en tierras de Valdeorras, o el del Bibeí, son igualmente buenos ejemplos.

Si bien los valores de precipitación anual son significativos, y muestran con claridad una desigual disponibilidad hídrica en la Galicia litoral e interior, con lo que esto supone de cara a los parámetros hidrográficos como de cuadales, por citar únicamente el ejemplo más obvio, su distribución temporal es decisiva para la determinación de características de los regímenes fluviales, tanto a escala anual como estacional o mensual. La variabilidad

interanual de la precipitación es moderada, como corresponde al dominio oceánico, si bien existe una cierta variación desde la franja septentrional, con la máxima regularidad, hasta los sectores sudorientales, con la máxima irregularidad. Tal gradación tendrá su correlación, a nivel hídrico, en lo relativo a la regularidad fluvial.

A nivel intra-anual, el semestre otoño-invierno es el más lluvioso en toda Galicia, marcándose un descenso de la precipitación en primavera y sobre todo en el verano. Sin embargo, el grado de estacionalidad muestra una distribución espacial desigual, en la que se aprecia un gradiente general norte-sur, de manera que es en el sector septentrional y, en especial, en sus sierras, como la del Xistral, donde la estacionalidad es menor, con valores considerados bajos o muy bajos. En sucesivas franjas latitudinales dispuestas hacia el sur, se hace moderada desde la Costa da Morte hasta las superficies de aplanamiento del interior de Lugo; fuerte desde las Rías Baixas hacia el interior, y muy fuerte en los valles del sudoeste y, en el interior, desde el valle del Sil-Miño hacia el sur. Esta disposición latitudinal, que traduce el papel de la componente subtropical en el clima gallego, se ve rota por las sierras, donde la estacionalidad disminuye ligada a una mayor eficacia pluviométrica mantenida también en las estaciones más secas, efecto de gran importancia hídrica por cuanto en ellas sitúan su cabecera la mayor parte de los ríos, que ven así garantizada su alimentación, especialmente en lo que se refiere a los ríos del sur de Galicia.

Desde el punto de vista hídrico, la estacionalidad pluviométrica se refleja de manera directa, a través de la escorrentía, en la amplitud entre aguas altas y aguas bajas anuales, y desde luego en la duración y alcance de los estiajes. Pero también resulta un factor decisivo en la humedad del suelo, que puede atenuar o acentuar los contrastes estacionales en los caudales fluviales, tanto por descarga de aguas hipogeas como por el alto porcentaje de escorrentía que tiene lugar en condiciones de saturación del suelo. Así por ejemplo en la costa y sierras septentrionales, de la escasa estacionalidad de la precipitación, asociada a una nubosidad de estancamiento, derivan unas condiciones de permanente humedad en el suelo que favorece la aparición de fenómenos hidromorfos materializados en la existencia de importantes turberas, así como una alimentación regular de las corrientes fluviales. En el extremo opuesto, en los valles sudorientales gallegos el marcado descenso de las precipitaciones en el estío en combinación con los modestos totales pluviométricos da lugar a una alimentación fluvial muy contrastada.

Dos características de la precipitación, intensidad y duración de los episodios lluviosos tienen importantes implicaciones a nivel hidrológico, al estar en relación con el alcance de los procesos de infiltración/escorrentía, de erosión de vertientes y en último término del caudal y carga sólida en los cursos fluviales. En general, cuanto más intensa es la precipitación menor es la infiltración y mayor la escorrentía, lo que unido a un aumento de la erosión da lugar a rápidos incrementos en los caudales y en los arrastres de los ríos, mientras que la precipitación débil permite una infiltración más eficaz. En cuanto a los períodos lluviosos, a medida que aumenta su duración se alcanzan condiciones de

saturación en los suelos que canaliza la práctica totalidad de la precipitación hacia la escorrentía, alimentando los cauces fluviales. La combinación de ambos procesos crea situaciones potenciales de crecidas.

Un apartado significativo es el de las precipitaciones sólidas, ya que la retención del agua en forma de nieve o de hielo difiere en el tiempo la alimentación fluvial, a la vez que ralentiza los ritmos de otros procesos como el de la infiltración. En toda la Galicia occidental la proximidad del mar y la suavidad del relieve convierten la nieve en un hidrometeoro raro, con medias de menos de un día al año en la costa y apenas unos días en los sectores algo más alejados (Deza, Terras de Melide, Arzúa, Curtis...). En la Galicia interior los rasgos de cierta continentalización impuestos por el aislamiento respecto al mar que señalan las sierras se traduce en una mayor presencia de la nieve en las áreas más elevadas, pero aun aquí su permanencia es breve. Tan solo en las sierras sudoccidentales, y sobre todo en las sudorientales, las de mayor altitud, la nieve alcanza cierto protagonismo en los meses invernales, pudiendo permanecer en sectores resguardados durante algunas semanas.

2.4. La evapotranspiración

Según el Atlas Climático de Galicia (Martínez Cortizas y Pérez Alberti (ed.), 1999), en el que los cálculos fueron realizados mediante un método mixto, en conjunto la ETP media ponderada para Galicia se sitúa en 712 mm, se bien muestra un reparto espacial bastante contrastado. Los máximos valores, superiores a los 800 mm anuales, se alcanzan en el litoral de las Rías Baixas y en los valles que desaguan en ellas, especialmente en el sudoeste, prolongándose hacia el interior por el valle del Miño y sus afluentes pontevedreses. Entre los 700 y 800 mm se encuentra la mayor parte del territorio, con una diferencia entre las tierras más bajas próximas al litoral, el valle del Sil y del Miño, la Baixa Limia y las depresiones de Monforte, Maceda y Verín, por una parte -valores entre 750 y 800 mm- y las tierras de mayor altitud por otra, donde la ETP oscila entre 700 y 750 mm. Por debajo de los 700 mm quedan, aparte de la Alta Limia, las sierras, registrándose los mínimos en las del sureste, en donde las áreas de cumbres de Queixa o Trevinca no llegan a los 500 mm.

Fijándonos en el reparto estacional de la ETP, observamos que existe una marcada uniformidad en toda Galicia durante el otoño y el invierno. Las diferencias señaladas a nivel anual obedecen por lo tanto a lo que sucede en la primavera y especialmente en el verano, estaciones en las que se reproducen los contrastes señalados a nivel anual. Insolación y temperaturas son las responsables primarias de esta distribución, en la que es perceptible el efecto del relieve en tanto que es un factor que incide directamente, entre otros elementos, en la temperatura del aire y en la cubierta nubosa, lo que explica la baja demanda evapotranspirativa en las sierras. En conjunto, casi toda Galicia, con la destacada excepción de las sierras, presenta una ETP veraniega superior a la precipitación,

lo que significa la utilización de la reserva hídrica del suelo, la disminución de la recarga en los acuíferos.

La comparación entre la precipitación y la evapotranspiración muestra que, a nivel anual, casi toda Galicia presenta un excedente hídrico, mayor en la mitad atlántica -valores superiores en general a los 400 mm, con amplias áreas por encima de los 600- que en la interior -con valores comprendidos en general entre los 200 y los 400 mm-, y con máximos en las sierras. Constituyen una significativa excepción los valles del Sil y Miño en tierras ourensanas -prolongándose hasta las tierras del Condado pontevedrés-, Arnoia y Avia, junto con las depresiones de Maceda y Verín y la Baixa Limia, áreas en las que el déficit puede llegar a superar los 250 mm en tierras de O Ribeiro. En estas áreas, se combina una elevada ETP, derivada de las altas temperaturas estivales, con los mínimos aportes pluviométricos de Galicia.

Por estaciones, y considerando Galicia a nivel global, el verano es la única que presenta déficit, mientras que en el otoño, invierno y primavera se registran balances positivos, elevado en la primera de las citadas y muy escaso en la última. Existen sin embargo importantes diferencias en la distribución espacial. Si durante el otoño y el invierno toda Galicia presenta excedentes, manteniendo, eso sí, el contraste entre la mitad occidental y la interior, en la primavera la cornisa cantábrica, el Golfo Ártabro, algunos sectores de la Costa da Morte, los valles del Ulla y Sar, el litoral de las Rías Baixas, los valles del Louro y Tea, y todo el interior -una vez más, a excepción de las sierras- muestran ya déficits, si bien en su mayor parte de una amplitud moderada, inferior a los 50 mm. Con todo, en O Ribeiro se alcanzan hasta 200 mm, evidenciando la intensidad del efecto de sombra pluviométrica que ejercen las sierras meridionales de la Dorsal. En el verano el déficit se extiende a toda Galicia, a excepción tan solo de las cumbres de las sierras del Suído y Faro de Avión. En la fachada atlántica los valores oscilan entre los 50 y los 150 mm, a excepción del valle del Ulla, en el que el déficit alcanza valores similares a los de la fachada cantábrica, Golfo Ártabro y gran parte del interior -valores entre 150 y 200 mm. Las áreas en las que el déficit supera los 200 mm son aquellas que muestran un balance anual también negativo, lo que subraya el peso del verano en el resultado final.

2.5. Suelo y agua

Los valores ofrecidos no dejan de resultar una aproximación grosera a un balance hídrico, puesto que no consideran un elemento fundamental del mismo: los suelos. En el ciclo hidrológico desempeñan un papel clave por cuanto sirven de zona de paso, intermedia, entre la atmósfera y las corrientes de agua, a la vez que actúan como almacenes de agua. La cantidad de agua que puede contener un suelo es conocida como reserva de agua útil (RAU), que es utilizada en el momento en que la precipitación, que representa la entrada de agua, es inferior a la evapotranspiración, que representa las pérdidas. La RAU en cada suelo depende de diversos factores tales como la textura, el contenido en materia

orgánica, la presencia de materiales gruesos y la profundidad de cada horizonte. La complejidad de su cálculo y la inexistencia de una cartografía edafológica de detalle dificultan el estudio del balance hídrico en los suelos gallegos.

Los valores muestran como los suelos desarrollados sobre granito contienen una menor RAU, seguidos de los generados sobre pizarras, esquistos y rocas básicas, siendo los instalados sobre sedimentos recientes los que tienen una mayor capacidad de almacenamiento de agua. Entre otras razones que explican esta distribución, la textura resulta un factor de primer orden. Las texturas gruesas tienen una alta conductividad hidráulica, lo que significa una fácil circulación hídrica entre los intersticios, una buena aireación y escasa retención de agua, en tanto que las texturas finas presentan las características opuestas. Por otra parte, la textura está directamente relacionada con tamaño de los poros, de lo que depende la energía de retención del agua. A mayor tamaño del poro, menor es esa energía, lo que facilita tanto la evaporación como sobre todo la captación de agua por parte de las plantas, sucediendo lo contrario en el caso de las texturas finas con poros pequeños.

La abundancia en Galicia de suelos con importante presencia de la fracción arena implica así que la capacidad de reserva de agua es en muchos casos moderada, cuando no escasa, de manera que los suelos se saturan pronto, con lo que esto significa de cara a la rápida formación de escorrentía, pero también pierden con relativa rapidez la agua almacenada en períodos de elevada demanda evapotranspirativa, lo que tenderá a agravar problemas de sequía derivados del déficit hídrico. Al igual que ocurría con los acuíferos, los suelos se muestran así escasamente eficaces en la regulación de las corrientes fluviales.

2.6. El manejo tradicional del agua en Galicia

El manejo del agua en Galicia viene de antiguo por lo que es un elemento nada desdeñable a la hora de analizar su realidad hídrica. Numerosas laderas se han visto transformadas en prados mediante el sistema de derivar el agua de los arroyos por medio de un amplio entramado de canales de riego. Otros muchos cauces han sido modificados para instalar gran número de molinos (Figura 2). Más recientemente, la creación de infraestructuras hidráulicas, en especial los embalses que jalonan gran parte de los ríos gallegos, introducen alteraciones en la dinámica y en los regímenes fluviales, modifican los balances entre erosión y sedimentación, varían los niveles de evapotranspiración, por la creación de una masa de agua con un comportamiento diferente al de las corrientes, y por los cambios en la humedad del aire suprayacente y afectan a los ecosistemas fluviales, tanto acuáticos como de ribera. La canalización de los cauces constituye otra actuación directa sobre la red fluvial. Ya sea con el fin declarado de controlar las crecidas, ya sea para crear paseos fluviales, playas o áreas recreativas en sentido amplio, el resultado es con frecuencia la artificialización de los cauces, especialmente notoria en los tramos urbanos de los ríos, que en ocasiones llega a su desvío.



Figura 2. Muiños do Folón (O Rosal, Pontevedra).

Muy degradados por la acción humana fueron a lo largo de las décadas centrales del siglo XX los humedales –*brañas, gándaras, lagunas*-, contempladas en la mentalidad dominante en la época, y desde luego por los órganos de poder, como espacios improductivos que debían ser “ganados” mediante su desecación y posterior empleo como solares para la edificación, caso de las Gándaras de Budiño, la Lagoa de Cospeito u otros humedales da Terra Chá, o para la puesta en cultivo, caso de los mismos humedales de la Terra Chá o, especialmente, de la Lagoa de Antela, en A Limia. El fracaso de estas políticas -los campos de labor instalados sobre terrenos desecados, como los de A Limia, suelen ser de calidad mediocre, excesivamente arenosos, y presentar problemas de drenaje con frecuentes encharcamientos, al mismo tiempo que requieren un importante aporte de riego- facilitó un cambio en la orientación de las actuaciones, dictado por la instauración de una conciencia medioambiental que contempla los humedales como espacios de alto valor ecológico dignos de preservación.

Muy degradados por la acción humana fueron a lo largo de las décadas centrales del siglo XX los humedales –*brañas, gándaras, lagunas*-, contempladas en la mentalidad dominante en la época, y desde luego por los órganos de poder, como espacios improductivos que debían ser “ganados” mediante su desecación y posterior empleo como solares para la edificación, caso de las Gándaras de Budiño, la Lagoa de Cospeito u otros humedales da Terra Chá, o para la puesta en cultivo, caso de los mismos humedales

de la Terra Chá o, especialmente, de la Lagoa de Antela, en A Limia. El fracaso de estas políticas -los campos de labor instalados sobre terrenos desecados, como los de A Limia, suelen ser de calidad mediocre, excesivamente arenosos, y presentar problemas de drenaje con frecuentes encharcamientos, al mismo tiempo que requieren un importante aporte de riego- facilitó un cambio en la orientación de las actuaciones, dictado por la instauración de una conciencia medioambiental que contempla los humedales como espacios de alto valor ecológico dignos de preservación.

De una forma indirecta, otras actuaciones antrópicas repercuten en el ciclo hidrológico de las aguas continentales. Así, la deforestación incrementa la cuantía de la escorrentía, al eliminar la labor de retención del agua en el suelo que cumplen las raíces de las plantas, y aumenta la carga sólida transportada por las corrientes fluviales, por la mayor erosión que sufre un suelo sin cubierta vegetal. Estos efectos son muy notorios en los momentos de crecida, cuando, por coincidir normalmente con precipitaciones muy intensas, se movilizan grandes volúmenes de agua, pero también de materiales sólidos. En sentido inverso, lógicamente, actúan las repoblaciones, que amortiguan las oscilaciones del caudal en relación con las variaciones en la precipitación, y disminuyen los aportes sólidos. También la intensa ocupación de los valles fluviales, que ha dado lugar a un aumento de la superficie ocupada por edificaciones e infraestructuras en los lechos mayores y en las llanuras de inundación, tuvo importantes repercusiones en el comportamiento hidráulico en momentos de crecidas, intensificando su volumen y velocidad de propagación.

3. Los rasgos definidores de la red fluvial

La gran compartimentación del relieve junto con unos elevados aportes pluviométricos y un sustrato litológico de materiales principalmente impermeables que potencian la escorrentía superficial o subsuperficial frente a la infiltración, propicia la existencia de una red fluvial muy densa - ligeramente mayor en las cuencas occidentales que en las interiores, en la que se combina una amplia gama de cursos de agua, desde los principales colectores hasta los innumerables arroyos de pequeña entidad.

Los innumerables planos de desigual pendiente que conforman las diferentes unidades del relieve, actúan en el mismo sentido que la litología: dificultan la infiltración y propician la rápida circulación de la escorrentía, organizándola en multitud de cauces que garantizan la eficacia del avenamiento. Los cursos de agua esporádicos no tienen en Galicia la relevancia que alcanzan en otras áreas peninsulares de mayor aridez, pero ello no excluye que sean numerosos y que desempeñen un importante papel morfológico, especialmente en lo relativo a procesos de vertiente.

En consecuencia, predominan las condiciones de exorreísmo en todo el territorio. Únicamente encontramos fenómenos endorreicos en pequeñas áreas depresionarias con ambientes lacustres o hidromorfos (turberas, *brañas*, *gándaras*), restos de antiguos lagos formados durante el Terciario superior. En la actualidad se encuentran en fase de

colmatación, y en casi todos los casos existen corrientes fluviales que se integran en redes hidrográficas de mayor entidad y permiten su desagüe. Los ejemplos más sobresalientes de estas áreas que están organizando su exorreísmo son el sector central de la Terra Chá, en Lugo, A Limia, en Ourense, las Gándaras de Budiño, en Pontevedra, o la Lagoa de Alcaían en tierras de Santa Comba, en A Coruña.

La misma dinámica tectónica de bloques que ha dado lugar a un relieve movido con multitud de nodos difusores de escorrentía, explica la nitidez de las divisorias de agua, traducida en unas cuencas de límites bien definidos. Únicamente los interfluvios situados sobre superficies de aplanamiento de topografía suave, presentan una divisoria de aguas menos marcadas en el relieve, como sucede por ejemplo con el interfluvio Xallas-Tambre, en el que son pequeños oteros y formas residuales de modesta altitud los que dirigen la escorrentía hacia las respectivas cuencas. Otro tanto sucede con la divisoria Xallas-Grande.

A otra escala, las redes de avenamiento instaladas sobre áreas hidromorfas presentan indecisión en la dirección de la escorrentía, como podemos ver en los arroyos que forman la cabecera del Eume, instalada sobre turberas en el Xistral, o en las Brañas de Gosende, que señalan la divisoria de aguas entre la cuenca del Xallas, en la subcuenca de su afluente Abuín, y la del Tambre, en la subcuenca del Trece, afluente del Barcala.

3.1. La disimetría de las vertientes

Otro rasgo sobresaliente de la red hidrográfica gallega es la marcada disimetría entre las vertientes cantábrica y atlántica, a causa de la gran proximidad al mar de las sierras septentrionales. La Serra da Faladoira, el macizo del Xistral, el Cordal de Neda, la Serra de Lourenzán marcan esta divisoria de aguas, y tan solo el Eo y el Navia tienen, entre los ríos cantábricos, una cabecera situada más al sur, que en el caso del Navia llega hasta los Ancares. Si consideramos el cabo Ortegal como límite de la vertiente cantábrica, su extensión es ligeramente inferior a los 2500 km², el 8,34% de la superficie total gallega. La vertiente atlántica, por contra, abarca casi 29600 km², (91,66 % del territorio).

Esta disposición hidrográfica marca una clara dirección hacia el poniente de los cursos fluviales, similar al de los grandes ríos atlánticos peninsulares y obedece al basculamiento del viejo macizo hespérico a consecuencia de los movimientos tectónicos alpinos y post-alpinos. La amplia red de fracturaciones existente en el noroeste ibérico determina que el recorrido hacia el océano se concrete en direcciones predominantes SO, con las obvias excepciones de los ríos cantábricos y los del sector meridional del Golfo Ártabro, de dirección norte, y el Támega, de dirección sur. Hay que señalar, además, que los ríos de la vertiente cantábrica son cortos, con recorridos siempre inferiores a los 50 km, a excepción del Navia (90 Km) o del Eo (79 Km), que no tienen sus fuentes en las sierras septentrionales sino en las que forman parte del conjunto de las sierras orientales galaicas.

Dentro de vertiente atlántica, la alineación formada por las sierras centro-occidentales actúa como una gran espina dorsal que divide el territorio en dos sub-vertientes: la que engloba la Galicia litoral y prelitoral, con ríos que se inician al oeste de esta divisoria, y la de la Galicia interior, con una red fluvial que recoge las aguas al este de aquella. En la primera de ellas, la mayor parte de los ríos sitúan sus cabeceras en la propia Dorsal, a excepción los del sector nor-occidental (Mendo, Mero, Anllóns, Grande, Xallas), que lo hacen en las superficies de aplanamiento de la Galicia prelitoral, que en este sector alcanzan su máximo desarrollo. Y a lo largo de la costa atlántica son numerosos los arroyos y pequeños ríos que comienzan a fluir en las sierras litorales de A Capelada, Barbanza, Montes de Castrove, Serra de Domaio o A Groba. En general, todos los ríos de la subvertiente presentan una longitud modesta y organizan cuencas de tamaño igualmente pequeño, resultando así un espacio poco jerarquizado desde el punto de vista hidrográfico, sin grandes cursos de agua que logren organizar el avenamiento de un territorio amplio. Tan sólo el Ulla y el Tambre superan los 100 km de cauce (132 el Ulla, 124,5 el Tambre), pues tienen sus cabeceras en los sectores centrales de la Dorsal, allí donde se encuentra más alejada de la costa; le sigue en longitud el Eume (80 km). Entre los demás ríos de este ámbito, tan sólo el Umia, Xallas, Lérez, Mandeo y Anllóns rebasan los 50 km, sin llegar a superar los 70.

En contraposición a este panorama de fragmentación en múltiples cuencas, en la Galicia interior existe una gran arteria fluvial, el Miño -o casi mejor el Miño-Sil, ya que el considerado afluente es en realidad el ramal más largo y caudaloso- que organiza el avenamiento en una área muy superior a la de cualquier otro río gallego. Existe aquí una clara jerarquización de los cauces de agua, en la que los tributarios del colector principal tienen una longitud y cuentan con redes de afluentes de entidad comparable a la de los ríos que vierten directamente en el Atlántico. Así encontramos ríos como el Bibeí, afluente del Sil, que tienen algo más de 95 km, tan solo superado en la Galicia occidental por el Tambre y el Ulla; el Camba, afluente del Bibeí, cuenta con 56 Km de recorrido; el Xares, también afluente del Bibeí, 47,5 Km. Otros afluentes directos del Miño como el Arnoia tiene algo más de 85 km, el Neira, 55, el Cabe 53, el Lor 54, el Ladra y el Tea, 50, el Ferreira 42 y el Avia 37.

Las altas tierras del sudeste ourensano marcan la divisoria entre la cuenca del Miño y las de los ríos que dirigen sus aguas hacia el sur. El Limia se dirige directamente al Atlántico, ya en Portugal, donde mantiene la dirección sudoeste que trae de Galicia. El Támega con sus afluentes el Mente y el Moas forma parte de la cuenca del Duero, con el que confluye en tierras portuguesas.

Respecto a la organización de las vertientes, resulta llamativo que todo el macizo de Manzaneda, tanto en su vertiente septentrional como meridional, vierta sus aguas al Miño, de manera que la divisoria entre esta cuenca y las del Limia y Támega no coincide con la línea de cumbres. De la misma manera, el Eume sitúa su cabecera en pleno Macizo do Xistral, más allá de la línea N-S de la orientación de la Dorsal, que marca la divisoria

general entre las cuencas de los ríos atlánticos y la del Miño. Parte del sector occidental del Xistral dirige por lo tanto su avenamiento hacia el Atlántico, mientras que en el resto del macizo la escorrentía tiene una clara orientación hacia el sur, hacia la cuenca del Miño, o al norte, hacia las cuencas de los ríos cantábricos. Aún resulta si cabe más llamativo que esta dirección norte se mantiene incluso en ríos que se forman más al oeste del alto Eume, como el Sor o el Mera. La situación en los dos casos citados puede hacer pensar en posibles capturas, o deberse a una antecedencia de la red fluvial en relación con el levantamiento de las sierras, pero a falta de estudios de detalle relativos a la paleo-hidrografía no permite establecer más que conjeturas.

Procesos de captura existen seguramente en varios ríos gallegos, teniendo en cuenta la capacidad erosiva derivada de su caudaloidad y pendiente, así como la proximidad que por lo general presentan entre si las cabeceras. Sin embargo, de nuevo, las hipótesis tropiezan con la escasez de estudios que permitan verificarlo. Río Barja y Rodríguez Lestegás (1992) sugieren la captura del Abuín, afluente del Xallas, por parte del Trece, tributario del Barcala, que a su vez desagua en el Tambre, así como la del Umia por parte del Liñares, afluente del Ulla. Están también documentadas capturas por parte del Sil en tramos no gallegos de su cuenca: la gran captura que le permitió avenar el Bierzo, y la del río Luna, en tramos de su cabecera.

3.2. La impronta tectónica en la red fluvial

La extensa y compleja red de fracturas y fallas que jalona toda Galicia juega un papel decisivo en la configuración de la red fluvial, por cuanto sirve de guía al trazado de muchos cauces, desde el propio Miño hasta modestos arroyos litorales. Todos ellos aprovechan en todo o en parte de su curso estas líneas de debilidad estructural para labrar su valle. Los ejemplos son numerosos y su enumeración podría resultar prolija. Se pueden citar, sin embargo, el caso de los ríos Mero, Castro, Mandeo, Anllóns, Tambre, Barcala, Mazaricos, Oseira, Formigueiro, Avia, Barbantiño, Bibeí, Lor, o Miño que adoptan en algunos de sus tramos la dirección NO-SE propia de las fracturas hercínicas. En el Oseira, al norte de Carballiño; en el Limia, en los tramos medio y final del Miño; en el Bibeí; en el Camba... es la dirección NE-SO o NNE-SSO la que marca el trazado. Fracturas N-S, que dan lugar a fosas tectónicas asociadas, de edad mayoritariamente terciaria, son las que determinan el curso de ríos como el Dubra, el Sar, el Louro –en este caso, los tres aprovechando la Depresión Meridiana-, el Tea, el Pequeno -ocupando fracturas paralelas a las que originan la Depresión Meridiana- el tramo bajo del Lérez, el Groba, Tamuxe... Hallamos este mismo hecho en pequeños ríos como los del fondo de la ría de Pontevedra, que siguen direcciones N-S, en relación a fracturas paralelas a la Depresión Meridiana; los que descienden de la sierra del Barbanza aprovechando fracturas perpendiculares a las fallas que provocaron el elevamiento del sector, o los arroyos que en la sierra del Suido siguen un curso a favor de las fracturas NNE-SSO.

En esta acomodación de la red fluvial a las líneas de fractura radica la explicación de las bruscas inflexiones y cambios de rumbo de los cauces, uno de los rasgos que otorga personalidad propia a la red hidrográfica gallega frente a otras peninsulares, por afectar a muchos ríos. El Miño a su paso entre Ourense y Ribadavia ofrece un buen ejemplo de estos cambios de dirección, que coinciden en general con los puntos de contacto con los afluentes, caso del Val, Barbantiño o Avia, orientados a su vez en función de fracturas de dirección N-S. El mismo fenómeno se repite en el Tambre, el Ulla, Umia o en el Lézez aunque la lista podría ser interminable.

En las áreas en las que es toda una trama de fracturas la que sustenta la red fluvial, observamos una disposición casi ortogonal de los ríos principal y tributarios, alejada del modelo dendrítico ideal. Así sucede por ejemplo en los tramos medios del Tambre y del Ulla, debido al aprovechamiento de fracturas perpendiculares a sus cauces por parte de los respectivos afluentes; o con el Miño en el tramo señalado en el párrafo anterior, así como en el Baixo Miño, en el que las confluencias con el Deva, Tea, Louro y Tamuxe diseñan una red ortogonal. La misma razón explica que sean frecuentes los casos de ríos paralelos entre sí, incluso pertenecientes a cuencas distintas, como sucede, por citar tan solo un ejemplo, con el Trimaz, de la red del Miño, y el Chamoselo, de la del Eume.

Las configuraciones arborescentes o dendríticas en las redes tienen su máxima expresión en las depresiones terciarias, en las que los ríos discurren sobre materiales recientes, neógeno-cuaternarios, como sucede, por ejemplo, con la red del Miño en la Terra Chá, del Eume en la depresión de As Pontes, o del Cabe en la de Monforte. Igualmente, en las amplias superficies de aplanamiento desarrolladas sobre materiales esquistosos, los valles son amplios y las redes tienden a adoptar una disposición dendrítica, siendo un buen ejemplo la del río Lengüelle, instalado sobre los esquistos de la serie de Ordes. En las cuencas más alargadas y estrechas, como las de los ríos cantábricos, la red fluvial adopta un diseño general en “espina de pez”, por limitarse los segmentos fluviales a dos o tres grados de orden debido al escaso desarrollo lateral de la cuenca.

Un buen ejemplo de la acomodación de la red fluvial a la red de fracturas puede ser la Serra do Courel. En la Figura 3 (Pérez Alberti, 2018) se puede ver con claridad tanto aquella como el gran número de cascadas en los cursos de agua derivadas, tanto de la intensa dinámica tectónica como de procesos de erosión diferencia derivados de los contrastes litológicos.

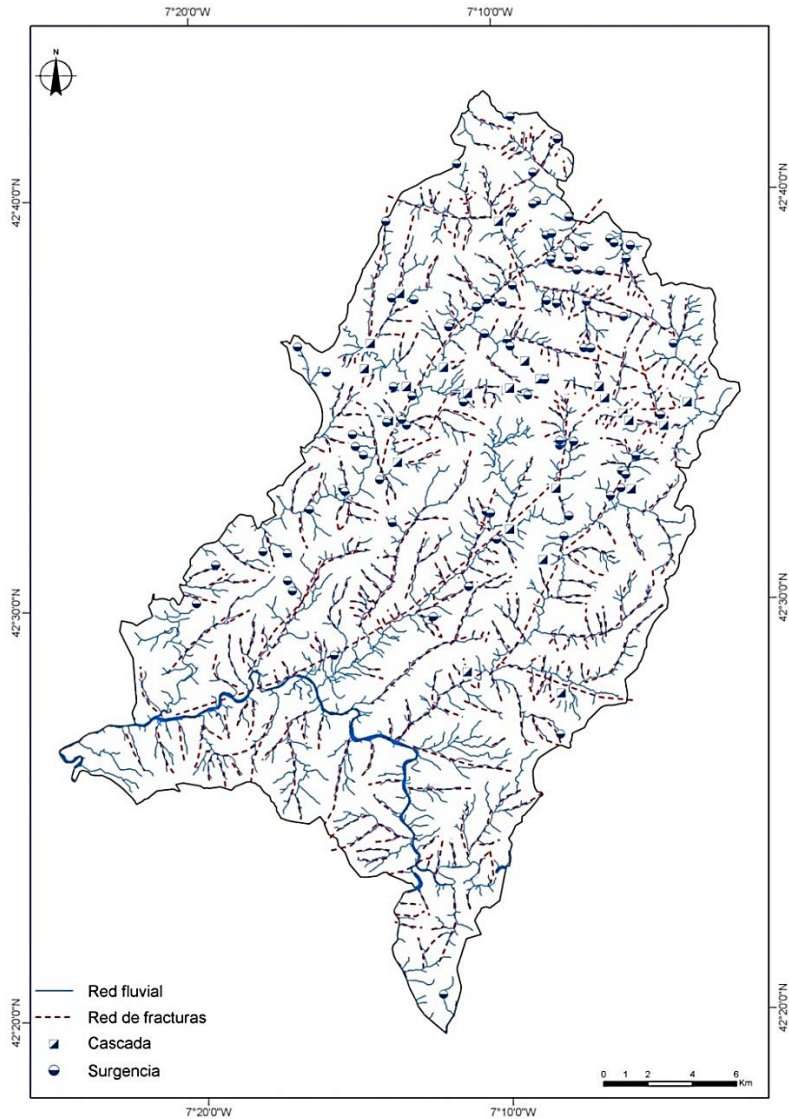


Figura 3. Sistema de fracturas, ríos, cascadas y surgencias de la Serra do Courel (Lugo).

3.3. El dominio de la verticalidad

La abundancia de encajamientos en los cursos fluviales es otro de los rasgos destacados de la red hidrográfica y de los más llamativos. La singularidad del fenómeno viene dada no solo por la frecuencia de los sectores encajados que existen en prácticamente todos los ríos, sino también porque aquellos se encuentran tanto en los tramos altos de los valles como en los bajos; en tramos de interior como en otros muy próximos a la costa o

en ella misma. En los cursos fluviales instalados en las sierras son frecuentes los encajamientos intensos cuando se encuentran cerca del mar: así sucede con los ríos cantábricos, encajados en sus tramos alto y medio, o con los que tienen sus fuentes en las sierras litorales, como el Río das Pedras, que labra un profundo cañón. Sin embargo, los encajamientos más significativos, los que imprimen su carácter a la red hidrográfica, no aparecen en estas áreas de relieve más movido, sino cortando superficies de aplanamiento, más o menos degradadas, situadas a distinta altitud.

Destaca el encajamiento progresivo del Miño a partir de Lugo hasta su desembocadura, con escasos sectores en los que se abre su valle, caso de Castrelo de Miño o Baixo Miño; del Sil, a partir de la depresión de Valdeorras, con el espectacular cañón de la Ribeira Sacra (Figura 4); del Bibei y su red (Camba, Conso, Cenza, Xares, Navea); del Lor etc. Fuera de la cuenca del Miño, presentan tramos profundamente encajados el Sor, Grande de Xubia, Eume, Mandeo, Tambre, Ulla, Umia o Lérez, entre otros. En estos ríos atlánticos, los cañones y gargantas se sitúan en muchos casos cerca de la costa, destacando en este sentido los encajamientos del Eume, Tambre y Ulla.



Figura 4. Cañón del Río Sil (Lugo-Ourense).

La clave explicativa de estos profundos encajamientos debemos situarla en los fenómenos de antecedencia derivados del comportamiento diferencial de los bloques fracturados y desnivelados a consecuencia de la tectónica neógena-cuaternaria (Pérez Alberti, 1991). Mientras unos sectores se hundían, otros se elevaban, siendo en estos últimos donde los

ríos iniciaron en labor de erosión lúneal, a modo de sierra. El Miño se encaja en la superficie de Chantada, dejando al este la fosa de Lemos. Los cañones del Sil se sitúan aguas abajo de la depresión de Valdeorras -en la que el valle se muestra amplio y sin apenas incisión fluvial- nuevamente mientras atraviesa una superficie aplanada, emplazada en torno a los 800 m, y contorneando la depresión monfortina, que ofrece a primera vista un camino más fácil. Esta disposición de la red implica que la profundización de los cauces tuvo lugar coetáneamente al desnivelamiento de los bloques: al tiempo que las depresiones conocían procesos de subsidencia, los sectores que se elevaban sufrían la profunda incisión fluvial que labró los cañones y gargantas. El proceso fue acompañado de un desplazamiento de los cursos de agua. Así se explican los diferentes depósitos de glacis y terraza que aparecen en las depresiones de Sarria y Lemos. Todo indica que fue el paleo-Miño el responsable de estas (Pérez Alberti, 1991).

La interacción de los movimientos tectónicos con el roquedo provocó otro hecho peculiar: la existencia de tramos de rápidos y cascadas. Los procesos de antecedencia, a consecuencia de la tectónica, obligó a la red fluvial a profundizar en su cauce. Por ello, allí donde el río se encontró con una discontinuidad tectónica especialmente brusca, o donde la resistencia de la roca -cuarcitas, granitos de dos micas, granodioritas, esquistos con alto contenido en cuarzo, filones de cuarzo, ...- limitaba la eficacia de la incisión fluvial, surgieron los rápidos y las cascadas, testimonio de unos ríos "jóvenes", desde la óptica davisiana, y procesos fluviales, que aún no lograron restablecer su perfil de equilibrio roto por la neotectónica. Unas veces se deben a procesos de disección diferencial; otros a desniveles de origen tectónico.

A título de ejemplo se pueden citar, entre las de mayor salto, las cascadas (*fervenzas*) del Umia en Cesar (sobre granito de dos micas), con la que salva el desnivel con la pequeña cubeta de Caldas; la del río Toxa en Merza (sobre granito de alto contenido en cuarzo), que se sitúa próxima a la desembocadura del río Deza; y la del Cenza, entre este río y el Conso, la del Cabalar y el Picariño en la confluencia con el Bibeí o la del Barbantiño, afluente del Miño etc. Comentario aparte merece la Fervenza do Xallas en Ézaro por la peculiaridad de su emplazamiento, ya en la desembocadura del río. Este hecho suscitó diferentes interpretaciones, centradas unas en la litología como factor explicativo; otras en la tectónica. Parece, sin embargo, que, si bien la dinámica tectónica del juego de bloques comentado tuvo un papel predominante en la puesta en marcha del encajamiento del río, la resistencia del macizo granodiorítico, por una parte, y la escasa capacidad de incisión del río, debido al escaso aporte de sedimentos "abrasivos", dado que atraviesa una amplia zona rica en esquistos, por otra, fueron los elementos determinantes.

Podemos entender, pues, que la irregularidad de los perfiles, con frecuentes rupturas de pendiente, sea otro rasgo destacable en un análisis global de los perfiles longitudinales. Los principales puntos de ruptura están vinculados a la existencia de cascada y rápidos, que marcan escalones en el cauce del río, y encajamientos, que entrañan por lo común

una flexión en la pendiente, con notables excepciones como las del Miño, Sil o Cabe, ríos estos dos últimos en los que el encajamiento no queda marcado en el perfil longitudinal, que muestra un discurrir muy suave, mientras que en el Miño el aumento de la pendiente aguas abajo de Lugo y hasta Os Peares es mínimo. La lentitud del proceso de antecedencia parece ser la responsable de esta escasa incidencia del encajamiento en el perfil longitudinal.

Al margen de estas discontinuidades, los perfiles longitudinales guardan en general una notable relación con las características topográficas de las unidades del relieve atravesadas por las corrientes fluviales. Así se observa que las pendientes son siempre fuertes en las sierras, se suavizan en las superficies de aplanamiento, y se hacen decididamente débiles en las depresiones tectónicas. Tomando en consideración las pendientes medias señaladas por Río Barja y Rodríguez Lestegás (1992), observamos que los valores más elevados corresponden a los ríos de corta longitud que deben salvar importantes desniveles desde las sierras de la cabecera hasta su nivel de base, en este el mar, caso de ríos cantábricos como el Landro, Ouro o Mera; ríos de las sierras meridionales de la Dorsal, como el Oitavén, Verdugo o Lérez, o un río de mayor entidad, como el Deva ourensano, el Mao, Xares, Salas, Lor, Bibeí o Cabe. Todos ellos tienen una pendiente media superior al 1,5%. En el extremo opuesto, los ríos de menor pendiente, inferior al 0,5%, son los más largos, como sucede con el Miño, Sil, Tambre, Ulla y Ladra, que discurren sobre la amplia planicie de la Terra Chá. El Xallas (0,68%) y el Anllóns (0,77%), que recorren suaves superficies de aplanamiento, presentan también débiles pendientes medias.

4. Las modificaciones antrópicas recientes

Es evidente que el manejo de los ríos gallegos viene de antiguo. La necesidad de beber, regar o moler llevó a excavar numerosos pozos. Sería difícil enumerar la cantidad de ellos que están utilizando el agua de los freáticos. Antiguamente, en muchos lugares del rural cada vivienda llevaba asociado un pozo y, cuando no era posible, una o varias fuentes eran usadas por varios vecinos. Por ello, si se tiene en cuenta que en Galicia hay unas 30000 entidades de población cualquier persona puede extraer sus propias conclusiones sobre el número de pozos artesanos existentes para entender el volumen de agua que se extrae diariamente. Y si a ello se le une el número de molinos, muchos funcionando hasta los años sesenta del siglo pasado, se puede comprender el grado de transformación de muchos ríos y arroyos desde hace siglos. Por último, si se introduce el dato de la cantidad de laderas que han sido transformadas para crear pastos de riego, la comprensión del manejo del agua en Galicia aumenta pese a que no existan cifras que lo ponderen numéricamente.

A ello hay que unirle que, desde las décadas de los años cincuenta del siglo XX, la red fluvial gallega comenzó a sufrir grandes transformaciones con la construcción de grandes presas en su mayor parte dedicadas a la producción de energía eléctrica y al abastecimiento de agua para las ciudades. El análisis que hemos realizado para elaborar el presente trabajo ha permitido saber que existen más de 40 grandes presas (Figura 5) y 100 pequeñas presas o minicentrales.

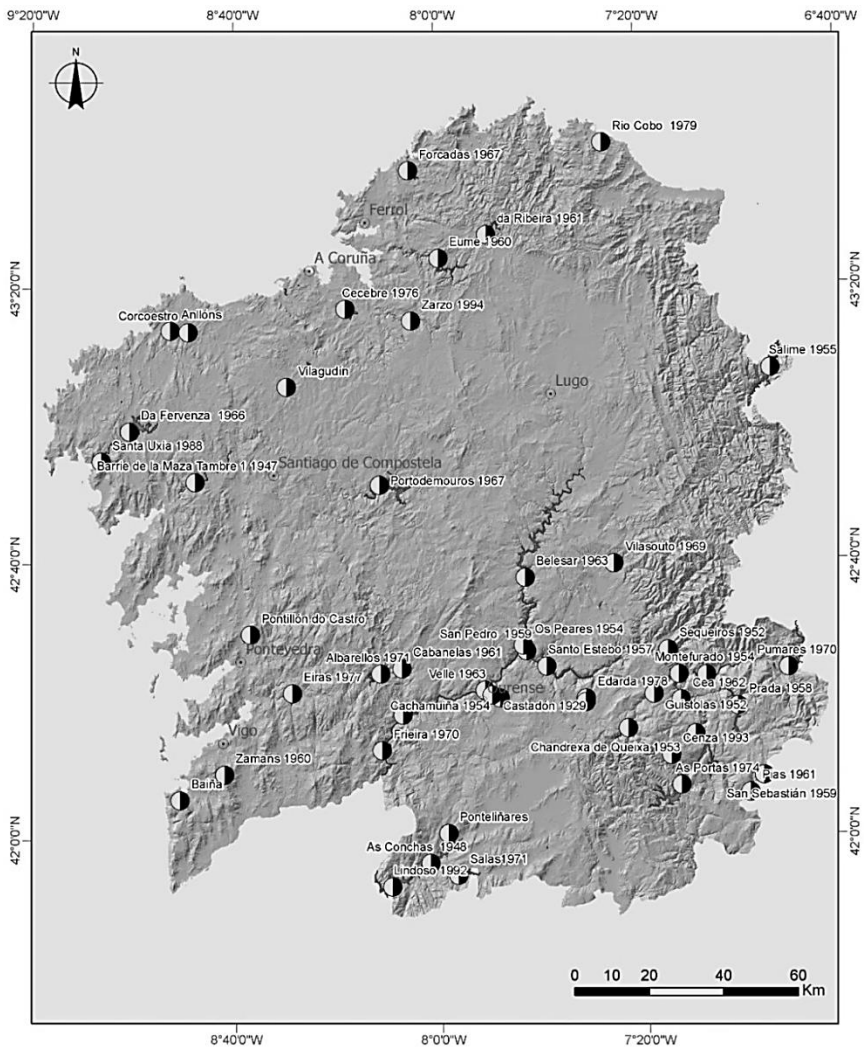


Figura 5. Principales presas construídas en los ríos de Galicia y año de construción.

Con ello, del dominio de lo natural se ha pasado al antrópico hasta el punto de que se puede afirmar que muchos ríos gallegos funcionan más como estanques que como auténticos ríos con lo que ello ha supuesto tanto para la calidad de las aguas, cada vez de peor calidad, como para la fauna y flora, progresivamente transformada, cuando no desaparecida o a punto de desaparecer.

Bibliografía

Castillo Rodríguez F. y Pérez Alberti, A. (2002): Episodios de elevada precipitación en el semestre otoño-invierno del 2000-2001 en Galicia y procesos geomorfológicos derivados. En *Xeografía: Revista de Xeografía e Medio Ambiente*. Universidade de Santiago. Santiago.

De Vicente, G., e Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1-2), 124-143.

Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A. (Eds.) (1999): *Atlas climático de Galicia*. Xunta de Galicia. Consellería de Medio Ambiente. Santiago de Compostela.

Otero Pedrayo, R. (1977): *Os ríos galegos*. Edicións Castrelos. Vigo.

Pérez Alberti, A. (1981): *Hidrografía*. En Galicia Eterna. Ed. Nauta. Barcelona.

Pérez Alberti, A. (1981): *Aproximación xeográfica aos vales fluviais de Galicia*. Cuaderno de Estudios Galegos, tomo XXXI, Santiago de Compostela.

Pérez Alberti, A. (1985): *Un exemplo de estudo integral do medio: a cunca do río Miño*. En I Cuaderno de Xeografía. Sociedade Galega de Xeografía. Ed. O Castro. Sada (A Coruña).

Pérez Alberti, A. (1982): *Hidrografía*. En Pérez Alberti (Dir.): *Xeografía de Galicia*. Tomo I: O Medio. Ed. Sálvora. Santiago de Compostela.

Pérez Alberti, A. (1986): *A Xeografía*. Ed. Galaxia. Vigo.

Pérez Alberti, A. (1986): *La red fluvial y su importancia en el modelado*. En Torres Luna, M^a. P. (Dir.): *Geografía de Galicia*. Ed. Xuntanza. A Coruña.

Pérez Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del sudeste de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 1-24.

Pérez Alberti, A. *Xemorfoloxia das Montañas do Courel e Mapa Xeomorfolóxico do Courel*. Grupo de Desenvolvemento Rural Ribeira Sacra_O Courel. 70 pp.

Río Barja, F. y Rodríguez Lestegás, F. (1995): *Os ríos galegos*. Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela.

Sánchez Regueiro, A. y Fernández Prieto, L. (1999): *El uso de las aguas en el sistema agrario gallego (siglos XIX y XX)*. En Garrabou, R. y Laredo, J.M. (Eds): *El agua en los sistemas agrarios. Una perspectiva histórica*. Fundación Argentaria. Madrid.

ESTUDO DOS HIDROSSISTEMAS CÁRSICOS A PARTIR DA ANÁLISE DA CURVA DE RECESSÃO. DISCUSSÃO COM BASE NA EXSURGÊNCIA DOS OLHOS D'ÁGUA DO ANÇOS (POMBAL, PORTUGAL)

Isabel Paiva¹
Lúcio Cunha¹

Resumo

A água que sai através de uma nascente cársica traz impresso tudo o que ocorre dentro de um hidrossistema. A descarga através do exutório representa, pois, uma integração dos processos de recarga, armazenamento e circulação subterrânea que ocorrem a montante. A análise do hidrograma, e em particular da curva de recessão, permite o conhecimento do funcionamento hidrológico de um hidrossistema e, por conseguinte, a identificação das características físicas internas do próprio maciço cársico. Esta informação, obtida através do comportamento da água de uma nascente cársica é particularmente relevante em hidrossistemas cársicos cuja estrutura interna é praticamente desconhecida, como é o caso em estudo. Neste trabalho, analisaremos o caudal diário médio da exurgência dos Olhos d'Água do Anços (OAA), o principal exutório do hidrossistema cársico de Degraças-Sicó ao longo de 7 anos hidrológicos (2009/10 – 2015/16), de características hidrometeorológicas bastante heterogéneas. A aplicação do método quantitativo desenvolvido por Mangin (1975) no estudo da curva de recessão, analisando em simultâneo os mecanismos de circulação subterrânea e de armazenamento e esvaziamento, permitiu entender melhor a dualidade que caracteriza o funcionamento hidrogeológico do hidrossistema em estudo, nos processos de circulação ao longo da zona não-saturada, nas componentes *quickflow* e *baseflow* no caudal dos OAA, no tempo de residência da água na zona saturada e o poder regulador da mesma.

Palavras-Chave: hidrossistema cársico; exurgência; curva de recessão, *quickflow*; *baseflow*.

1. Introdução

As características hidrogeológicas e o funcionamento hidrodinâmico dos sistemas cársicos são profundamente complexos e de uma enorme especificidade, o que os torna substancialmente diferentes dos sistemas desenvolvidos em meios porosos e fracturados. A principal particularidade daqueles hidrossistemas é a presença de um terceiro tipo de permeabilidade (o sistema de condutas) com elevada condutividade hidráulica.

¹ Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Departamento de Geografia e Turismo da Universidade de Coimbra. isabelrp@ci.uc.pt; luciogeo@fl.uc.pt

O desenvolvimento de uma rede subterrânea irregular e interconectada de poros, fissuras, fracturas e condutas de diferentes formas e dimensões incute aos hidrossistemas cársicos uma extrema heterogeneidade e uma forte anisotropia quando comparados com outros tipos de aquíferos, provocando condições hidráulicas complexas e uma forte variabilidade espacial e temporal dessas condições (Taylor e Greene, 2008).

As dificuldades e as restrições que se colocam, em termos metodológicos, no estudo destes meios tão específicos (Goldscheider e Drew, 2007; Goldscheider, 2015), fazem da análise das respostas das surgências um método apropriado, fiável e de relativa simplicidade na compreensão dos processos hidrodinâmicos que aí ocorrem. Os estudos quantitativos sobre os processos físicos no interior do hidrossistema ainda são um desafio, uma vez que estes são sistemas complexos, difíceis de explorar, caracterizar e quantificar. O hidrossistema cársico é, neste método, considerado como uma 'caixa-negra' e é estudado numa perspectiva funcional, sendo caracterizado a partir das suas respostas naturais mediante métodos indirectos como a análise de séries temporais (Mangin, 1975; Padilla e Pulido-Bosch, 1995; Larocque *et al.*, 1998; Panagopoulos e Lambrakis, 2009; Kovacic, 2010), a análise hidroquímica (Raeisi e Karami, 1997; Birk *et al.*, 2004; Mudarra e Andreo, 2010; Bicalho *et al.*, 2012) e a análise da curva de recessão (Bonacci, 1993; Baedke e Krothe, 2001; Amit *et al.*, 2002; Geyer *et al.*, 2008; Fiorillo, 2011).

Não obstante algumas limitações que apresenta, a análise do hidrograma, enquanto resposta do hidrossistema a um evento de recarga, possibilita a obtenção de informação valiosa sobre parâmetros hidráulicos, características do escoamento e propriedades físicas internas dos sistemas cársicos (Eisenlohr *et al.*, 1997; Kiraly *et al.*, 1995; Birk *et al.*, 2004; Kovacs *et al.*, 2005; Birk *et al.*, 2006; Florea e Vacher, 2006; Kovács e Perrochet, 2008; Covington *et al.*, 2009; Doummar *et al.*, 2012; Malík e Vojtková, 2012; Chang *et al.*, 2015). Estes trabalhos, e particularmente os que se realizam em hidrossistemas pouco conhecidos (em que a quantidade de informação e de recursos é reduzida) mostram como a análise do hidrograma, e em particular da curva de recessão, constitui um método muito vantajoso e credível. Os custos não muito elevados de obtenção de dados numéricos, a necessidade de poucos parâmetros para análise e o fornecer informação sobre as propriedades hidrodinâmicas do hidrossistema no seu todo, são algumas das suas vantagens.

A forma do hidrograma de uma nascente cársica, não obstante a influência da precipitação, reflecte a alteração do sinal de *input* ao longo da sua propagação no interior do hidrossistema, sendo, por isso, considerado como uma transcrição da estrutura, do funcionamento hidrodinâmico, de parâmetros hidráulicos e das reservas do hidrossistema (Soulios, 1991; Bonacci, 1993; Padilla *et al.*, 1994; Amit *et al.*, 2002; Fiorillo, 2014). Um hidrograma caracterizado por picos pronunciados, no seguimento de um abundante evento de recarga, indica a existência de entrada concentrada de água, uma rede organizada de condutas, circulação rápida, evidenciando um hidrossistema bastante carsificado. Em contrapartida, um hidrograma de formato suave, sem picos acentuados

de escoamento (raros e de pouca expressão,) revela ou um hidrossistema pouco carsificado onde a rede de condutas é pouco desenvolvida ou um hidrossistema carsificado mas onde o sistema de condutas é pouco conectado e muito pouco funcional.

Durante a recessão, a zona do hidrossistema que se acredita estar envolvida é a saturada, sendo a zona não-saturada praticamente negligenciada. A análise da recessão é normalmente conduzida sem se considerarem os processos de recarga, uma vez que o principal propósito é obter informação sobre a capacidade de armazenamento e o processo de esvaziamento da água acumulada no hidrossistema para compreensão do comportamento hidráulico do mesmo e prever o escoamento em situações, por exemplo, de seca (Fiorillo, 2009; Fiorillo *et al.*, 2012). No entanto, é amplamente reconhecido que a primeira parte da recessão (*curva de decrescimento*) é profundamente influenciada pela água proveniente de um evento de recarga recente que, quase sempre, atinge a zona saturada e influencia o escoamento das exurgências passado algum tempo. Apenas a última parte da recessão (*curva de esgotamento*), a mais estável do hidrograma, pode ser considerada como não sendo influenciada por episódios de recarga.

Vários autores têm, contudo, sublinhado que a parte inicial da recessão se desvia claramente do decréscimo exponencial da fórmula de Maillet (1905), traduzido num único coeficiente de recessão α . Para alguns, a recessão é um conjunto de funções exponenciais representando diferentes componentes do hidrossistema, com diferentes características e com diferentes dimensões (condutas de elevada condutividade, fracturas alargadas, fissuras conectadas, poros e fissuras estreitos e isolados - Forkasiewicz e Paloc, 1967; Sauter, 1992; Baedke e Krothe, 2001, Hergarten e Birk, 2007; Kovács e Perrochet, 2008). Segundo outros autores, o comportamento não-exponencial da parte inicial do hidrograma é interpretada em termos dos processos de infiltração (Mangin, 1975; Atkinson, 1977; Padilla *et al.*, 1994; Chang *et al.*, 2015).

Neste estudo, tendo presente o factor limitativo do hidrossistema cársico de Degracias-Sicó ser muito pouco conhecido, adoptaremos esta segunda interpretação da curva de recessão. Considerando que aquela se pode dividir em duas partes, procuraremos, através do primeiro sector, compreender a circulação hipogeia e com base no segundo, e mais prolongado sector da curva de recessão, tentaremos analisar e quantificar as reservas do hidrossistema que alimentam as exurgências durante os meses secos. O método escolhido para esta análise é o proposto por Mangin (1975), um método semi-quantitativo que possibilita, em simultâneo, a caracterização das condições de infiltração na zona não-saturada e de armazenamento e esvaziamento da zona saturada, bem como a identificação do nível de carsificação interno do hidrossistema. Este método define também dois parâmetros – a demora da infiltração, i , e o poder regulador, k – que permitem a classificação dos hidrossistemas cársicos. Este método, amplamente testado em hidrossistemas cársicos de Espanha e França, que o validaram, assume-se como o de utilização mais fácil e o mais apropriado para identificar a eficiência cársica no funcionamento dos hidrossistemas carbonatados (El-Hakim e Bakalowicz, 2007).

Assim, na impossibilidade de realização de medições hidrogeológicas em poços ou outros pontos de observação directa no hidrossistema em estudo, a análise do hidrograma do principal exutório, e em particular da curva de recessão, constitui um meio privilegiado no estudo introdutório do seu funcionamento hidrogeológico geral e, conseqüentemente, no inferir das suas propriedades internas.

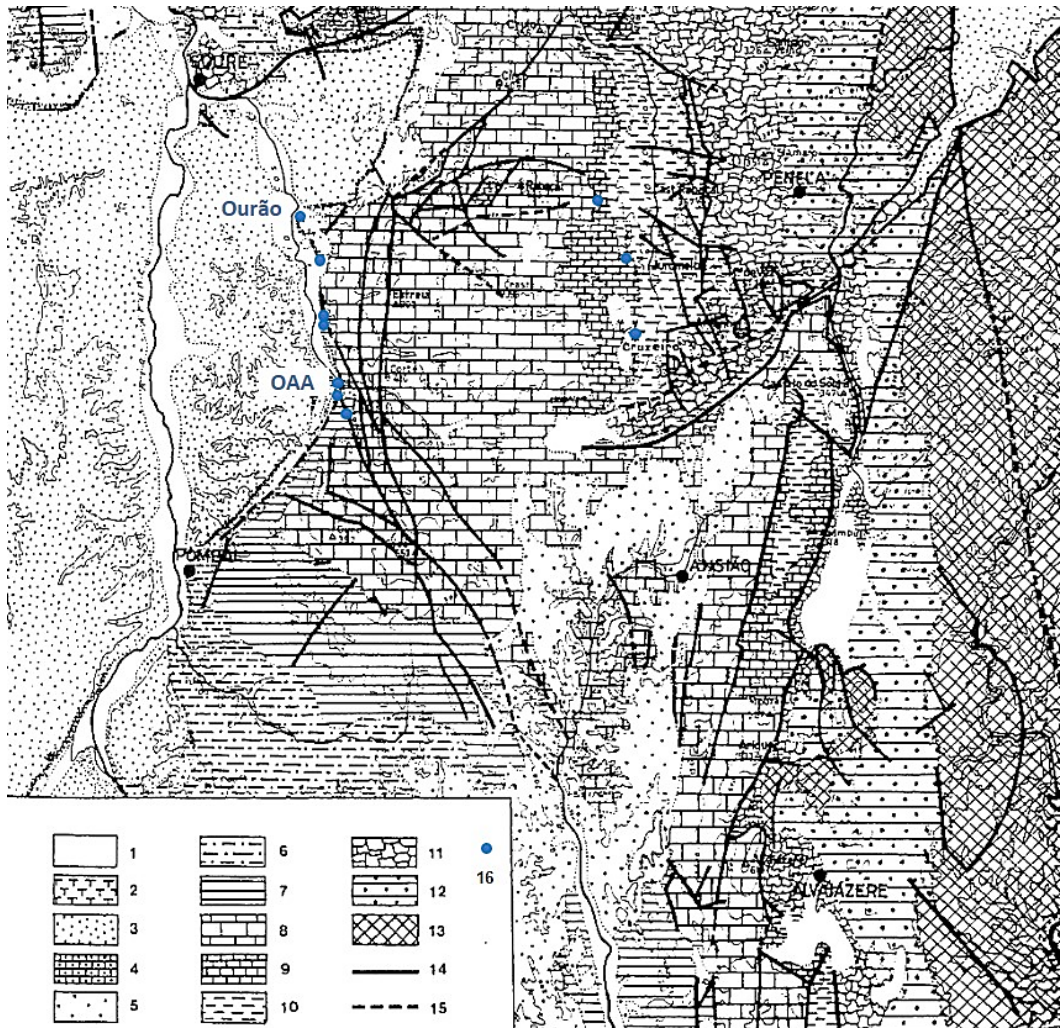
O estudo que aqui apresentamos tem por base o caudal diário médio da exurgência dos Olhos d'Água do Anços, durante o período de recessão em 7 anos hidrológicos (2009/10 – 2015/2016) compreendendo condições hidrometeorológicas bastante diferenciadas. Durante este curto período, verificam-se desde anos bastantes secos a anos húmidos, o que possibilitou uma análise bastante completa do comportamento hidrodinâmico do referido hidrossistema.

2. Área de estudo

A exurgência Olhos d'Água do Anços (OAA), de carácter permanente, é o principal exutório do hidrossistema cársico de Degracias-Sicó, situando-se no alinhamento de exurgências temporárias e permanentes da sua bordadura oeste, entre os 70 e os 45 metros de altitude. Estas exurgências, que marginam a parte oeste do hidrossistema, surgem associadas a uma densa fracturação submeridiana que ajuda a explicar o alinhamento deste conjunto de nascentes cársicas, situadas no contacto dos calcários do Dogger com os materiais gresosos ocidentais mais recentes (vale do rio Arunca) – Figuras 1 e 2.

Os OAA, juntamente com a exurgência do Ourão, são responsáveis, no período invernal, pela drenagem de cerca de 70% de toda a água que circula no hidrossistema, valor que passa para mais de 90% no período de Junho a Outubro, valores que se justificam pela drenagem hipogeia se processar de leste para oeste, acompanhando o pendor das camadas (por si só orientador do escoamento).

O hidrossistema cársico de Degracias-Sicó localiza-se na região centro-litoral de Portugal e corresponde à quase totalidade do Maciço Calcário de Sicó, um dos mais importantes sistemas carbonatados e carsificados da Orla Meso-Cenozóica Ocidental. Integra o complexo hidrossistema cársico Sicó-Alvaiázere, correspondendo a grande parte da sua metade setentrional, numa área total de cerca de 100 Km².



Legenda: 1- Formações superficiais (essencialmente Quaternário); 2 – Tufos calcários (Quaternário); 3 – Grés e argilas (Cretácico sup. a Pliocénico); 4 – “Calcários apinhoados da Costa de Arnes” (Cretácico médio); 5 – “Arenitos de Carrascal” (Cretácico inf.); 6 – Arenitos finos (Kimeridgiano-Portlandiano); 7 – Calcários margosos e margas (Oxfordiano- Kimeridgiano); 8 – Calcários (Bajociano-Batoniano); 9 – Calcários margosos (Aaleniano); 10 – Margas e calcários margosos (Liásico médio e sup.); 11 – Dolomias e calcários dolomíticos (Liásico inf.); 12 – “Grés de Silves” (Triásico-Hetangiano); 13 – Rochas predominantemente xistosas (Precâmbrio e Paleozóico); 14 – Falha; 15 – Falha provável; 16 – Principais exurgências da metade setentrional do hidrossistema de Sicó-Alvaiázere (falta Arrifana e Alcibadeque, no extremo norte).

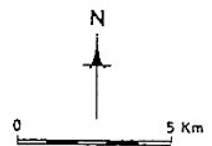


Figura 1. Esboço litológico e tectónico da região onde se insere a área de estudo (adaptado de Cunha, 1989).

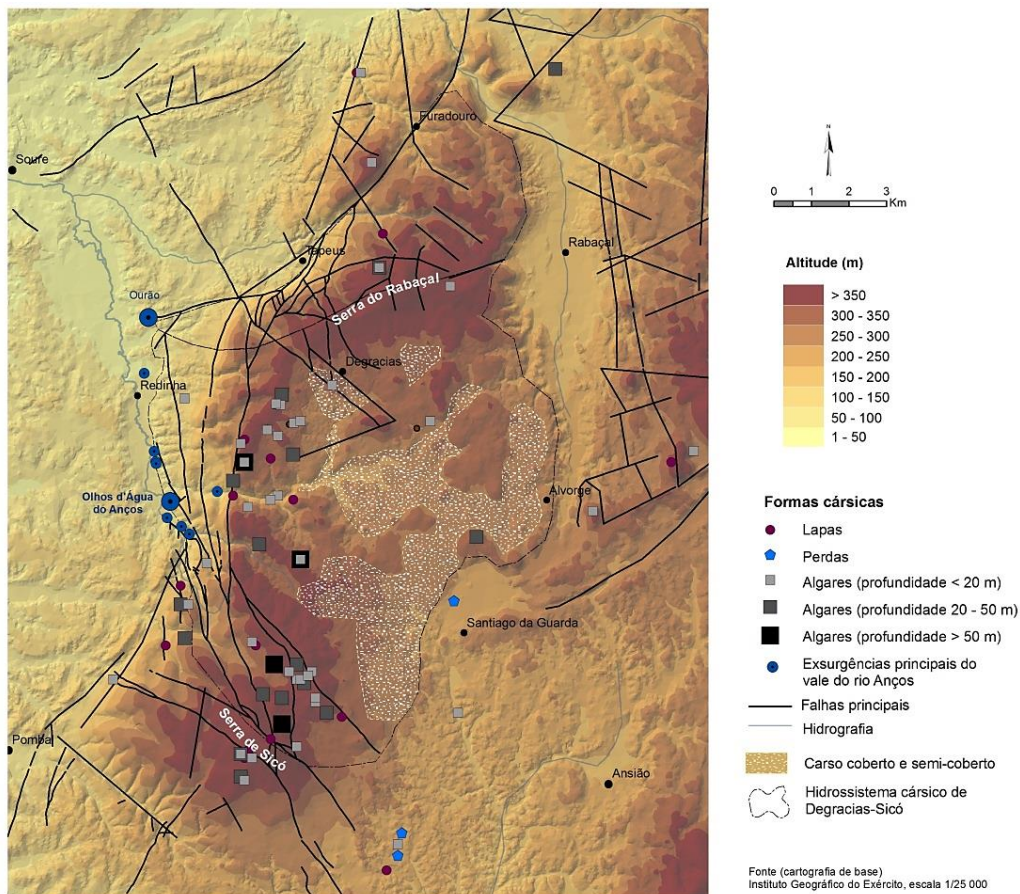


Figura 2. Principais falhas, formas cársticas de profundidade e áreas cobertas total ou parcialmente por depósitos (carso coberto e semi-coberto) na área de estudo.

Topograficamente, ocupa um conjunto de relevos que se salientam na topografia regional e que compreende as Serras de Sicó (a sul, 553 m) e do Rabaçal (a norte, 532 m) e, entre elas, o Planalto de Degracias-Alvorge, superfície irregular que se desenvolve a cotas entre os 280 e os 350 m (Figura 2). O carácter aplanado de grande parte do Planalto favorece a infiltração, aspecto que, conjugado com as características lito-estruturais e os retoques cársticos desta área, promove a entrada de uma enorme quantidade de água para o domínio subterrâneo.

O Maciço de Sicó e, particularmente, o seu hidrossistema Degracias-Sicó é constituído essencialmente por calcários do Jurássico Médio com uma disposição monoclinal com fraca inclinação para Oeste. Enquanto o limite oriental se relaciona com a passagem das margas liásicas para os calcários do Jurássico Médio, a bordadura ocidental corresponde a um conjunto de falhas normais que estabelecem uma escadaria tectónica que limita o

Maciço, pondo-o em contacto com os sedimentos detríticos cretácicos e cenozoicos (Figura 1). A Norte, a Serra do Rabaçal corresponde um braquianticlinal associado pelo seu flanco norte a um conjunto de falhas inversas. O núcleo margoso deste anticlinal corresponde ao limite setentrional do hidrossistema. A sul, um conjunto de acidentes NW-SE compartimentam e limitam o maciço na sua passagem para as formações calcomargosas do Jurássico Superior.

A longa e complexa evolução geomorfológica da área levou a um processo de deposição de materiais detríticos cretácicos e à sua posterior remobilização ao sabor das vicissitudes tectónicas regionais, estando ainda hoje grande parte de Planalto de Degracias Alvorge recoberto por depósitos cretácicos (Arenitos da Figueira da Foz) e pelos chamados depósitos poligénicos vermelhos, deles derivados (Cunha, 1989), facto que condiciona e compromete todo o processo de recarga no planalto.

O clima desta região é tipicamente mediterrânico, com ligeira interferência do factor relevo, que diminui a temperatura e aumenta a precipitação), sendo o período de Novembro a Março o mais chuvoso e frio, contrariamente ao período mais seco e quente que se estende de Junho a Setembro. Os quantitativos anuais de precipitação anual rondam os 1200 mm, valor calculado tendo por base a estação meteorológica de Degracias, do SNIRH, no período 1979/80 - 2015/16. O período mais chuvoso estende-se de Novembro a Fevereiro, sendo Janeiro o mês com totais mais elevados enquanto os meses mais secos são Julho e Agosto (Figura 3).

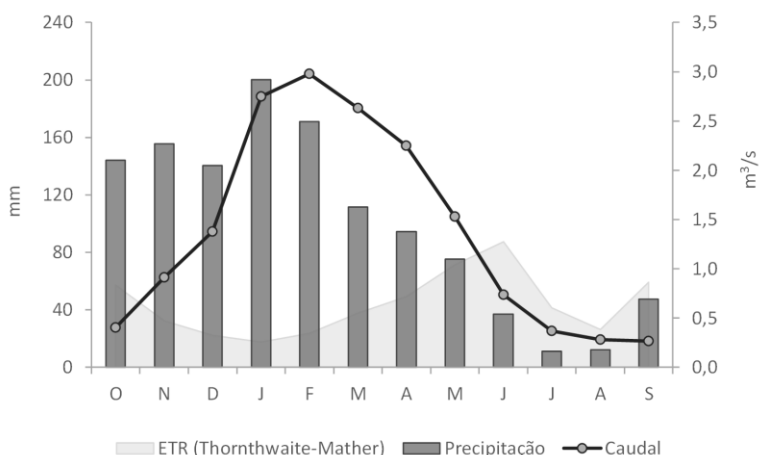


Figura 3. Variação mensal da evapotranspiração real, da precipitação mensal média (1979/80 – 2015/2016) com base nos registos da estação de Degracias (SNIRH) e do caudal mensal médio (2009/10 – 2015/16) na exsurgência Olhos d’Água do Anços.

A evapotranspiração real (ETR), calculada a partir do método sequencial de Thornthwaite-Mather, apresenta valores muito baixos no período de Novembro a Março, em função das temperaturas baixas da região, acentuadas pela altitude.

De acordo com Paiva (2015), a recarga anual, em termos médios, rondará os 700 mm (cerca de 58% dos 1200 mm anuais de precipitação nesta área), embora possa variar substancialmente consoante os quantitativos de precipitação anual. A nível mensal, a recarga decalca fielmente o ritmo da precipitação, podendo atingir mais de 80% da precipitação mensal no período de Novembro a Março. A recarga é totalmente autógena, sendo favorecida pelas características geomorfológicas da área, designadamente a sua planura, a ampla bacia morfo-estrutural que ocupa uma grande extensão de parte central da área de recarga e a existência de um vasto número de formas cársticas que promovem a infiltração (difusa através dos lapiás e pontualmente concentrada através da abertura superficial dos algares).

As características geomorfológicas e tectónicas são igualmente responsáveis pela distribuição espacial da recarga que é máxima ao longo de uma estreita faixa arqueada que se estende desde a Serra do Rabaçal, a norte, até à Serra de Sicó, a sul, e que abrange todo o bordo ocidental, profundamente fracturado e com um elevado número de formas cársticas que promovem a infiltração, em alguns pontos concentrada (Figura 3). Contrariamente, os valores são mínimos e a recarga tem um carácter totalmente difuso e lento em extensas áreas da parte central e oriental do Planalto Degraças-Alvorge, cobertas por depósitos de reduzida permeabilidade.

A descarga ocorre, em grande medida, através das exurgências da bordadura oeste, grande parte de carácter permanente, onde se inclui os OAA. O hidrograma desta exurgência é bastante pontiagudo (Figura 4), mostrando o aumento abrupto e relativamente rápido do caudal em resposta à ocorrência de elevados quantitativos de precipitação, característica típica de hidrossistemas bastante carsificados. O caudal anual médio é 1,37 m³/s, variando entre valores diários médios superiores a 5 m³/s, que ocorrem normalmente no início da Primavera, após vários meses de recarga, e valores inferiores a 0,2 m³/s, registos mínimos do final do ano hidrológico.

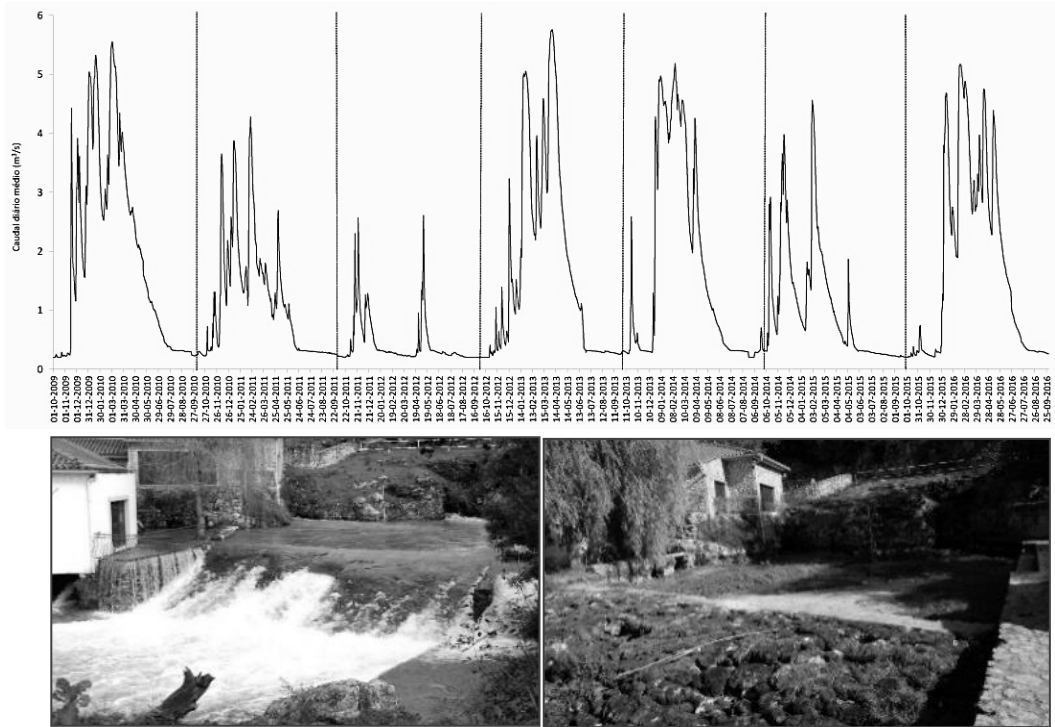
3. Metodologia e dados

A análise quantitativa da curva da recessão de um hidrograma deriva dos trabalhos de Boussinesq e de Maillet datados do início do século XX (Tallaksen, 1995; Dewandel *et al.*, 2003), segundo os quais o escoamento de uma nascente é uma função da quantidade de água armazenada no interior do próprio hidrossistema, assumindo que este seria poroso, homogéneo, isotrópico e não-confinado (Ford e Williams, 2007). Segundo Maillet (1905), a recessão ajustava-se a uma única curva exponencial, assumindo a existência de um único reservatório, de acordo com a fórmula:

(1)

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1)$$

em que, Q_t é o caudal num tempo t e Q_0 é o caudal no início da fase de esgotamento e α é o coeficiente de recessão, normalmente expresso em dias (dias^{-1}).



21/01/2013 14:19 Caudal instantâneo: 4,9 m³/s 19/10/2009 12:31 Caudal instantâneo: < 0,2 m³/s
 Figura 4. Hidrograma representando o caudal diário médio, em m³/s, da exsurgência Olhos d'Água do Anços de 2009/10 a 2015/2016. Imagens da exsurgência em situação de cheia (Janeiro de 2013) e de estiagem (Outubro de 2009).

A heterogeneidade dos hidrossistemas cárscicos não consegue, porém, ser transcrita apenas por uma curva exponencial, pelo que a formulação anterior foi sendo substituída por aquela que considerava a curva de recessão como o somatório de múltiplas exponenciais, interpretadas como representativas do contributo de diferentes reservatórios individuais (Forkasiewicz e Paloc, 1967; Sauter, 1992; Baedke e Krothe, 2001; Amit *et al.*, 2002; Kovács, 2003; Kiraly, 2003; Kovács *et al.*, 2005; Kovács e Perrochet, 2008), segundo a equação:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^N Q_{0i} e^{-\alpha_i t} \quad (2)$$

sendo N o número de exponenciais, t o tempo, Q_{0i} o caudal no início da recessão ($t = 0$) e α_i os coeficientes de recessão para cada exponencial. De acordo com esta perspectiva, a curva de recessão pode ser decomposta em vários segmentos (cada um com a sua função exponencial e respectivo coeficiente de recessão α). Na sua interpretação, estas diferentes exponenciais representam o esvaziamento de diferentes reservatórios, com propriedades hidráulicas específicas. Alguns dos estudos acima mencionados, particularmente os de Kovács (2003) e Kovács *et al.* (2005) mostram que a curva de recessão se pode dividir num número infinito de exponenciais, embora só três sejam significativamente representativas do caudal total da exurgência, o que explica que, normalmente, surjam apenas três funções exponenciais na análise da curva de recessão (Kovács e Perrochet, 2008).

A interpretação usual para a mudança de valor de α é a de que o primeiro e mais acentuado declive (*flood recession*) representa a transmissão do impulso da água de recarga (após tempestade) através das condutas. Segue-se-lhe uma mudança para um declive menos acentuado (declive de recessão intermédio – *depletion recession*) entendido como o início da diminuição do impulso da recarga pós-tempestade e em que a descarga da surgência é, portanto, uma mistura dessa água, recentemente infiltrada, com água subterrânea, descarregada por pequenas condutas e grandes fracturas. A última mudança no declive da curva de recessão (*baseflow recession*) assinala o retomar das condições de escoamento de base, sendo o caudal das surgências composto por água armazenada no hidrossistema. As simulações de Eisenlohr (1996), Eisenlohr *et al.* (1997) e Cornaton (1999) concluíram que o aumento na condutividade da rede de condutas resulta na subida dos valores de α . Para além disso, um aumento simultâneo do armazenamento tanto na matriz rochosa quanto na rede de condutas origina a diminuição do coeficiente de recessão. Deste modo, comprovou-se que o coeficiente de recessão depende não só das propriedades hidráulicas da matriz rochosa, mas também de parâmetros hidráulicos e geométricos do sistema de condutas, até então negligenciados (Kovács *et al.*, 2005; Chang *et al.*, 2015).

3.1 O método de Mangin

Mangin (1975) considerou que a análise da curva de recessão deveria ter por base a sua divisão em duas partes, caracterizando, em simultâneo, as condições de recarga (infiltração profunda ao longo da zona não-saturada) e de armazenamento e esvaziamento da zona saturada. A fase de decrescimento da curva traduzia o efeito da recarga no comportamento do caudal, reflectindo as condições de circulação na zona não-saturada (escoamento rápido), representadas pela função Ψ_t . A fase de esgotamento (escoamento de base), relacionada com o esvaziamento da zona saturada não tinha qualquer tipo de influência da recarga, sendo expressa pela função Φ_t .

O autor partiu da hipótese inicial que considera a função Φ_t como indicadora, essencialmente, do esvaziamento da zona saturada e a função Ψ_t como representando a infiltração ao longo da zona não-saturada, moderada pela sua passagem pelo carso molhado (Padilla *et al.*, 1994). O caudal escoado num determinado momento (Q_t) é a soma dos valores obtidos para as funções Φ_t e Ψ_t (equação 3). A função Φ_t é descrita pela equação (1), quando a água de infiltração recente se torna negligenciável ($t > t_i$). O valor de t_i (duração da infiltração profunda, em dias) é obtido pela expressão $1/\eta$. O parâmetro η integra a fórmula empírica de onde se obtém Ψ_t que representa o primeiro segmento da curva de recessão. A função Ψ_t é definida entre t_0 e t_i através da equação (4):

$$Q_t = \Phi_t + \Psi_t \quad (3)$$

$$\psi_t = q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} \quad (4)$$

em que q_0 é a diferença entre o pico de caudal (Q'_0 num tempo t_0 , início da recessão) e o caudal no início do esgotamento (Q_{R0} num tempo t_i). η (em dias) representa a velocidade da infiltração profunda e ε (em dias) a concavidade da curva de recessão, representando a capacidade moderadora da zona não-saturada sobre a infiltração. Quanto menor o valor de η , mais lenta é a infiltração profunda (variação entre 0 e 1). No caso do parâmetro ε quanto mais elevado o valor, maior o predomínio da circulação rápida. Quando a circulação é muito lenta, os valores de ε são inferiores a 0,01 enquanto que entre 1 e 10 revelam predomínio claro da circulação rápida (Ford e Williams, 2007). Tratando-se de um parâmetro que traduz a atenuação da velocidade de circulação com o tempo em função das características do hidrossistema cársico, quanto maior o valor de ε mais densa e estruturada será a rede de drenagem da zona não-saturada e mais rápido será o processo de circulação (Civita, 2008).

Mangin (1975) observou que valores de η e ε baixos (inferiores a 0,1) correspondiam a: (i) hidrossistemas com uma rede de canais de drenagem subterrânea pouco desenvolvida (ou pouco funcional – Mangin, 1994; Marsaud, 1996); (ii) sistemas cársicos com cobertura sedimentar ou com retenção nival sazonal, responsáveis por uma infiltração lenta ou diferida (El-Hakim e Bakalowicz, 2007).

Para classificar os hidrossistemas cársicos, Mangin (1975) introduziu duas expressões matemáticas referentes ao volume de água drenado na fase de esgotamento como escoamento de base (Volume dinâmico – V_d) e, na fase de decrescimento, como escoamento rápido (Volume de infiltração – V_i). O Volume dinâmico (V_d) corresponde ao volume de água armazenado na zona saturada no início da recessão ($t = 0$) disponível para drenagem como escoamento de base. Calcula-se através da equação (5), em que V_d em m^3 ; c uma constante que toma o valor de 86400 quando o caudal é dado em m^3/s e α em dias. O Volume dinâmico não coincide exactamente com o volume das reservas da zona

saturada, subestimando-as. O volume de água drenado durante a fase de decrescimento (entre t_0 e t_i) é o Volume de infiltração (V_i) e é obtido pela equação (6).

$$V_d = \int_0^{\infty} Q_{R0} e^{-\alpha t} dt = c \frac{Q_{R0}}{\alpha} \quad (5)$$

$$V_i = \int_0^{t_i} q_0 \frac{1 - \eta t}{1 + \varepsilon t} dt = \frac{q_0}{\varepsilon} \left[\text{Ln}(1 + \varepsilon t_i) \left(1 + \frac{\eta}{\varepsilon}\right) - \eta t_i \right] \quad (6)$$

O cálculo do escoamento rápido é obtido através da subtração do escoamento de base (estimado) ao escoamento total entre t_0 e t_i . O seu valor atinge o zero (em t_i) quando a água proveniente de infiltração recente também é zero, tal como prevê o modelo. No entanto, o escoamento rápido não corresponde na perfeição ao valor de água infiltrada porque, como explica o próprio autor (Mangin, 1994) o escoamento de base, que é um parâmetro de partida, é estimado e porque o escoamento rápido corresponde à infiltração depois da sua circulação ao longo da zona não-saturada e também da zona saturada.

O volume total de água armazenada no início da recessão (V_{t0}) disponível para escoamento ao longo de toda a recessão é obtido da seguinte forma:

$$V_{t0} = V_d + V_i \quad (7)$$

em que V_{t0} , V_d e V_i são todos em m^3 .

Com base nesta metodologia, Mangin (1975) estabeleceu uma classificação para os hidrossistemas cársicos, definindo os índices k (define a extensão da zona saturada) e i (caracteriza as condições de infiltração profunda ao longo da zona não-saturada). O índice k (dado em anos) revela o poder regulador da zona saturada e obtém-se da fórmula (8), sendo V_t o total da descarga de uma exurgência ao longo de um ano hidrológico. Os resultados inferiores a 0,5 revelam tratar-se de hidrossistemas cársicos enquanto valores entre 0,5 e 1 (limite máximo) mostram tratar-se de aquíferos fracturados e porosos. Este limite foi, porém, alterado posteriormente, como salientado anteriormente.

A função i descreve a forma da curva de decrescimento segundo a fórmula (9). Para $t = 2$ dias (posteriores ao pico de escoamento), a equação (9) é rescrita segundo a equação (10).

$$k = V_d / V_t \quad (8)$$

$$(1 - \eta t) / (1 + \varepsilon t) \quad (9)$$

$$(1 - 2\eta) / (1 + 2\varepsilon). \quad (10)$$

Este índice varia entre 0 e 1, distinguindo hidrossistemas com predomínio de circulação rápida (i tende para 0) e hidrossistemas caracterizados por circulação lenta (i aproxima-se de 1). Assim:

- (i) $k < 0,5$; $i > 0,5$ (sistemas cárnicos complexos, extensos e constituídos por vários subsistemas);
- (ii) $k < 0,5$; $0,25 < i < 0,5$ (sistemas em que a rede de condutas está mais desenvolvida na sua parte superior do que nas proximidades do exutório e se caracteriza por recarga atrasada devido tanto a terrenos não cárnicos, como a retenção nival ou cobertura sedimentar);
- (iii) $k < 0,1$; $0 < i < 0,25$ (sistemas intensamente carsificados na zona não-saturada e na zona saturada, com uma rede de condutas bem desenvolvida, conectada com o exutório);
- (iv) $0,1 < k < 0,5$ e $0,1 < i < 0,25$ (sistemas com uma zona vadosa bastante carsificada e uma extensa rede de condutas que terminam na zona saturada);
- (v) $k > 0,5$ (aquíferos porosos e fracturados)

A inventariação dos métodos disponíveis e mais aplicados na análise da curva de recessão (Tallaksen, 1995; Grasso, 1999; Dewandel *et al.*, 2003), levou a que optássemos, no caso da recessão em meio cárnico, pelos que se baseiam na divisão da curva em vários segmentos. Esta opção justifica-se porque constatámos, através de vários ensaios, ser muito difícil o ajustamento de uma só curva à recessão da exurgência dos Olhos d'Água do Anços. Como sublinha Fiorillo (2011), se o hidrossistema for de grandes dimensões e se as suas características internas forem heterogéneas, um coeficiente de recessão apenas não é suficiente para descrever o processo de recessão completo.

Neste trabalho estudámos sete recessões correspondentes ao período de esvaziamento do hidrossistema após o último grande pico primaveril de escoamento na exurgência Olhos d'Água do Anços. Os dados utilizados correspondem ao caudal diário médio (m^3/s), obtido a partir dos registos automáticos do nível da água a cada 20 minutos, medido por uma sonda LevelTroll 500. Para o cálculo dos parâmetros essenciais à utilização deste método servimo-nos da ferramenta *Curve Fitting* do MATLAB. Apenas considerámos o principal exutório do hidrossistema porque as exurgências permanentes são de muito pequena dimensão (não existindo dados diários de caudal) e a exurgência do Ourão sofreu profundas interferências antrópicas, estando os dados completamente deturpados.

4. Resultados e discussão

As curvas de recessão dos Olhos d'Água do Anços, apesar dos diferentes valores de caudal no início da recessão e dos quantitativos e ritmos de recarga diferenciados, apresentam uma configuração relativamente semelhante entre si, identificando-se: (i) um segmento inicial com declive bastante acentuado (até aos 20 dias), correspondente à componente

de escoamento rápido (*quickflow*); (ii) um segmento intermédio extenso em que a descida é muito menos pronunciada, correspondente ao escoamento intermédio e (iii) um segmento final da curva, longo, de grande uniformidade, correspondente ao escoamento de base (*baseflow*). A existência inequívoca destes sectores ao longo da curva de recessão revela funcionamentos hidrogeológicos heterogéneos, decorrentes de estruturas, no interior do hidrossistema, com características físicas específicas e substancialmente diferentes. De acordo com a literatura da especialidade, esta é uma situação frequente em hidrossistemas de grandes dimensões, muito fracturados e de elevada permeabilidade.

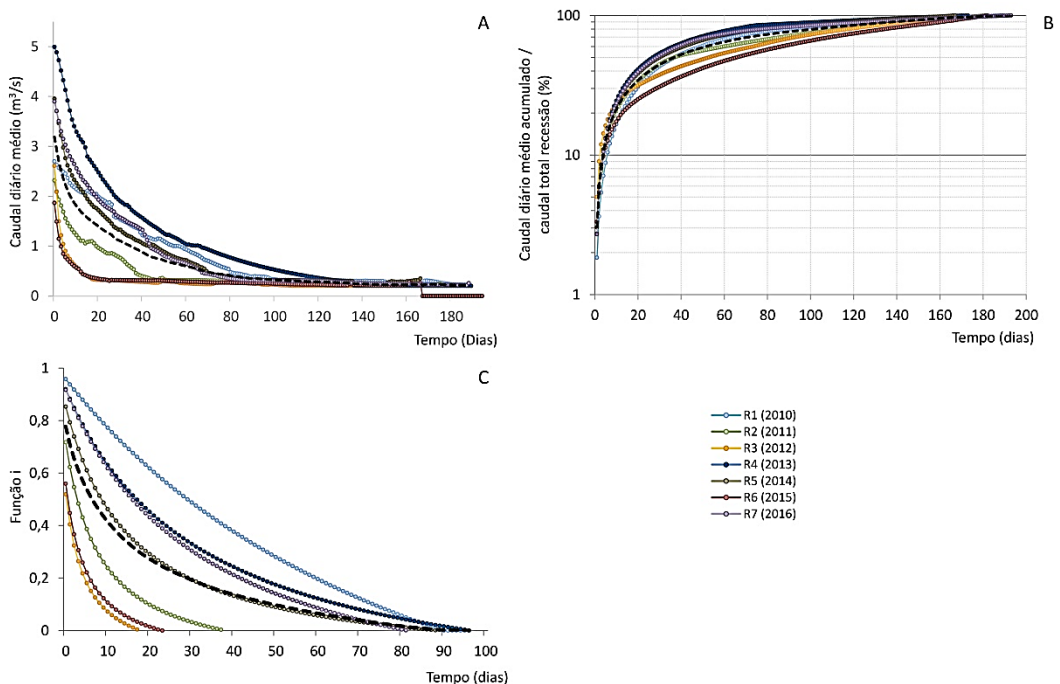


Figura 5. Representação das recessões em estudo (2010 a 2016): diminuição do caudal diário médio ao longo da recessão (A); caudal diário médio acumulado relativamente ao caudal total da recessão, em %, em escala logarítmica (B); Função *i* (C).

A representação gráfica em escala logarítmica mostra, de forma ainda mais nítida, as diferentes hidrodinâmicas ao longo da recessão (Figura 5B), constatando-se que, por um lado, mais de 30% da água disponível para a recessão se escoa nos primeiros 20 dias (*flood recession*), e por outro lado, um longo período final, de cerca de 100 dias, onde se escoa apenas 20% de toda a água (*depletion recession*). No período intermédio ocorre a drenagem dos restantes cerca de 50% da água que se escoa pelos OAA. Os diferentes troços da curva de recessão (e respectivos coeficientes de recessão) reflectem a

modificação nas condições hidrodinâmicas da circulação hipogea, pelo que se depreende a existência de estruturas no interior do hidrossistema com transmissividade e capacidade de armazenamento substancialmente diferentes. Paiva (2015), através da decomposição da curva de recessão em múltiplas funções exponenciais, concluiu, para o hidrossistema em estudo, a presença de, pelo menos, três segmentos bem individualizados, com coeficientes de recessão (α) de 0,08 para a parte inicial da curva (α_1 , *flood recession*), 0,04 para a parte intermédia (α_2 , fase de transição) e de 0,004 para a fase de esgotamento (α_3 , *depletion*).

Os valores obtidos segundo o método de Mangin (Tabela 1) para os parâmetros ε e η da função Ψ , relativa à infiltração, indicam o nítido predomínio de processos de infiltração difusa e de circulação lenta na zona não-saturada ($\eta=0,023$; $\varepsilon=0,143$). O valor médio da função i (0,78) corrobora essas ilações. A presença de circulação rápida na zona não-saturada também se conclui da Tabela 1, através dos valores mais elevados daqueles parâmetros nos anos secos ($\eta=0,05$; $\varepsilon=0,365$; $i=0,52$ em 2012), quando as estruturas de elevada transmissividade se encontravam vazias.

A rapidez da circulação hipogea parece ocorrer também em anos húmidos, o que se deduz de k , que mede o tempo de residência da água no interior dos hidrossistemas, com valores relativamente baixos em 2016 ($k=0,10 = 1,2$ meses) e em 2014 ($k=0,12 = 1,4$ meses), o que significa que a renovação da água da zona saturada ocorre de forma relativamente rápida, comprovando a existência de estruturas de considerável condutividade hidráulica, conectadas e funcionais na zona não-saturada, que rapidamente encaminham a água infiltrada até à zona saturada.

A presença de circulação rápida na zona não-saturada é também atestada pela subida abrupta da curva de crescimento, pelos picos de escoamento que se observam no hidrograma em resposta a um episódio de recarga intensa (típicos de um hidrossistema fortemente carsificado e funcional), pela turbidez que surge nas exurgências cerca de 1,5 dias após esses mesmos eventos hidrometeorológicos (Figura 6). A existência de uma rede de condutas funcional no interior do hidrossistema cársico de Degraçias-Sicó foi também provada pelo estudo do comportamento da temperatura e da condutividade eléctrica da água drenada pelos OAA (Paiva, 2015) e pela análise correlatória e espectral do caudal desta exurgência (Paiva *et al.*, 2012; Paiva, 2015).

O predomínio do carácter difuso e lento da circulação, com um longo tempo de atravessamento da zona não-saturada (vários meses), explicar-se-á, sobretudo, pela elevada componente de escoamento diferido que será proveniente: (i) de áreas mais afastadas da exurgência, dada a grande dimensão do hidrossistema; (ii) do carácter predominantemente difuso da recarga; (iii) da possível retenção temporária no epicarso, em razão da espessa cobertura de depósitos nos sectores leste e central da área de recarga.

Tabela 1. Parâmetros hidrodinâmicos das funções de infiltração ao longo da zona não-saturada (Ψ_t) e de esgotamento (Φ_t) para todas as recessões dos Olhos d'Água do Aços.

Parâmetros		Unid.	R ₁ 2010 (24/04/2010 - 29/10/2010)	R ₂ 2011 (30/05/2011 - 02/11/2011)	R ₃ 2012 (10/05/2012 - 25/10/2012)	R ₄ 2013 (11/04/2013 - 30/09/2013)	R ₅ 2014 (08/04/2014 - 21/09/2014)	R ₆ 2015 (05/05/2015 - 02/11/2015)	R ₇ 2016 (12/05/2016 - 20/11/2016)	Média
função $\Psi(t)$	Q' ₀	m ³ /s	2,70	2,32	2,09	5,23	3,95	1,87	4,31	3,21
	η	dias ⁻¹	0,011	0,025	0,051	0,010	0,011	0,040	0,012	0,023
	ε	dias ⁻¹	0,010	0,162	0,365	0,033	0,073	0,322	0,032	0,142
	ti	dias ⁻¹	92	40	20	98	87	25	82	63
função $\Phi(t)$	α	dias ⁻¹	0,004	0,010	0,004	0,005	0,008	0,002	0,005	0,005
	Q _{Ro}	m ³ /s	0,54	0,84	0,34	0,58	0,80	0,32	0,51	0,56
	q ₀	m ³ /s	2,16	1,48	1,75	4,65	3,15	1,55	3,81	2,65
	Q ₀	m ³ /s	0,36	0,38	0,31	0,35	0,38	0,31	0,35	0,35
Duração da recessão (DR)	dias	189	180	172	192	167	187	193	183	
Precipitação	mm	1278	1230	689	1489	1566	845	1305	1200	
Volume total ano hidrol.	Mm ³	61,4	34,8	13,3	53,2	51,7	32,9	54,5	43,1	
Volume total recessão (Vtr)	Mm ⁴	17,1	8,1	7,7	20,8	11,0	4,8	13,5	11,9	
Volume de infiltração (Vi)	Mm ³	6,7	1,0	0,6	10,9	4,9	0,6	8,0	4,7	
Vi / Vtr	%	39,0	12,9	7,5	52,3	44,0	12,8	58,8	32,5	
Volume dinâmico (Vd)	Mm ⁵	10,5	7,0	7,1	9,9	6,2	4,2	5,6	7,2	
Vd/Vtr	%	61,0	87,1	92,5	47,7	56,0	87,2	41,2	67,5	
Vi / Vd		0,64	0,15	0,08	1,10	0,78	0,15	1,43	0,6	
Baseflow index (BFI)		0,73	0,76	0,89	0,47	0,67	0,88	0,74	0,73	
BFI >0,9	dias	122	174	163	97	132	173	137	143	
BFI >0,9 / DR	%	64,6	96,7	94,8	50,5	79,0	92,5	71,0	78,4	
<i>k</i>		0,17	0,20	0,54	0,19	0,12	0,13	0,10	0,21	
<i>i</i>		0,96	0,72	0,52	0,92	0,85	0,56	0,92	0,78	
Caudal medio anual	m ³ /s	1,95	1,11	0,42	1,69	1,64	1,04	1,73	1,37	
Caudal máximo diário	m ³ /s	5,55	4,28	2,61	5,76	5,18	4,56	5,17	4,73	
Caudal mínimo	m ³ /s	0,20	0,20	< 0,20	0,20	0,20	<20	0,20	0,20	

A influência de um episódio de recarga prolonga-se por bastante tempo, em particular nos anos mais chuvosos (2016, $t_i=82$ dias) podendo a quantidade de escoamento rápido ser, no total da recessão, superior ao escoamento de base (em 2016, $V_i/V_{tr} = 59\%$ enquanto $V_d/V_{tr} = 41\%$).

Pode, ainda, colocar-se a hipótese dos resultados da função Ψ_t se poderem explicar, parcialmente, pela reduzida dimensão das saídas da água nesta exurgência (e em todas as que drenam o hidrossistema no bordo oeste), o que impede a saída rápida da água infiltrada em grandes quantidades nestes anos, explicação aliás apresentada por Kovacic (2010) para situações semelhantes na Eslovénia. Uma parte considerável do caudal dos OAA durante a recessão ($V_i/V_d = 0,6$; $k=0,21$; $V_i/V_{tr} = 33\%$) provém de infiltração recente, englobando escoamento rápido, em circulação turbulenta, e escoamento diferido, de circulação mais lenta, que chega ao exutório até várias semanas após a recarga.

17/11/2009 12:00 | 130 mm em 3 dias
Caudal instantâneo: 4,56 m³/s

08/01/2011 12:00 | Período precedente: 79 mm em
4 dias; 46 mm nos dois dias anteriores



Figura 6. Turbidez da água na exurgências na sequência de episódios de precipitação elevada em diferentes momentos do ano hidrológico.

A influência de um episódio de recarga prolonga-se por bastante tempo, em particular nos anos mais chuvosos (2016, $t_i=82$ dias) podendo a quantidade de escoamento rápido ser, no total da recessão, superior ao escoamento de base (em 2016, $V_i/V_{tr} = 59\%$ enquanto $V_d/V_{tr} = 41\%$).

Pode, ainda, colocar-se a hipótese dos resultados da função Ψ_t se poderem explicar, parcialmente, pela reduzida dimensão das saídas da água nesta exurgência (e em todas as que drenam o hidrossistema no bordo oeste), o que impede a saída rápida da água infiltrada em grandes quantidades nestes anos, explicação aliás apresentada por Kovacic (2010) para situações semelhantes na Eslovénia. Uma parte considerável do caudal dos OAA durante a recessão ($V_i/V_d = 0,6$; $k=0,21$; $V_i/V_{tr} = 33\%$) provém de infiltração recente, englobando escoamento rápido, em circulação turbulenta, e escoamento diferido, de circulação mais lenta, que chega ao exutório até várias semanas após a recarga.

A função Φ_t não sofre qualquer interferência da recarga, pelo que os seus resultados são considerados como indicadores das características internas de qualquer tipo de hidrossistema. No caso em estudo, o coeficiente de recessão α é muito baixo ($\alpha=0,005$) indicando o esvaziamento lento da zona saturada, que se prolonga por vários meses (cerca de 120 dias), e a enorme capacidade de armazenamento do hidrossistema. O Volume dinâmico é elevado, correspondendo a 67,5% do total da água escoada pelos OAA durante a recessão, o que significa o domínio do escoamento de base no caudal da exurgência ($BFI=0,73$; $BFI>90=143$ dias, representando 78% do total de dias da recessão). Estes valores acentuam-se ainda mais em anos secos, em que o caudal, no total do período de recessão, é assegurado quase exclusivamente por escoamento de base (casos de 2012 e de 2015), o mesmo acontecendo em anos em que os meses que precedem o início da recessão são secos (caso de 2011 e 2014). O predomínio do escoamento de base

no caudal desta exurgência foi também comprovado por Paiva (2015) e Paiva *et al.* (2012). Os resultados obtidos mostram o elevado poder de regulação do hidrossistema, em função da enorme quantidade de água que consegue armazenar na zona saturada. A explicação para tão elevada capacidade de armazenamento está, para além da grande dimensão da zona saturada, no seu desenvolvimento em profundidade, tipicamente vaclusiano, abaixo do nível do exutório (Cunha, 1989). Com excepção de anos atípicos, em que ocorre uma elevada recarga no final do Inverno/início da Primavera, o escoamento de base (Volume dinâmico) é sempre muito superior ao escoamento rápido (Volume de infiltração), tanto em quantidade quanto em duração (Figura 7 A a G).

A representação gráfica conjunta do Volume dinâmico e do Volume de infiltração diários ao longo das sete recessões analisadas (Figura 7 H e I) mostra uma elevada uniformidade do escoamento de base, independentemente das características hidrometeorológicas de cada ano. Comprova-se, portanto, a regularidade do comportamento hidrodinâmico da zona saturada bem como a sua enorme capacidade de armazenamento, o seu poder regulador na complexa relação *input-output*. O Volume de infiltração mostra igualmente um comportamento de grande regularidade, variando apenas nos quantitativos, em função dos valores da recarga. Não parece, portanto, existir qualquer outro tipo de *input* ou de mecanismo na zona não-saturada capaz de provocar alterações ou perturbações no escoamento da água recém-infiltrada.

Os índices k e i , que permitem a classificação do hidrossistema pela análise conjunta das condições de infiltração e da capacidade de armazenamento, apresentam variações significativas, revelando um funcionamento hidrodinâmico marcado pelos contrastes, colocados a descoberto pelas diferenças acentuadas nos quantitativos e no ritmo da recarga. Os resultados relativamente díspares em ambos os índices reflectem a marcada dualidade do funcionamento hidrológico do hidrossistema em estudo (Paiva, 2015).

Os valores de k , à excepção do ano muito seco de 2012, revelam um curto tempo de residência da água na zona saturada (entre 37 e 68 dias), o que indicará a presença de um sistema conectado de condutas e fracturas largas, funcionais, com significativa transmissividade, que encaminha a água até à exurgência. Os valores elevados de k nos anos muito secos (0,54) revelam a existência de consideráveis reservas, águas com tempos de residência superiores a meio ano, e mostram a grande capacidade de armazenamento da zona saturada, justificando o predomínio do escoamento de base no caudal dos OAA. Os valores elevados de i ($>0,85$) em quase todas as recessões revelam o predomínio da circulação difusa e lenta ao longo da zona não-saturada. No entanto, os valores muito mais baixos nos anos secos (0,52 e 0,56) mostram que a circulação desde a zona de recarga até à zona saturada pode ser bastante mais rápida, efectuada ao longo de uma rede subterrânea de canais que rapidamente encaminha a água até à zona freática. Estes resultados foram comprovados por dados de temperatura e condutividade eléctrica da água dos OAA apresentados em Paiva (2015).

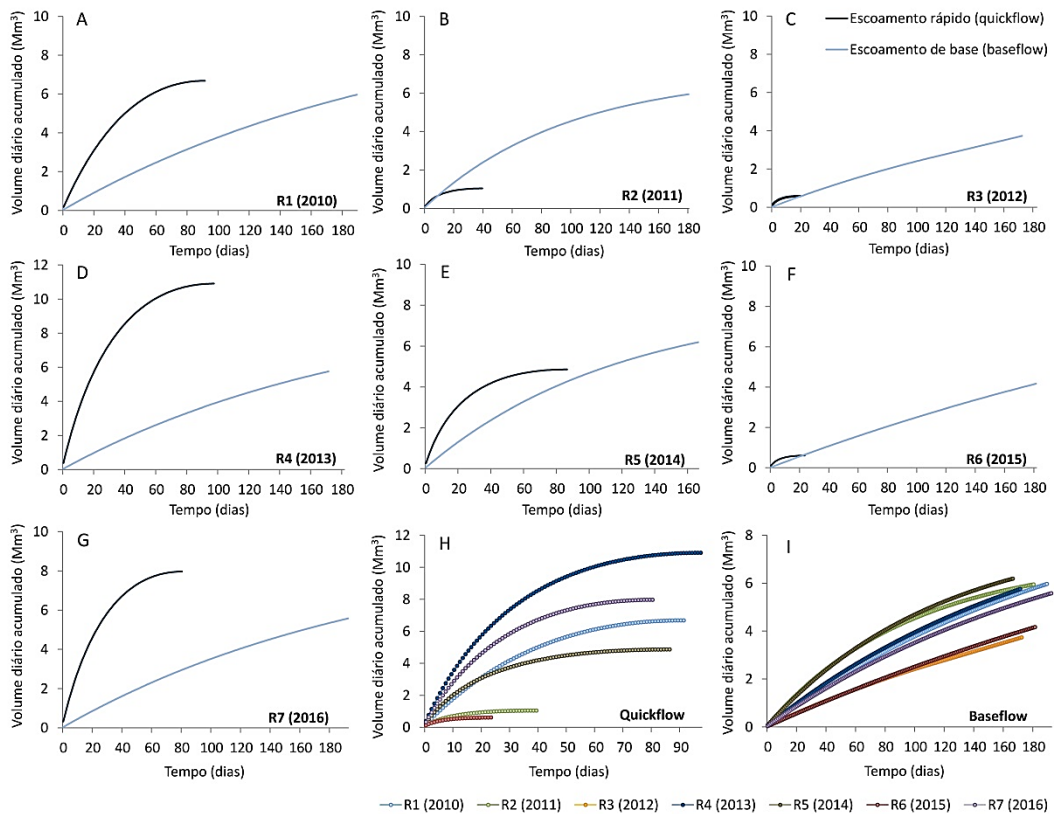


Figura 7. Volume diário acumulado, em Mm^3 , de escoamento rápido e escoamento de base, ao longo de cada recessão (imagens A a G). Volume diário acumulado, em Mm^3 , de escoamento rápido (H) e de escoamento de base (I).

Os valores médios de k e i ($k = 0,21$, $i = 0,78$) mostram que o hidrossistema de Degracias-Sicó, cujo principal exutório é a exsurgência dos Olhos d'Água do Anços, se posiciona, de acordo com a classificação de Mangin (1975), no domínio dos **sistemas cársicos complexos**, ou seja, sistemas com grandes dimensões e constituídos por vários subsistemas, caracterizados por um baixo grau de carsificação funcional global e por uma relação *input-output* fortemente influenciada pelo elevado tempo de atravessamento da zona não-saturada e pelo seu poderoso efeito filtrante.

5. Conclusões

A análise quantitativa das curvas de recessão da exsurgência dos Olhos d'Água do Anços de 2010 a 2016 permitiu compreender aspectos cruciais do funcionamento

hidrogeológico do hidrossistema cársico de Degracias-Sicó bem como inferir algumas das características internas do próprio maciço cársico.

A recessão nos OAA estende-se, em média, por um período de cerca de 6 meses (183 dias), com predomínio do escoamento de base relativamente ao escoamento rápido no total do caudal, realidade que se altera em anos muito chuvosos e com elevada recarga no final do Inverno/início da Primavera, em que o Volume de infiltração é superior ao Volume dinâmico. Se exceptuarmos os anos muito secos, verifica-se uma prolongada influência da recarga no caudal desta exurgência ($t_i=63$ dias), o que revela a presença de uma importante componente de escoamento diferido. A infiltração é predominantemente difusa e a circulação lenta ao longo da zona não-saturada, embora os valores dos anos secos indiquem a presença de maiores velocidades de infiltração e, como tal, de estruturas com maior transmissividade e com algum grau de organização, as quais encaminham, de forma célere, a água de recarga até à zona saturada.

A presença de dois tipos de circulação ao longo da espessa zona não-saturada revela a existência de estruturas com velocidade de circulação muito diferenciada, nomeadamente de uma rede de condutas e fracturas alargadas com relativa funcionalidade e que testemunham a elevada carsificação do hidrossistema em estudo, em particular da sua bordadura oeste, onde o trop-plein do Malhadoiro testemunha a existência de uma paleo-drenagem organizada reveladora inclusive de uma carsificação polifaseada, ligada ao soerguimento do Maciço de Sicó. O pouco tempo de residência da água infiltrada no interior do hidrossistema em estudo, caracterizado pela sua grande dimensão, elevada espessura e predomínio de recarga difusa, prova que tem de existir necessariamente uma rede de canais, estruturada e funcional, que encaminha a água desde a área de recarga até às exurgências da bordadura oeste.

O predomínio do escoamento de base que emergiu da análise da curva de recessão revela a existência de reservas consideráveis na zona saturada, que se escoam lentamente como mostra o baixo valor do coeficiente de esgotamento. A zona saturada é, portanto, extensa e bastante desenvolvida, com reservas que, salvo uma estiagem de duração excepcional ou uma situação de seca hidrológica, garantem o carácter permanente dos Olhos d'Água do Anços e das exurgências a jusante, revelando um elevado poder de regulação do hidrossistema bem como uma enorme capacidade de armazenamento na zona saturada.

Os resultados procedentes da análise da curva de recessão sublinham a profunda dualidade que caracteriza o funcionamento hidrogeológico e o próprio hidrossistema de Degracias-Sicó, mostrando a existência de: (i) uma importante componente de escoamento rápido na recessão dos OAA, proveniente de circulação rápida, o que origina curtos tempos de residência da água no interior do hidrossistema, características típicas de uma drenagem funcional semelhante à de hidrossistemas considerados como bem drenados; (ii) o predomínio da circulação lenta na zona não-saturada, a supremacia quantitativa do escoamento de base, revelando longos tempos de residência da água,

atributos típicos de hidrossistemas com zona saturada extensa, com grande capacidade de armazenamento e enorme poder de regulação.

Bibliografia

Amit, H.; Lyakhovsky, V.; Katz, A., Starinsky, A.; Burg, A. (2002). Interpretation of spring recession curves. *Ground Water* 40 (5), 543–551.

Atkinson, T.C. (1977). Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35 (1–2), 93–110.

Baedke, S.J.; Krothe, N.C. (2001). Derivation of effective hydraulic parameters of a Karst Aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research*, 37 (1), 13–19.

Bicalho, C.; Batiot-Guilhe, C.; Deidel, J. L.; Van Exter, S.; Jourde, H. (2012). Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 450-451, 206-218.

Birk, S.; Liedl, R.; Sauter, M. (2004). Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology*, 286 (1–4), 179–193.

Birk, S.; Liedl, R.; Sauter, M. (2006). Karst spring responses examined by process-based modeling. *Ground Water*, vol. 44, 6, pp. 832-836.

Bonacci, O. (1993). Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *Hydrological Sciences Journal*, 38 (1), 51–62.

Civita, M. V. (2008). An improved method for delineating source protection zones for karst springs based on analysis of recession curve data. *Hydrogeology Journal*, 16 (5), 855-869.

Chang, Y.; Wu, J. e Liu, L. (2015). Effects of the conduit network on the spring hydrograph of the karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 527, 517–530.

Cornaton, F. (1999). *Utilisation de modèles continu discret et a double continuum pour l'analyse des réponses globales de l'aquifère karstique*. Tese de Mestrado, Universidade de Neuchâtel, 83 p.

Covington, M.; Wicks, C.; Saar, M. (2009). A dimensionless number describing the effects of recharge and geometry on discharge from simple karstic aquifers. *Water Resources Research*, 45 (11), W11410.

Cunha, L. (1989). *As serras calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere*. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, 329 p.

Dewandel, B.; Lachassagne, P.; Bakalowicz, M.; Weng, P.; Al-Malki, A. (2003). Evaluation of aquifer thickness by analysing hydrographs: application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274 (1-4), 248-269.

Doummar, J. ; Sauter, M. ; Geyer, T. (2012). Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She): identification of relevant parameters influencing spring discharge. *Journal of Hydrology*, 426, 112–123.

Eisenlohr, L., (1996). *Variabilité des réponses naturelles des aquifères karstiques. De l'identification de la réponse globale vers la connaissance de la structure de l'aquifère*. Tese de doutoramento, Universidade de Neuchâtel, Suíça.

Eisenlohr, L.; Király, L.; Bouzelboudjen, M.; Rossier, Y. (1997). Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 193 (1–4), 306–315.

El-Hakim, M.; Bakalowicz, M. (2007). Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in Middle East. Implications on karst aquifers classification. *Journal of Hydrology*, 333, 329–339.

Fiorillo, F. (2009). Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. *Journal of Hydrology*, 373, 290–301

Fiorillo, F. (2011). Tank-reservoir drainage as a simulation of recession limb of karst spring hydrographs. *Hydrogeology Journal*, 19, 1009–1019.

Fiorillo, F. (2014). The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers. *Water Resources Management*, 28 (7), 1781–1805.

Fiorillo, F.; Revellino, P.; Ventafridda, G. (2012). Karst aquifer draining during dry periods. *Journal of Cave and Karst Studies*, 74 (2), 148–156.

Florea, L., Vacher, H. (2006). Springflow hydrographs: eogenetic vs. telogenetic karst. *Ground Water*, 44 (3), 352–361

Ford, D.C., Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons.

Forkasiewicz, J.; Paloc, H. (1967). Le régime de tarissement de la Foux-de-la-Vis. Etude préliminaire. *Chronique d'Hydrogéologie*, BRGM, 3(10), 61-73.

Geyer, T.; Birk, S.; Liedl, R.; Sauter, M. (2008). Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 348 (3–4), 452–463.

Goldscheider, N., Drew, D. (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. IAH: International Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press.

Goldscheider, N. (2015). Overview of methods applied in karst hydrogeology. In Stevanovic, Z. (ed). *Karst Aquifers—Characterization and Engineering*, Springer, 127–145.

Grasso, D. A. (1999). *Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (Essai d'interférence de la structure des systèmes karstiques)*. Tese de doutoramento, Universidade de Neuchâtel, Suíça, 135 p.

Hergarten, S.; Birk, S. (2007). A fractal approach to the recession of spring hydrographs. *Geophysical Research Letters*, 34.

Kovacic, G. (2010). Hydrogeological study of the Malencica karst spring (SW Slovenia) by means of a time series analysis. *Acta Carsologica*, 39/2, 201-215.

Kovács, A. (2003). *Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: a hydrodynamic modeling approach*. Tese de doutoramento, Universidade de Neuchâtel, Suíça, 131 p.

Kovács, A.; Perrochet, P. (2008). A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology*, 352, 16–29.

Kovács, A.; Perrochet, P.; Király, L.; Jeannin, P.-Y. (2005). A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303 (1–4), 152–164.

Kiraly, L.; Perrochet, P.; Rossier, Y. (1995). Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 14, Centre d'Hydrogéologie, Universidade de Neuchâtel, Suíça, 199-220.

Kiraly, L. (2003). Karstification and Groundwater flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(3), 155-192.

Larocque, M.; Mangin, A.; Razack, M.; Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205 (3–4), 217–231.

Maillet, E. (1905). *Essais d'hydraulique Souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.

Malík, P.; Vojtková, S. (2012). Use of recession-curve analysis for estimation of karstification degree and its application in assessing overflow/underflow conditions in closely spaced karstic springs. *Environmental Earth Sciences*, 65 (8), 2245-2257.

Mangin, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Laboratoire souterrain du Centre national de la recherche scientifique.

Mangin, A. (1994). Karst hydrogeology. In Gilbert, J.; Danielopol, D. L. e Stanford, J. A. (Eds.) – *Groundwater ecology*. Academic Press, 43-67.

Marsaud, B. (1996). *Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux*. Tese de doutoramento, BGRM, Paris, 268 p.

Mudarra, M.; Andreo, B., (2010). Hydrogeological functioning of a karst aquifer deduced from hydrochemical components and natural organic tracers present in spring waters. The case of Yedra Spring (Southern Spain). *Acta Carsologica*, 39/2, 261-270.

Padilla, A.; Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168 (73-79), 73-89.

Padilla, A.; Pulido-Bosch, A.; Mangin, A. (1994). Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water*, 32 (2), 267–277.

Paiva, I.; Ramos, C.; Cunha, L. (2012). A aplicação da análise de séries temporais (time series analysis) no estudo da dinâmica hidrológica dos sistemas cársicos. Primeiros resultados para o Maciço de Sicó (Litoral-centro de Portugal), *Geonorte*, Edição Especial 3 (4), 350-364.

Paiva (2015). *Hidrossistema cársico de Degraças-Sicó. Estudo do funcionamento hidrodinâmico a partir das suas respostas naturais*. Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, 445p.

Panagopoulos, G.; Lambrakis, N. (2006). The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of karst systems: application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, 329, 368-376.

Raeisi, E.; Karami, G. (1997). Hydrochemographs of Berghan karst spring as indicators of aquifer characteristics. *Journal of Cave and Karst Studies*, 59 (3), pp. 112-118.

Sauter, M. (1992). *Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany)*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, C13, 150 p.

Soulios, G. (1991). Contribution a l'étude des courbes de recession des sources karstiques: exemples du pays hellénique, *Journal of Hydrology*, 124, 29-42.

Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165, 349-370.

Taylor, C. J.; Greene, E. A., (2008). Hydrogeologic characterization and methods used in the investigation of karst hydrology. In Rosenberry, D. e LaBaugh, J. (Eds.) – *Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water*, US Geological Survey, 75-114.

FUNCIONAMENTO HIDROGEOLÓGICO DO SISTEMA (PALEO)CÁRSICO CALCO-DOLOMÍTICO DA REGIÃO DE COIMBRA-PENELA (PORTUGAL CENTRO-OCIDENTAL)

Luca A. Dimuccio¹
Lúcio Cunha¹

1. Introdução

Num sistema cársico, na situação mais clássica, as águas meteóricas de superfície dissolvem lentamente a rocha enquanto percolam e se escoam no interior do maciço lítico sob a influência de um gradiente hidráulico, por gravidade (natureza epigénica do carso - *sensu* Ford e Williams, 2007; Palmer, 2007; Klimchouk, 2015; e referências neles incluídas), até atingirem uma zona permanentemente saturada por relação aos pontos de descarga do sistema (geralmente exsurgências). Nestas condições, a infiltração/recarga, a circulação subterrânea (onde se inclui o eventual armazenamento) e a descarga (caudal) nas exsurgências, assim como as variações dos parâmetros físico-químicos das águas cársicas, são fortemente condicionados pelas características físicas do sistema (White, 1988; Ford e Williams, 2007). Há aqui uma convergência entre o processo de carsificação, entendido como o conjunto dos mecanismos que condicionam a criação/perda de porosidade/permeabilidade (James e Choquette, 1984; Tucker e Wright, 1990; Moore, 2001; entre outros), as condições endógenas (litologia e características diagenéticas, estrutura geológica, presença ou não de uma cobertura detrítica insolúvel) e as condições exógenas (clima, topografia, solo, coberto vegetal e ação do ser humano) que, num contexto evolutivo variável no espaço-tempo, acabam por determinar a suscetibilidade do maciço lítico onde o próprio grau de carsificação se configura como resultado final destas complexas interações (*vide* Mendes e Dimuccio, 2013; Dimuccio, 2017). No caso particular das rochas carbonatadas, as fissuras (*i.e.* planos de estratificação e fraturas = falhas + diaclases) são de maior importância porque retêm e orientam a maioria da circulação hídrica subterrânea e, desta forma, influenciam o alargamento das redes de vazios de dissolução diagenéticos, assim como o desenvolvimento das condutas/cavernas (cavidades), com estas últimas a proporcionar uma clara distinção do sistema cársico de todos os outros (Ford e Williams, 2007; Palmer, 2007; Andreychouk *et al.*, 2009; Klimchouk, 2015; entre outros).

¹ Departamento de Geografia e Turismo e Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra. luca@ci.uc.pt; luciogeo@fl.uc.pt

A todos estes parâmetros associam-se dois mecanismos importantes que regulam a circulação das águas subterrâneas: (a) a transmissividade das cargas hidráulicas e (b) a velocidade efetiva do fluxo hídrico. A primeira (onda de pressão) está ligada às variações dos níveis hídricos nos diferentes setores de um sistema, enquanto a velocidade de fluxo corresponde ao modo de transferência efetiva das águas. Os dois mecanismos condicionam as características geoquímicas das águas de descarga do sistema nas exsurgências e, de certa forma, também os valores dos caudais (Ford e Williams, 2007).

Um maciço carbonatado fissurado e carsificado caracteriza-se geralmente por uma heterogeneidade extrema do retículo de fluxo hídrico, constituído por horizontes altamente permeáveis que ocupam um volume muito reduzido (cavidades cársticas de grandes dimensões e com capacidade de armazenamento escassa) e por amplos setores com baixa permeabilidade (mas com capacidade de armazenamento considerável), a que se associa, quase sempre, uma baixa capacidade de regulação do sistema (White, 1988, 2002; Ford e Williams, 2007; Worthington e Ford, 2009). As condutas cársticas, em função da disposição espacial e da organização no maciço, tanto podem constituir percursos preferenciais para o fluxo (coletores principais e secundários) como podem representar reservatórios complexos (drenagem interdependente). Os primeiros são percursos para verdadeiros rios subterrâneos com caudais muito variáveis que, no caso de precipitações meteóricas intensas, podem transformar-se, em pouco tempo, em impetuosos cursos de água (com velocidades de fluxo mesmo muito elevadas). Os segundos constituem grandes reservatórios de água acumulada em tempos muito longos e que alimentam constantemente a rede de drenagem subterrânea principal. A complexa e densa rede de descontinuidades mecânicas sin e pós-deposicionais que interage com a rede de drenagem principal materializa os horizontes menos permeáveis de um sistema cárstico, onde as águas têm um fluxo de velocidade muito reduzida. Assim, em função da arquitetura da rede de drenagem, teoricamente, é possível distinguir: (a) sistemas cársticos com rede de drenagem dominante; (b) sistemas cársticos com rede de drenagem interdependente; e (c) sistemas cársticos com rede de circulação dispersa. Por vezes, estas tipologias podem corresponder também a diferentes graus de desenvolvimento temporal da carsificação (maturo, intermédio e juvenil, respetivamente; Vigna, 2001; Ford e Williams, 2007). Na realidade, a circulação hídrica nos maciços carbonatados é sempre muito mais complexa, pois podem reconhecer-se situações intermédias em que, num mesmo sistema, coexistem duas ou mais destas tipologias, seja em sentido vertical, seja no sentido horizontal.

Os reservatórios de águas subterrâneas de natureza cárstica sempre foram considerados recursos importantes, por vezes mesmo estratégicos, para o abastecimento público e para a irrigação dos campos agrícolas. A exploração sistemática deste precioso e inestimável recurso natural remonta, pelo menos, às antigas civilizações Gregas, Persas e Romanas, as quais utilizavam as águas dos maciços carbonatados para abastecer as cidades através de espetaculares obras de engenharia como aquedutos e *qanats* (Ford e Williams, 2007). Restos de estruturas de represas, no entorno de grandes e importantes

exurgências cársicas, foram documentadas no caso das antigas civilizações da China, Babilónia, Pérsia, Israel e Egito (Stevanović, 2018). No caso português, poderemos invocar, por exemplo, a exurgência de Alcabideque (na área de estudo) e o abastecimento público à cidade romana de Conímbriga (Cunha *et al.*, 1996). Subordinadamente, e em tempos mais recentes, estas águas também têm vindo a ser utilizada em várias atividades económicas e industriais que se estabelecem nas regiões cársicas (pedreiras, fábricas, pecuária, queijarias, etc.). Dados relativamente recentes apontam para que ~10% da população mundial esteja a ser abastecida de água potável através de reservatórios cársicos, com a China e os Estados Unidos a deter a maior percentagem de utilização, sendo que, em algumas regiões, se trata do único recurso hídrico efetivamente disponível (Stevanović, 2018). Esta estimativa é bastante inferior àquela anteriormente estabelecida por Ford e Williams (2007), que apontava para ~20% da população mundial a utilizar maioritariamente ou totalmente águas subterrâneas de origem cársica. No entanto, ainda assim, não deixa de ser um dado significativo em termos de uma clara necessidade de valorização e, sobretudo, de proteção deste recurso natural que, pelas suas características intrínsecas (ausência de um eficaz sistema de atenuação/filtração natural e velocidades de circulação das águas subterrâneas por vezes muito elevadas), se torna extremamente sensível e vulnerável à contaminação (COST Action 620, 2003; Ford e Williams, 2007; Goldscheider e Drew, 2007).

Em Portugal continental, embora a representatividade geográfica dos sistemas cársicos seja bastante exígua (*vide* Cunha, 1996; Crispim, 2010; Dimuccio, 2014; Cunha e Dimuccio, 2014), por comparação com outros tipos de geossistemas (*e.g.*, o fluvial), estima-se que ~34% das águas que se utilizam no país sejam de origem subterrânea (ver os relatórios do INSAAR, 2010, 2011 - dados referentes aos anos 2008 e 2009, respetivamente; <http://insaar.apambiente.pt/>) e, destas águas subterrâneas, ~18% provenham de reservatórios naturais em rochas carbonatadas (Calçada, 2016). A título de exemplo, na região centro de Portugal, os concelhos de Cantanhede, Condeixa-a-Nova, Pombal, Alvaiázere, Leiria, Alcobça, Peniche e Porto de Mós utilizam (ou utilizaram em tempos recentes) as águas de origem cársica para o consumo das populações locais (Almeida *et al.*, 1995; Almeida, 2010).

O progressivo aumento da procura de águas para irrigação agrícola e para uso doméstico (Bakalowicz, 2005; Ford e Williams, 2007) impõe, antes de mais, a necessidade de caracterizar os sistemas hidrogeológicos de natureza cársica a diferentes escalas de análise (suprarregional, regional e local). O entendimento da origem das águas subterrâneas, a identificação das características químicas dos fluidos de escoamento e a definição do desenvolvimento do sistema cársico tornam-se pressupostos importantes e fundamentais para a tomada de decisões em relação à preservação, proteção e gestão do recurso, assim como ao desenvolvimento sustentável da região onde o próprio recurso se insere.

Face a estas considerações, o objetivo principal deste trabalho prende-se, essencialmente, com o estudo hidrodinâmico e hidroquímico do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela (Portugal centro-ocidental), de forma a revelar o seu funcionamento hidrogeológico e, desta forma, fornecer uma base científica mais sólida para a proteção racional e para o uso sustentável dos recursos hídricos subterrâneos locais.

2. Contexto geológico e hidrogeológico

Para cumprir os objetivos deste trabalho considerou-se, como área de estudo, uma estreita faixa geográfica de orientação N-S que se estende desde a cidade de Coimbra até poucos quilómetros a sul da vila de Penela (Figura 1).

Nesta faixa desenha-se um corpo de relevos morfoestruturais pouco soerguido em relação aos terrenos adjacentes (entre 200-300 m de altitude) e condicionado por falhas essencialmente meridianas a submeridianas que o marginam lateralmente, juntamente a outras com orientações transversais (NE-SW, NNW-SSE e ENE-WSW) que o diferenciam internamente e o delimitam tanto a norte como a sul - as chamadas Colinas dolomíticas a sul de Coimbra (*sensu* Almeida *et al.*, 1990; Cunha, 1990; Cunha *et al.*, 1997; Soares *et al.*, 1985, 2007; Soares, 2002/2004; Dimuccio, 2014; Dimuccio e Cunha, 2015).

De acordo com o recente trabalho de Dimuccio *et al.* (2016), a sucessão sedimentar carbonatada da base do Jurássico Inferior que localmente estrutura as Colinas dolomíticas da região de Coimbra-Penela, com pendor generalizado das camadas para W a NW (estrutura monoclinal), compreende: a Formação (Fm.) de Coimbra (Sinemuriano Inferior a Superior), com espessura local da ordem de 60 ± 20 m, predominantemente dolomítica a calco-dolomítica, com importantes intercalações areno-pelito/argilosas (ocasionalmente margosas e/ou gipsíferas) e margas laminadas normalmente peliculares, a que se associam também estratos/bancadas isoladas de quartzarenitos e de calcários microcristalinos; e, por cima, a Fm. de S. Miguel (Sinemuriano Superior a base do Pliensbaquiano), com espessura da ordem de 40 ± 10 m, de natureza mais calco-margosa (quando não dolomitizada) com fácies negras, possivelmente ricas em matéria orgânica, e estratos mais calcários para o topo, interstratificando com margas normalmente peliculares ou pouco espessas. Estratigraficamente e lateralmente, esta sucessão calco-dolomítica enquadra-se entre as unidades pelíticas com evaporitos da Fm. de Pereiros, temporalmente atribuída ao Hetangiano (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2007, 2012), na base e para oriente, e as unidades margo-calcárias da porção média e superior do Jurássico Inferior (Fm. de Vale das Fontes + Fm. de Lemedo + Fm. de S. Gião), temporalmente atribuídas ao Pliensbaquiano e Toarciano (Duarte e Soares, 2002; Soares *et al.*, 2007; Kullberg *et al.*, 2013), no topo e para ocidente (Figura 1).

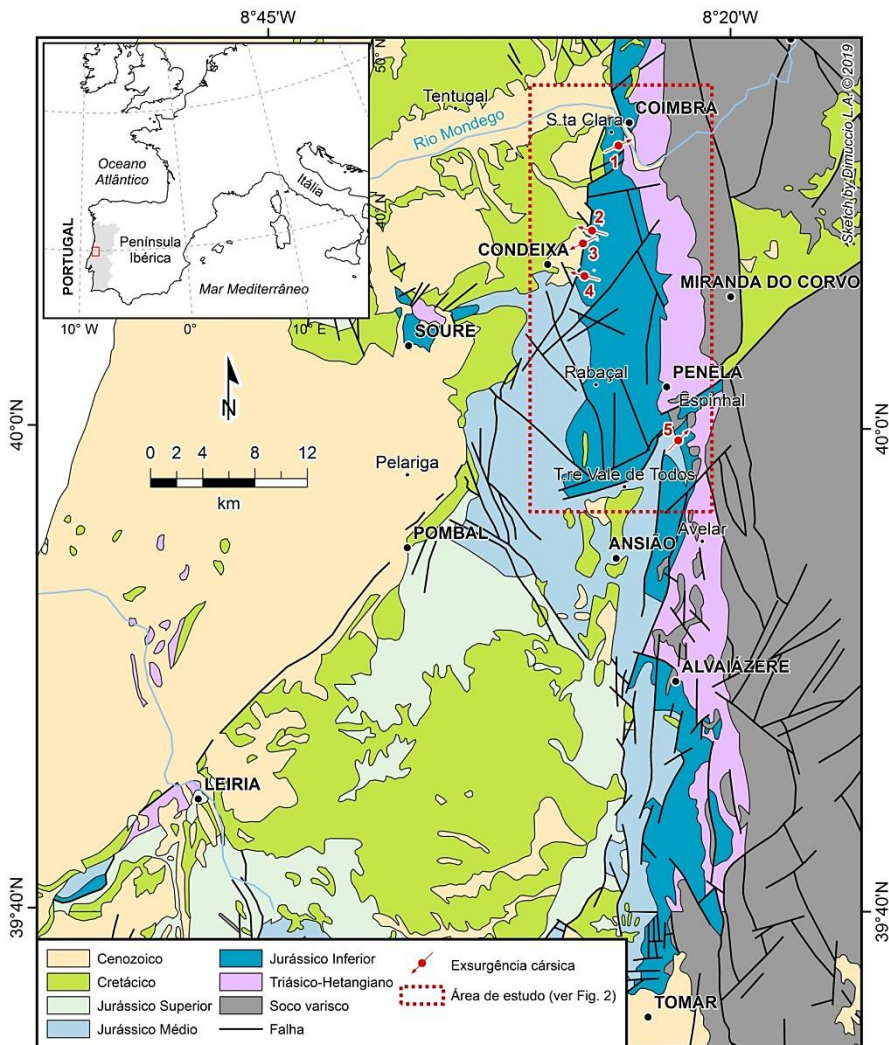


Figura 1. Contexto geológico regional e localização da área de estudo. Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica de Portugal, na escala 1: 500 000, publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (Oliveira *et al.*, 1992). Nos principais afloramentos do Jurássico Inferior incluem-se as unidades calco-dolomíticas da sua base (Fm. de Coimbra + Fm. de S. Miguel) e as unidades margocalcárias da sua porção média e superior (Fm. de Vale das Fontes + Fm. de Lemedede + Fm. de S. Gião). Os afloramentos do Soco varisco pertencem à Unidade Hidrogeológica do Maciço Hespérico, enquanto todos os outros materializam grande parte da Unidade Hidrogeológica da Orla mesocenozoica ocidental (Almeida *et al.*, 2000; Lobo Ferreira *et al.*, 1995, 2011). No âmbito da Orla ocidental identifica-se o sistema aquífero de Penela-Tomar (09) que, desde Coimbra até Tomar, praticamente corresponde ao afloramento do Jurássico Inferior e que, por sua vez, inclui o sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela, cujas principais exurgências são: (1) Quinta das Lágrimas; (2) Olho Meirinho; (3) Vila Nova; (4) Alcabideque; e (5) Olhos de Água do Dueça.

Tendo em conta a presença/ausência de uma cobertura siliciclástica pós-Jurássica, assim como o eventual grau de enterramento das formas cárnicas observadas (*vide* Dimuccio, 2014; Dimuccio e Cunha, 2015, 2018), é possível identificar e classificar nas Colinas dolomíticas a sul de Coimbra duas grandes tipologias funcionais de carso: (a) um carso exposto, nu ou completamente exumado; e (b) um paleocarso coberto ou parcialmente enterrado (com este último dominante). Para além disso, a presença de exurgências posicionadas nas bordaduras oriental e ocidental do afloramento calco-dolomítico permite inferir a presença de um carso atual hidrologicamente ativo, onde os relevos meridianos são temporariamente inundados para a base, com o limite de saturação no confronto com as unidades essencialmente pelíticas mais orientais (do Hetangiano), justificando, desta forma, a localização da famosa exurgência da Quinta das Lágrimas na zona urbana da cidade de Coimbra (em Santa Clara; Figura 1).

As rochas que afloram na área de estudo, assim como nas zonas adjacentes, podem ser distinguidas, do ponto de vista da permeabilidade, em: (1) permeáveis por fissuração; (2) permeáveis por fissuração e carsificação; (3) permeáveis por porosidade; (4) impermeáveis/semipermeáveis. As primeiras correspondem às unidades predominantemente metassedimentares (xistos) que identificam o Soco varisco a leste (Figura 1), as segundas às rochas calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior (o corpo lítico carsificado em estudo), a que se juntam os calcários do Jurássico Médio, as terceiras correspondem às coberturas detríticas essencialmente siliciclásticas pós-jurássicas (cretácicas e cenozoicas), assim como as unidades siliciclásticas do Jurássico Superior e do Triásico. Ao último conjunto (4) correspondem as unidades margo-calcárias da parte intermédia e superior do Jurássico Inferior (Pliensbaquiano e Toarciano), bem como as unidades essencialmente pelíticas com evaporitos do Hetangiano (Figura 1). Os terrenos permeáveis por porosidade apresentam reservatórios subterrâneos muito pouco desenvolvidos e bastante superficiais, com exclusão das aluviões do rio Mondego (Almeida *et al.*, 1990; Soares *et al.*, 2007), no limite norte da área de estudo, que desenvolvem um aquífero (*i.e.* reservatório natural capaz de armazenar quantidades economicamente apreciáveis de águas subterrâneas) dos mais produtivos do país e que tem na Boavista as captações mais importantes (Peixinho de Cristo, 1997; Almeida *et al.*, 2000).

O sistema (paleo)cársico que iremos tratar neste trabalho inclui-se na porção mais setentrional do sistema aquífero de Penela-Tomar (09) que, por sua vez, pertence à mais ampla Unidade Hidrogeológica da Orla meso-cenozoica ocidental (Almeida *et al.*, 2000; Lobo Ferreira *et al.*, 1995, 2011). O sistema aquífero de Penela-Tomar (09), suportado pelas Fms. de Coimbra e de S. Miguel, compreende três hidrossistemas distintos, relacionados ou não entre si: (1) o setentrional, com drenagem principal efetuada pela exurgência de Alcabideque, na região de Coimbra-Penela (*i.e.* a área de estudo); (2) o central, com drenagem para a região de Avelar; e (3) o meridional, com drenagem para sul, na região de Alvaiázere-Tomar (Figura 1).

3. Materiais e métodos

A análise hidrogeológica de um sistema cársico faz-se, geralmente, através da utilização de várias metodologias baseadas sobretudo na química clássica das águas de circulação subterrânea, na química isotópica destes mesmos fluidos, nas respostas hidrodinâmicas do sistema ou na caracterização litológica e estrutural da sucessão carbonatada. Atendendo ao facto de as respostas hidroquímicas e hidrodinâmicas das exurgências estarem fortemente dependentes das condições de fluxo que prevalecem no interior do maciço, de facto, o uso em conjunto destas duas abordagens tem-se demonstrado um dos mais eficazes métodos para inferir o funcionamento hidrogeológico de um sistema cársico (Bicalho *et al.*, 2012; Nicolini *et al.*, 2016; Filippini *et al.*, 2018; entre outros).

Neste contexto, e na tentativa de caracterizar o funcionamento atual do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico local, foi efetivada uma campanha de recolha de águas em exurgências e fontes-exurgências ativas que ocorrem na área de estudo, a que se juntam as observações de caráter litostratigráfico e morfoestrutural previamente publicadas para a região de Coimbra-Penela (*vide* Dimuccio, 2014; Dimuccio *et al.*, 2014, 2016; Dimuccio e Cunha, 2015, 2018). Foram coletadas amostras de águas em 15 locais distintos, uma só vez - entre setembro e novembro de 2004. No campo determinaram-se alguns parâmetros físicos importantes como a localização geográfica do local amostrado e respetiva altitude, caudal (Q), pH, temperatura (T) e condutividade elétrica (CE) das águas. Para as exurgências cársicas mais significativas em termos hidrodinâmicos os dados de monitorização do caudal foram cedidos pela Direção de Serviços de Monitorização Ambiental da Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional do Centro (DSMA/CCDRC) ou foram obtidos através do Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (SNIRH) (<http://snirh.pt/>). Para além disso, as águas amostradas foram submetidas a uma série de análises laboratoriais com vista à sua caracterização hidroquímica. Estas análises foram executadas, em distintos períodos, nos laboratórios de Controlo de Qualidade das Águas de Coimbra e nos laboratórios da empresa AEMITEQ, ambos em Coimbra.

Partindo do pressuposto que a análise química das águas tem de ser a mais completa possível, para todas as amostras foram determinados, em laboratório, os seguintes elementos: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- e NO_3^- (aniões e catiões principais), assim como F^- , NO_2^- , NH_4^+ , Fe, Al, Pb, Cd, Cr, Mn, Zn e Cu, através de metodologias standard de titulação potenciométrica e espectrofotometria de absorção atómica ou molecular. Para algumas amostras foram também realizadas análises para a determinação do dióxido de carbono dissolvido (CO_2), mercúrio (Hg) e hidrocarbonetos totais, utilizando o método standard de titulação, a espectrofotometria de absorção atómica e a espectroscopia de infravermelhos (FTIR), respetivamente, a que se juntaram, também, alguns testes bacteriológicos. A verificação da qualidade analítica dos resultados hidroquímicos fez-se com base no princípio da electroneutralidade das soluções químicas onde, em linhas

gerais, se consideraram “aceitáveis” as análises que apresentam um valor percentual de desvio da coincidência, entre os aniões e os catiões principais, compreendido entre $\pm 5\%$.

Através da medição da profundidade das águas em numerosos poços artificiais (sobretudo de uso agrícola) e tendo em conta também a posição (altimétrica e espacial) das exurgências/fontes-exurgências da área de estudo, conseguiu-se ter uma ideia aproximada do desenvolvimento espacial da toalha freática, à escala local e num determinado dia de inverno (tendo em mente que ela é variável conforme o regime das precipitações e as estações do ano) e, desta forma, foi possível estimar a espessura local “aparente” da zona vadosa (não saturada).

4. Resultados e discussão

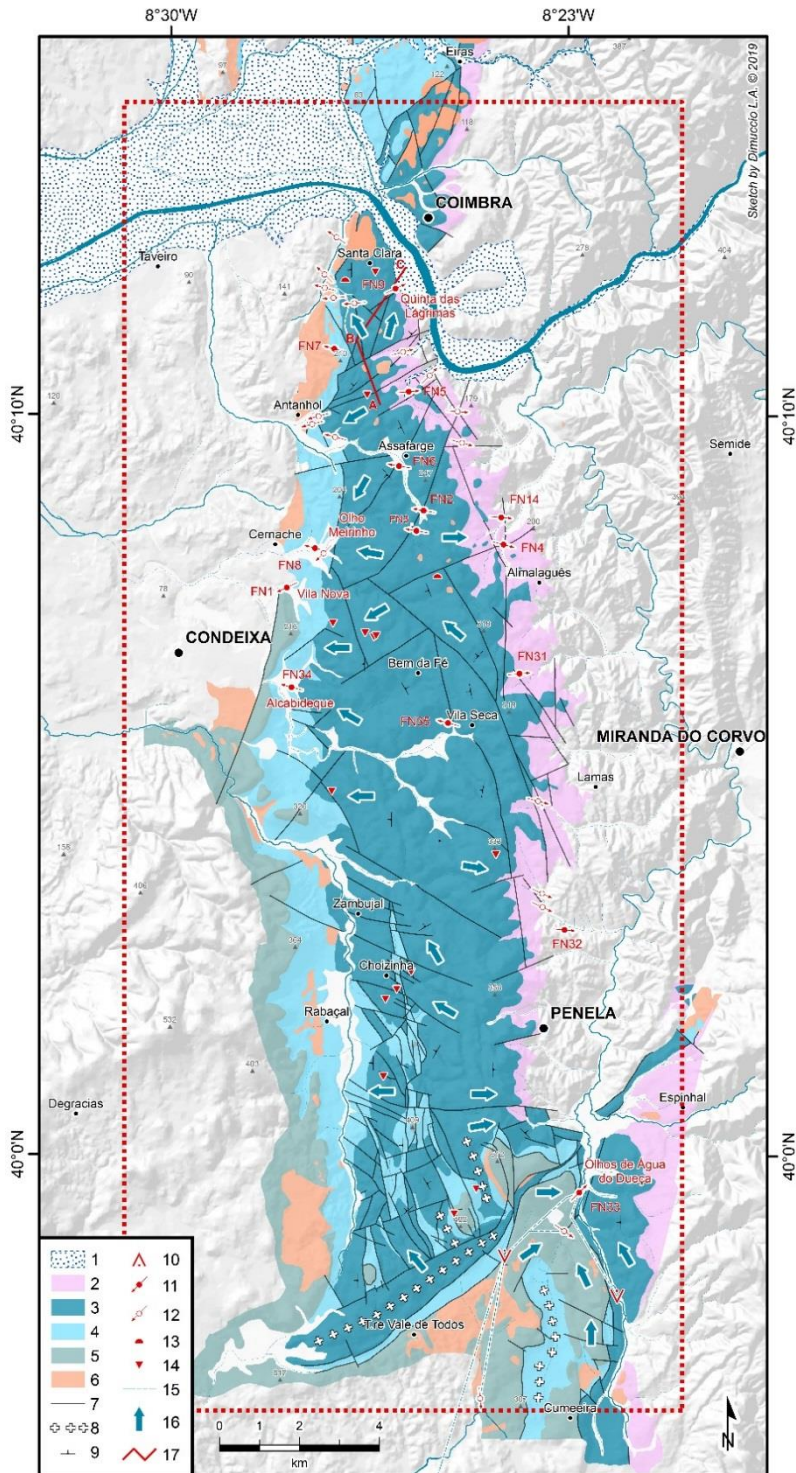
4.1. Estrutura do hidrossistema setentrional

Na região de Coimbra-Penela, o muro hidrogeológico do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico objeto de estudo é constituído pelos termos essencialmente pelíticos com evaporitos da Fm. de Pereiros, que o marginam a nascente (Figura 2). O teto hidrogeológico (a poente) é constituído pelas unidades margo-calcárias das Fms. de Vale das Fontes, de Lemedo e de S. Gião, com permeabilidade muito reduzida e que se comportam como aquitardos, que praticamente o separam do hidrossistema cársico que se desenvolve nas unidades essencialmente calcárias do Jurássico Médio que ocorrem mais a ocidente (Cunha, 1990; Cunha *et al.*, 2019). O limite norte está materializado pelo contato com uma série de fraturas importantes e com o aquífero poroso das aluviões do rio Mondego. O limite sul caracteriza-se pela presença de uma estrutura tectónica de significado regional - o Anticlinal de Torre Vale de Todos - com orientação sensivelmente ENE-WSW, a que se associa um sistema de falhas paralelo, assim como dobras menores com eixo orientado N-S e um denso retículo de fraturas perpendiculares, que praticamente compartimentam este setor num complicado mosaico de blocos estruturais (Figura 2).

As rochas calco-dolomíticas aflorantes na área de estudo, à meso-escala, apresentam uma permeabilidade muito heterogénea, desde muito permeáveis por fissuração e carsificação a, por vezes, uma permeabilidade baixa ou mesmo nula. Através de uma análise pormenorizada dos afloramentos rochosos carbonatados foi possível determinar que, seja no sentido horizontal, seja no vertical, a profundidades diferentes e para espessuras variáveis, o grau de fissuração e de carsificação, juntamente com o tipo de litofácies predominantes, é bastante heterogéneo. Localmente é possível evidenciar uma série de horizontes, na sucessão calco-dolomítica, onde ocorre uma circulação modesta das águas de infiltração, por oposição a outros sem uma circulação hídrica aparente (*i.e.* o fracionamento do corpo hídrico - no sentido vertical e horizontal). Para aumentar a heterogeneidade hidrogeológica local das unidades calco-dolomíticas concorre também a presença de lentes areno-pelito/argilosas e margosas interpostas, bastante espessas e

às vezes deslocadas tectonicamente, a funcionar como níveis impermeáveis suspensos (aquítardos), que impedem as águas de infiltração de atingir maior profundidade até ao muro hidrogeológico do sistema. Na prática, a carsificação produz modificações graduais e substanciais na permeabilidade das rochas, na capacidade de armazenamento e no sistema de recarga e de drenagem. Os depósitos siliciclásticos autóctones e alóctones que preenchem a maioria das formas cárnicas e as fissuras, sendo pouco permeáveis, entopem as vias de circulação subterrâneas, reduzem a infiltração das águas da chuva, favorecem as perdas por evapotranspiração e reduzem a permeabilidade e a capacidade de armazenamento do hidrossistema em causa. Todas estas características favorecem o fracionamento do corpo hídrico principal, determinando assim a presença de veias hídricas a cotas diferentes, de extensão lateral limitada, e com uma reduzida profundidade em relação ao nível topográfico.

A área de recarga do sistema (paleo)cárnico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela é de cerca 100 Km² e a recarga média anual, que é devida à infiltração das precipitações, foi previamente calculada na ordem dos 40 Hm³ (Peixinho de Cristo, 1997). Trata-se de uma recarga direta que ocorre nas áreas de afloramento das formações permeáveis por fissuração e carsificação (unidades calco-dolomíticas) e, possivelmente, por drenância a partir das formações sobrejacentes menos permeáveis, mas que, localmente, têm uma expressão cartográfica extremamente limitada (unidades siliciclásticas cenozoicas pouco consolidadas ou móveis; Figura 2). Tendo em conta o regime termo-pluviométrico mediterrâneo da região, a recarga, extremamente variável no tempo, faz-se essencialmente no período invernal. No entanto, a distribuição não homogénea do fenómeno cárnico e o diferente grau de fissuração das unidades calco-dolomíticas determinam que a infiltração das águas meteóricas seja substancialmente variável também no espaço, quer em quantidade, quer nas modalidades através das quais se faz. Reconhece-se uma infiltração de tipo difuso em correspondência das zonas em que as formas cárnicas superficiais e a fissuração se distribuem de modo mais uniforme e onde, devido à presença dos depósitos de preenchimento cárnico e de algumas (poucas) coberturas siliciclásticas dispersas, as águas podem distribuir-se de maneira mais homogénea. Temos uma infiltração mais concentrada onde a distribuição das formas cárnicas superficiais, o cruzamento de linhas de implúvio, os sistemas de fraturas e a presença descontínua dos depósitos detríticos superficiais permitem, em determinados pontos, desenvolver uma atividade absorvente. Face a alguns elementos de diagnóstico observados no caso de algumas cavidades cárnicas isoladas encontradas na área de estudo, que apontam para o contributo de uma carsificação hipogénica (*sensu* Palmer, 2007; Klimchouk *et al.*, 2017), não se pode excluir também a concomitante recarga de fluidos “ascendentes” com alta agressividade (*vide* Dimuccio, 2014).



(ver página seguinte)

A descarga natural do hidrossistema local faz-se essencialmente por três zonas: no limite setentrional pela exurgência de Quinta das Lágrimas; no bordo ocidental sobretudo pela exurgência de Alcabideque e, subordinadamente, pelas exurgências de Vila Nova e Olho Meirinho; no bordo oriental pela exurgência dos Olhos de Água do Dueça (esta última, embora situada nas rochas calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior, está relacionada sobretudo com um complicado sistema de drenagem subterrânea que inclui os calcários mais recentes do Jurássico Médio; *vide* Crispim, 1986, 1987; Iurilli *et al.*, 2013). A estas cinco exurgências cársicas mais importantes, em termos de caudais, juntam-se outras (fontes-exurgências) cujas águas são atualmente captadas através de fontes de abastecimento público (Figura 2).

Embora não esteja demonstrada a existência de verdadeiros rios subterrâneos na área de estudo, consideradas as características particulares do carso local (fortemente entupido), existem, no momento atual, indicações importantes acerca de alguns fluxos com caudais relativamente modestos, provados pela presença de poucas exurgências/fontes-exurgências praticamente ativas durante todo o ano (Figura 2). Em particular, a exurgência de Alcabideque, localizada a uma altitude de 120 m, tem uma descarga média anual de 16 Hm³, aproximadamente com caudais instantâneos entre os 0 e os 1000 L/s (Figura 3), enquanto a do Olhos de Água do Dueça (200 m de altitude) descarrega anualmente cerca de 20 Hm³ com caudais instantâneos que oscilam entre os 0 e os 14 000 L/s. A exurgência de Vila Nova, com 110 m de altitude, tem uma descarga média anual de 0,5 Hm³, aproximadamente com caudais instantâneos entre os 0 e os 40 L/s, e a do Olho Meirinho (120 m de altitude), anualmente descarrega cerca de 4 Hm³. O caudal médio anual do conjunto das restantes exurgências existentes na área de estudo, muitas delas temporárias, é de ~4 Hm³ e ~10 Hm³ correspondem às saídas para abastecimento e agricultura (Thomas, 1985; Crispim, 1986, 1987; Cunha, 1990; Peixinho de Cristo, 1997).

Figura 2. Esboço hidrogeológico do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela, com a localização das exurgências/fontes-exurgências analisadas (FN1-35). Base cartográfica de acordo com a Carta Geológica da região de Coimbra-Penela, na escala 1: 50 000, publicada em Dimuccio (2014). (1) Aquífero das aluviões do rio Mondego (poroso - alta permeabilidade); (2) Muro hidrogeológico, constituído pelos termos essencialmente pelíticos, com evaporitos, do Hetangiano (impermeáveis/semipermeáveis); (3) Afloramento calco-dolomítico local (fissurado e carsificado - média/alta permeabilidade); (4) Teto hidrogeológico, constituído pela sucessão de unidades margo-calcárias do Pliensbaquiano e Toarciano (aquítardos - baixa permeabilidade); (5) Unidades essencialmente calcárias do Jurássico Médio que ocorrem mais a ocidente e onde se desenvolve um distinto hidrossistema cársico local; (6) Coberturas siliciclásticas pós-Jurássicas; (7) Falha; (8) Estrutura anticlinal; (9) Pendur das camadas; (10) Perda (sumidouro); (11) Exurgência/fonte-exurgência permanente e (12) temporária; (13) Lapa; (14) Algar; (15) Ligações subterrâneas provadas com traçagens (Crispim, 1986, 1987); (16) Sentido geral do fluxo subterrâneo inferido; (17) Traçado do corte geológico e hidrogeológico da Figura 8.

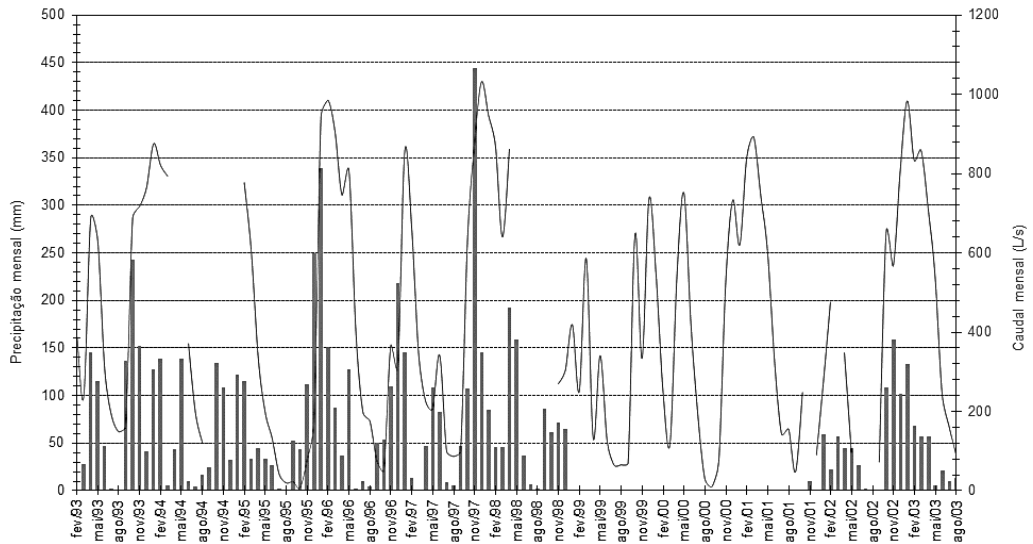


Figura 3. Relação entre o caudal mensal da exurgência de Alcabideque com a precipitação meteórica (mensal) registada na estação pluviométrica de Condeixa (período 1993-2003). Dados de monitorização retirados do SNIRH (<http://snirh.pt/>). Destaca-se a falta de dados de precipitação entre fevereiro 1999 e agosto 2001, para a estação de Condeixa.


Em linhas gerais, as águas subterrâneas de um sistema cársico carbonatado podem ser distinguidas entre si em função de quatro dos grupos de elementos químicos principais: o bicarbonato (HCO_3^-), o cálcio (Ca^{2+}) e o magnésio (Mg^{2+}), em proporções que dependem da natureza calcária ou dolomítica do próprio sistema, a que se junta o anidrido carbónico dissolvido (CO_2). Os valores destas substâncias, medidos nas águas das exurgências, estão ligados a múltiplos fatores condicionados pelas precipitações, pelos aspetos morfológicos e pedológicos do terreno (em particular da área de recarga), pelas características litológicas e hidro-estruturais das unidades líticas e, enfim, pelo grau e tipologia da carsificação. O estudo dos parâmetros químicos das águas subterrâneas que saem de uma exurgência pode ser muito útil para determinar a qualidade do recurso e também para compreender melhor a estrutura e a extensão do sistema cársico que alimenta a referida exurgência.

As Tabelas 1 e 2 sistematizam os resultados das análises físico-químicas e bacteriológicas das águas amostradas nas exurgências e fontes-exurgências da área de estudo. Com os dados obtidos em laboratório foi possível realizar uma primeira classificação química das águas utilizando o diagrama quadrado de *Langlier-Ludwig* (Figura 4), escolhido porque permite uma interpretação gráfica mais imediata por comparação com outros

Tabela 1. Resultados das análises físico-químicas das águas recolhidas nas exsurgências/fontes-exsurgências da área de estudo (região de Coimbra-Penela). Em negrito os resultados das cinco exsurgências cársicas mais importantes em termos de caudais. (T) Temperatura; (CE) Condutividade elétrica; (Q) Caudal.

Data medições e amostragem	Altitude (m)	pH	T (°C)	CE (µS/cm a 20°C)	CO ₂ (mg/L)	Q (L/s)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	F ⁻ (mg/L)	NO ₂ ⁻ (mg/L)	NH ₄ ⁺ (mg/L)	Fe (µg/L)	Al (µg/L)	Pb (µg/L)	Cd (µg/L)	Cr (µg/L)	Mn (µg/L)	Zn (µg/L)	Cu (µg/L)	Hg (mg/L)	Hidrocarbonetos totais (mg/L)
27-09-2004	110	7,2	15,6	801,0	1,0	132,8	53,4	8,3	1,2	400,0	175,3	14,1	3,4	0,2	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
27-09-2004	195	8,1	15,0	552,0	3,6	40,4	44,5	9,0	<0,5	320,0	25,8	16,1	7,4	0,1	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<0,1	<0,5	<0,2	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
27-09-2004	195	7,5	15,2	711,0	0,7	84,2	55,3	9,0	<0,5	502,7	12,7	14,8	1,6	0,2	0,0	<0,050	<20	6,2	<1,0	<1,0	<0,5	<0,2	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
27-09-2004	135	7,1	16,3	843,0	0,1	138,7	49,1	9,3	1,1	413,9	163,7	17,4	8,0	0,2	0,0	<0,050	<20	6,2	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
27-09-2004	90	7,2	16,8	1056,0	45,1	0,1	188,4	53,3	11,4	1,5	381,2	327,1	20,2	9,0	0,2	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<2,0	<0,00005	<0,043
27-09-2004	155	7,9	15,7	607,0	0,2	58,5	53,2	13,5	1,0	372,4	29,0	22,8	8,3	<0,10	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<25	<2,0	<0,00005	<0,043
27-09-2004	190	7,2	14,9	396,0	0,1	34,4	15,1	24,7	3,9	77,7	37,1	35,4	69,2	0,1	<0,0030	<0,050	<20	12,8	<1,0	<1,0	<0,5	2,8	<25	<25	<2,0	<0,00005	<0,043
27-09-2004	120	7,4	15,4	656,0	5,0	102,0	34,9	8,5	1,4	380,3	68,9	14,9	5,3	0,2	0,0	<0,050	276,0	613,0	<1,0	<1,0	<0,5	53,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	20	7,2	17,3	714,0	57,3	0,5	104,4	35,9	14,2	1,6	367,9	71,0	16,1	15,4	0,2	<0,0030	<0,050	<20	9,1	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	135	7,2	16,7	685,0	0,7	102,4	39,7	13,6	6,2	420,9	36,6	18,0	11,2	0,3	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	133,0	2,0	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	190	7,5	16,7	1023,0	0,3	219,4	58,1	7,5	1,2	370,0	320,6	20,0	1,9	0,3	<0,0030	<0,050	<20	<0,5	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	180	7,2	14,6	300,0	0,2	37,0	18,7	8,8	2,6	175,1	<2,5	20,2	<1,0	<0,10	<0,0030	<0,050	45,0	<5,0	<1,0	<1,0	<0,5	24,0	44,0	5,3	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	200	7,9	15,8	629,0	1,0	106,4	21,1	8,1	1,5	281,6	129,1	22,8	4,8	0,2	<0,0030	<0,050	<20	7,8	<1,0	<1,0	<0,5	<2,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043
18-10-2004	120	7,3	16,5	679,0	45,5	#####	123,3	26,1	8,2	1,7	320,6	131,9	35,4	6,5	0,2	0,0	<0,050	32,0	14,7	<1,0	<1,0	0,7	2,0	<25	<2,0	<0,00005	<0,043
18-10-2004	220	7,7	15,0	737,0	0,2	99,5	54,1	10,5	<0,5	493,2	31,7	14,9	3,7	0,2	<0,0030	<0,050	<20	5,5	<1,0	<1,0	0,6	<2,0	<25	<25	<0,2	<0,00005	<0,043

Tabela 2. Resultados das análises bacteriológicas das águas recolhidas nas exsurgências/fontes-exsurgências da área de estudo (região de Coimbra-Penela). Em negrito os resultados das cinco exsurgências cársicas mais importantes em termos de caudais.

Sigla	Nome ou localidade	Data de amostragem	Coliformes ufc/100 mL	E.coli ufc/100 mL	Microrganismos a 22 °C ufc/mL	Microrganismos a 37 °C ufc/mL	Oxidabilidade (O ₂) (mg/L)	Enterococos Fecais ufc/100 mL
	Vila Nova	27-09-2004	20,0	9,0	91,0	57,0	< 0,5	8,0
FN2	Abrunheira	27-09-2004	> 100	26,0	206,0	132,0	< 0,5	1,0
FN3	Estrecada	27-09-2004	48,0	0,0	76,0	22,0	< 0,5	0,0
FN4	Outero de Bera	27-09-2004	> 100	87,0	> 300	219,0	< 0,5	39,0
FN5	Carvalhais de Baixo	27-09-2004	> 100	0,0	95,0	29,0	0,6	0,0
FN6	Casa Nova	27-09-2004	> 100	> 100	232,0	42,0	< 0,5	64,0
FN7	Cruz dos Morouços	27-09-2004	18,0	0,0	69,0	4,0	1,0	0,0
FN8	Olho Meirinho	27-09-2004	> 100	> 100	> 300	> 300	1,5	18,0
FN9	Quinta das Lágrimas	18-10-2004	79,0	74,0	85,0	37,0	< 0,5	85,0
FN14	Bera	18-10-2004	61,0	50,0	198,0	93,0	0,7	> 100
FN31	Rio de Galinhas	18-10-2004	22,0	0,0	13,0	4,0	< 0,5	0,0
FN32	Vendas de Podentes	18-10-2004	6,0	0,0	17,0	1,0	0,6	0,0
FN33	Olhos de Água do Dueça	18-10-2004	44,0	18,0	160,0	84,0	0,7	65,0
FN34	Alcabideque	18-10-2004	> 100	> 100	> 300	> 300	0,8	> 100
FN35	Bruscos	18-10-2004	42,0	0,0	85,0	36,0	0,6	0,0

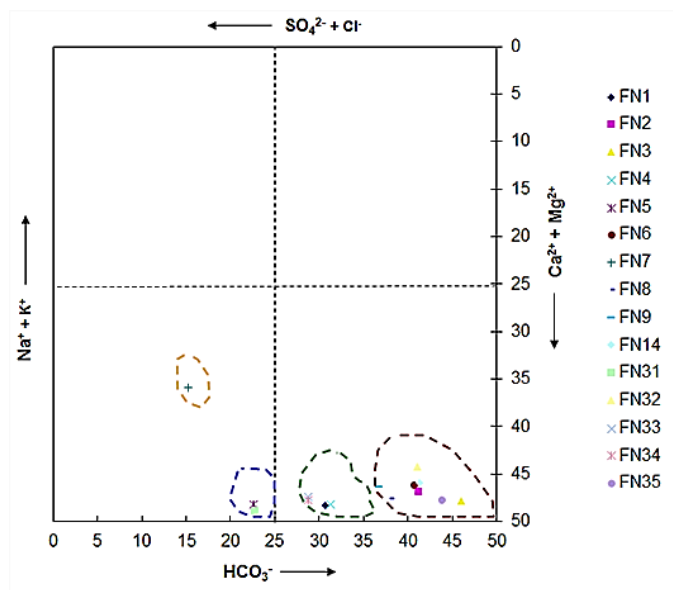


Figura 4. Classificação das águas subterrâneas analisadas utilizando o diagrama de *Langelier-Ludwig* (Langelier e Ludwig, 1942).

conhecidos na bibliografia (*Piper, Schoeller, etc.*), pois utiliza as concentrações das espécies iônicas principais como Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Distinguem-se, desde já, duas famílias principais (ou fácies hidroquímicas): a primeira, a das FN5, FN7 e FN31 como águas sulfatadas-clorato-alcálico-terrosas e a segunda, todas as outras, como bicarbonatadas-alcálico-terrosas (FN1, FN2, FN3, FN4, FN6, FN8, FN9, FN14, FN32, FN33, FN34, FN35). Entre estas é possível notar quatro agrupamentos bastantes diferenciados que podem ser ainda mais evidenciados através da utilização de outros diagramas, de tipo binário (Figuras 5 e 6). Estes últimos diagramas permitem afinar a classificação anterior, distinguindo, no interior das águas alcalinas, aquelas com Na^+ ou K^+ dominante e, no interior das alcalino-terrosas, aquelas com Ca^{2+} ou Mg^{2+} dominante. Todas as águas clorato-alcálicas analisadas apresentam o Na^+ como catião dominante e, em geral, uma muito baixa variabilidade da relação Na^+/K^+ . Em todas se observa um predomínio do ião Ca^{2+} por relação ao Mg^{2+} , com exceção feita para as amostras FN2, FN6 e FN3, mas, neste caso, com uma variabilidade da relação $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ bastante ampla. Esta forte variabilidade da relação $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ e o predomínio do Na^+ , por relação ao K^+ , permitem formular a hipótese de uma interação água-rocha bastante diversificada em termos das litologias com que as águas entram em contato durante o caminho subterrâneo até à superfície.

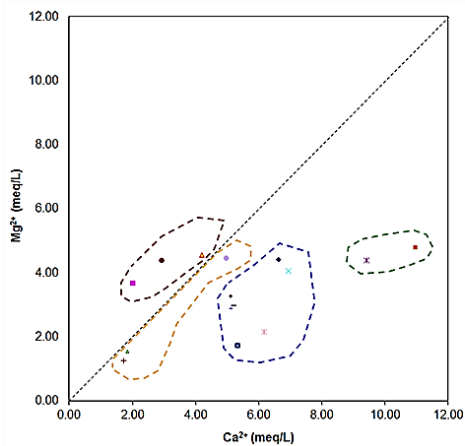


Figura 5. Classificação das águas subterrâneas analisadas utilizando o diagrama binário $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$.

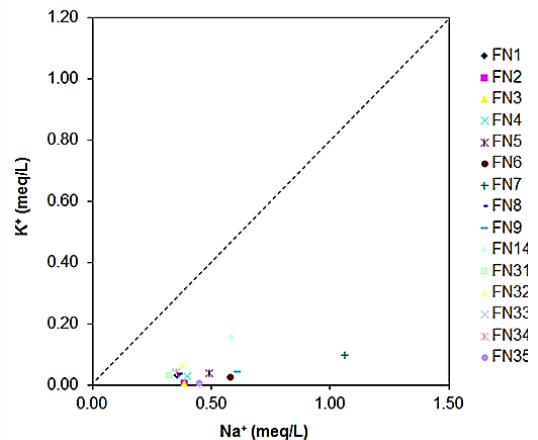


Figura 6. Classificação das águas subterrâneas analisadas utilizando o diagrama binário Na^+/K^+ .

Para poder evidenciar ainda mais o tipo de litologia com que entram em contato, as águas recolhidas foram sistematizadas em classes homogêneas em diagramas retangulares elaborados segundo a metodologia de *D'Amore et al. (1983)* que, para este efeito, definiram seis parâmetros hidroquímicos: $A = (100/\sum \text{aniões}) * (\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-})$; $B = 100 * ((\text{SO}_4^{2-}/\sum \text{aniões}) - (\text{Na}^+/\sum \text{catiões}))$; $C = 100 * ((\text{Na}^+/\sum \text{catiões}) - (\text{Cl}^-/\sum \text{aniões}))$; $D =$

$100 * ((Na^+ - Mg^{2+}) / \sum cations)$; $E = 100 * ((Ca^{2+} + Mg^{2+}) / \sum cations) - (HCO_3^- / \sum anions)$; $F = 100 * ((Ca^{2+} - Na^+ - K^+) / \sum cations)$). Os diagramas retangulares da Figura 7 permitiram definir, por comparação com os diagramas “tipos” de D’Amore *et al.* (1983), as seguintes associações hidroquímicas para as amostras recolhidas: FN1, FN4, FN33 e FN34 atravessam unidades predominantemente calco-dolomíticas e pelito/argilosas, com sulfatos; FN2, FN3 e FN6 atravessam predominantemente unidades dolomíticas; FN5 e FN31 atravessam unidades predominantemente pelito/argilosas com sulfatos e, subordinadamente, calcárias; FN7 atravessa unidades predominantemente calco-margosas e pelito/argilosas com sulfatos; FN8, FN9, FN14, FN32 e FN35 atravessam predominantemente unidades calco-dolomíticas com intercalações margosas. Fica assim demonstrada uma grande variabilidade na distribuição espacial das fácies hidroquímicas, dependendo da composição das camadas captadas e da maior ou menor influência de evaporitos gipsíferos próximos, típicos do topo da Fm. de Pereiros, mas também com ocorrência nas intercalações lenticulares basais areno-pelito/argilosas da Fm. de Coimbra (*vide* Dimuccio, 2014; Dimuccio *et al.*, 2016).

Ulteriores considerações podem ser feitas quando analisamos alguns dos parâmetros químico-físicos da Tabela 1. Em primeiro lugar, embora haja uma escassez de análises que se refiram ao CO₂ dissolvido, é possível notar que as amostras de águas recolhidas nas fontes-exurgências localizadas no interior das Colinas dolomíticas apresentam valores de pH relativamente altos e de CO₂ relativamente muito baixos. No caso das exurgências de bordadura verifica-se exatamente o oposto, um pH relativamente baixo e CO₂ relativamente mais alto. Uma interpretação destes últimos dados pode apontar para o facto de, com alguma probabilidade, as águas captadas nas áreas internas ao afloramento calco-dolomítico ficam mais tempo no subsolo; tal facto pode ser a consequência natural de um percurso subterrâneo mais extenso desde os pontos de entrada até aos de saída do sistema hídrico, ou a consequência das obras de captação que regularizam o defluxo e favorecem a estadia das águas no subsolo. No caso das exurgências cársicas mais significativas em termos de caudais, os dados de pH e CO₂ dissolvido apoiam a hipótese da existência de uma circulação subterrânea local ligada também a verdadeiras condutas subterrâneas (cavidades): valores baixos de pH e altos de CO₂ podem indicar águas em rápido escoamento subterrâneo e com superfícies de contacto bastante amplas, como podem ser as condutas cársicas ativas e não obstruídas por depósitos detríticos.

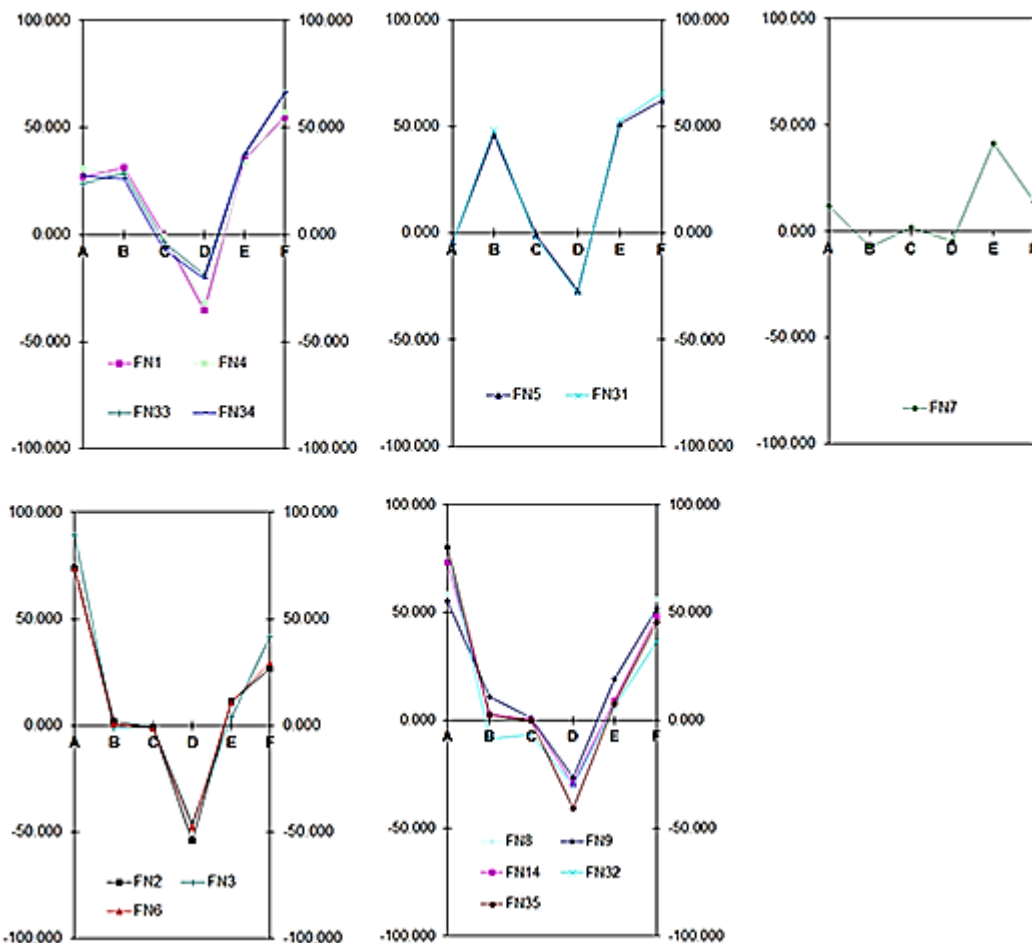


Figura 7. Classificação das águas subterrâneas analisadas utilizando os diagramas retangulares de D'Amore *et al.* (1983).

Outros parâmetros químicos importantes, nas águas analisadas, são o Fe, Al e Mn, assim como subordinadamente Cr, Zn e Cu (Tabela 1). Os valores mais altos e bastante críticos de Fe, Al e Mn observam-se nas águas recolhidas na exsurgência do Olho Meirinho (FN8), o que nos faz pensar em fortes contaminações antrópicas, provavelmente ligadas às realidades industriais locais (zona de Cernache), de tipo pontual, pois, a exsurgência de Vila Nova (FN1), logo a sul, não apresenta nenhum tipo de valores anómalos para estes elementos. Valores anómalos de Fe e Mn, juntamente com Zn e Cu, relativamente ao conjunto das análises realizadas, mas muito inferiores aos limiares de poluição, apresentam as águas da fonte-exsurgência da Vendas de Podentes (FN32). Neste caso, pelo menos os últimos dois elementos, parecem relacionar-se com algumas práticas

agrícolas locais que são feitas com a ajuda de produtos químicos em que tais metais pesados se encontram em grande quantidade. A mesma explicação pode servir para justificar os valores anómalos de Zn e Cu na fonte-exsurgência da Bera (FN14).

Em síntese, no que diz respeito à qualidade das águas analisadas para consumo humano, os resultados das análises físico-químicas (Tabela 1), juntamente com as bacteriológicas (Tabela 2), permitiram constatar, e confirmar, que se trata de águas, em geral, inadequadas para tal utilização (Mendonça e Dias, 1999; Almeida *et al.*, 2000). Os valores de condutividade, magnésio, cloreto, sulfato e cálcio, assim como todos os indicadores bacteriológicos, excedem os valores aceitáveis para o consumo humano e, em alguns casos, até mesmo para uso agrícola.

4.3. Profundidade e geometria da toalha freática

No que diz respeito à profundidade e geometria da toalha freática, na bibliografia não se dispõe de dados que permitam efetuar uma caracterização rigorosa do sentido de escoamento subterrâneo das águas. Mas, ainda assim, as medições realizadas em vários poços artificiais permitiram estimar uma espessura local para a zona vadosa variável entre os 2-8 m, o que confirma, mais uma vez, a presença de um hidrossistema local muito superficial e fracionado. É importante sublinhar que, com muita probabilidade, se trata de uma espessura aparente devida, sobretudo, à forte anisotropia e não homogeneidade do sistema considerado.

A integração entre os dados estruturais e morfológicos (disposição espacial das unidades litostratigráficas, grau de fissuração e de carsificação), a aparente profundidade da toalha freática reconstruída e a localização dos pontos de descarga, deram indicações úteis acerca da geometria do sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela e permitiram inferir quais são as possíveis direções de fluxo das águas de circulação subterrânea à escala local (Figura 2). Trata-se de um fluxo bastante caótico e irregular, pois segue a disposição estrutural das camadas, com caminhos, às vezes, muito tortuosos através de fraturas e planos de estratificação mais ou menos inclinados. Distinguem-se três setores espaciais diferenciados: (a) o setor mais a norte (em Coimbra), onde o destino final das águas de escoamento subterrâneo parece ser sempre, ou quase sempre (com exclusão dos casos em que as águas reaflorem à superfície, em correspondência com as exsurgências do lado ocidental e oriental), o aquífero das aluviões do Mondego (Figuras 2 e 8); (b) o setor mais central (entre Assafarge e Zambujal), onde os fluxos drenam principalmente para ocidente, embora existam evidências de descargas ocasionais e intermitentes para oriente que se fazem a favor de uma rede de fraturas/conduitas secundárias que contraria a direção de mergulho da estrutura monoclinal regional (Figura 2); e (c) o setor mais meridional (entre Zambujal e Torre Vale de Todos), onde o anticlinal, juntamente com uma densa fraturação e outros dobramentos localizados de direção meridiana, condicionam a circulação subterrânea que aqui se faz para NW, rodando para

W (perto do Rabaçal), assim como para E e SE em direção à exurgência do Olhos de Água do Dueça (Figura 2).

Seja como for, a falta de dados de traçagens hidrológicas, juntamente com os outros elementos que apontam para a existência de um carso subterrâneo bastante entupido por depósitos siliciclásticos com um certo grau de impermeabilidade, a presença de níveis impermeáveis/semimpermeáveis intercalados com as unidades calco-dolomíticas e a consequente presença de águas muito superficiais, apontam para uma circulação hídrica subterrânea extremamente complexa.

4.4. Funcionamento hidrológico local

As características litológicas, estruturais, hidroquímicas e do tipo de drenagem subterrânea reconhecidas na área de estudo permitem inferir que estamos perante um sistema cársico carbonatado local com rede de drenagem essencialmente interdependente. Trata-se de um carso que se desenvolve em colinas bastante fraturadas, com descontinuidades distribuídas de maneira não homogénea, mais ou menos carsificadas e muitas vezes entupidas por depósitos detríticos (paleocarso). A zona não saturada (vadosa) é caracterizada pela ausência de verdadeiros coletores principais, ainda que possam ser encontradas algumas cavidades com desenvolvimento vertical diretamente conectadas com a superfície (pequenos algares), ou outras com desenvolvimento horizontal prevalecente (lapas; Figura 2), sendo todas, em regra, pouco profundas (*vide* Dimuccio, 2014; Dimuccio e Cunha, 2018). Algumas lapas, quando não entupidas, apresentam uma circulação hídrica aquando da ocorrência de precipitações meteóricas significativas (*e.g.*, a Gruta dos Alqueves, em Santa Clara - Coimbra), representando, desta forma, as vias preferenciais de fluxo subterrâneo até aos sectores mais profundos do sistema. Localmente, a carsificação na zona vadosa é bastante reduzida, com uma circulação hídrica imposta pelas redes de fraturas pouco alargadas e entupidas.

No sector mais a norte da área de estudo, em Coimbra, onde se realizou o corte hidrogeológico esquemático da Figura 8, reconhece-se um hidrossistema articulado e complexo, com variações por vezes muito marcadas em consequência de uma permeabilidade local muito variável. Esta última característica determina a dificuldade que a rede cársica tem em eliminar rapidamente o volume hídrico que lhe chega sobretudo desde a superfície; prova disso é o atraso que, em geral, as exurgências cársicas apresentam na resposta aos eventos de chuva (Figura 3) e a relativa baixa variabilidade dos caudais em relação a outros modelos de sistemas cársicos (*vide* Ford e Williams, 2007; entre outros). Parece que, de uma forma geral, no setor mais a norte da área em estudo as águas que se infiltram diretamente nas Colinas dolomíticas têm um fluxo subterrâneo para N e NW, claramente condicionado pelo pendor neste sentido das camadas, para depois de algumas centenas de metros virar para NE, com um destino final que, no caso da inexistência de obstáculos como corpos líticos impermeáveis intercalados bastante

espessos, ou sistemas de fissuras e condutas entupidas, parece ser, a exsurgência da Quinta das Lágrimas (Figuras 2 e 8). No entanto, a maioria dos fluxos, depois de um caminho bastante tortuoso e relativamente lento, fluem para o aquífero das aluviões do rio Mondego devido às estruturas tectónicas que o fazem interagir com as rochas calco-dolomíticas. Não se excluem infiltrações em correspondência com fissuras, conectadas (ou não) com eventuais cavidades cársicas subterrâneas, que podem favorecer fluxos secundários também noutras direções, nomeadamente mais para oriente.

A descoberta na área de estudo de cavidades isoladas com as características próprias de uma espeleogênese *per ascensum* (hipogénica - *vide* Dimuccio, 2014; Dimuccio e Cunha, 2015, 2018), juntamente com a presença de fluídos ricos em sulfatos pela dissolução de mineralizações gipsíferas contidas nos corpos lenticulares que interstratificam com as unidades calco-dolomíticas, assim como nos evaporitos que caracterizam a Fm. de Pereiros subjacente, apontam, mais uma vez, para o contributo de uma circulação hídrica ascendente e relativamente mais profunda que, de forma descontínua e por vezes muito localizada, se faz através das fraturas do corpo rochoso (Figura 8).

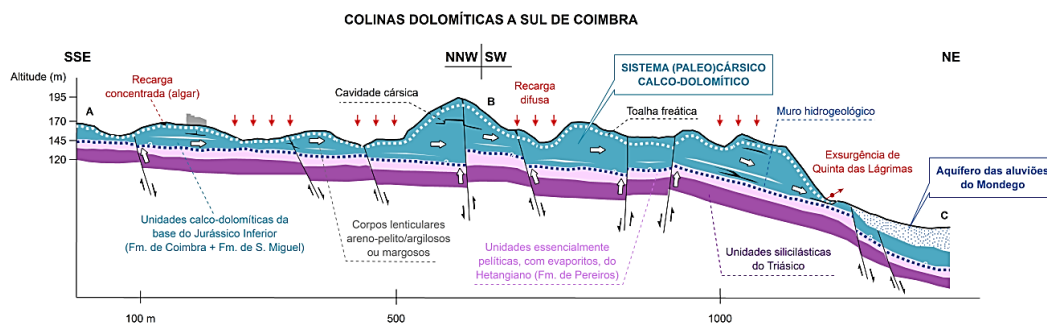


Figura 8. Corte geológico e hidrogeológico esquemático interpretativo realizado no sector norte da área de estudo, ao contacto com o aquífero poroso das aluviões do rio Mondego (em Coimbra). A localização em planta do corte está representada na Figura 2. As setas brancas indicam os sentidos de fluxo inferidos para as águas de circulação subterrânea, à escala local.

5. Considerações finais

A existência de formas cársicas superficiais e subterrâneas, preenchidas ou libertas de depósitos siliciclásticos pós-jurássicos a configurar situações de paleocarso, juntamente com uma fissuração elevada das unidades calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior (Fm. de Coimbra + Fm. de S. Miguel), determinam localmente a presença de um hidrossistema que, na região de Coimbra-Penela, se apresenta extremamente heterogéneo e mesmo fracionado, tanto no sentido horizontal, como no sentido vertical. A uma escala mais pormenorizada, devido à elevada anisotropia deste sistema, as águas que circulam no subsolo ficam presas nas fissuras e condutas subterrâneas e, em ocasião

de eventos de chuva bastante intensos, retornam à superfície através das exurgências cársicas posicionadas nas bordaduras das Colinas dolomíticas.

Em regra, as fracas espessuras da zona vadosa, a ainda mais fraca espessura do solo e o elevado grau de fissuração limitam em muito o poder de autodepuração do sistema cársico, com uma consequente suscetibilidade à poluição de elevada a muito elevada (*vide* Dimuccio e Cunha, 2008; Dimuccio, 2014). O período que o poluente pode ficar nas águas da zona saturada está dependente da mobilidade e do tempo da sua entrada no sistema.

No sistema (paleo)cársico calco-dolomítico da região de Coimbra-Penela as águas da zona saturada têm uma escassa mobilidade, mas a presença de diferentes níveis hídricos na mesma secção, que se deve à intercalação de lentes areno-pelito/argilosas e margosas na sucessão calco-dolomítica local, assim como a um carso essencialmente entupido, implica velocidades de fluxo distintas e ligadas aos diferentes valores de cargas e capacidade hidráulicas para cada um dos níveis. Assim, enquanto uma parte dos poluentes pode ficar presa nas zonas mais compactadas do maciço rochoso (blocos), onde se verifica uma acumulação progressiva responsável pela contaminação das águas captadas pelos poços de exploração para regadio agrícola, com óbvias repercussões na saúde das populações que consomem os produtos alimentares, no caso de condutas cársicas subterrâneas (libertas de depósitos) não se podem excluir situações em que, depois de um percurso subterrâneo bastante indefinido, os poluentes hidroveiculados cheguem, de modo difuso, às exurgências e/ou ao aquífero das aluviões do rio Mondego que abastece a cidade de Coimbra. Estes últimos cenários, naturalmente, assumem aqui um caráter de hipótese dado que não existem estudos aprofundados neste sentido.

Agradecimentos

Este trabalho foi adaptado e ampliado da Tese de Doutoramento em Geologia do primeiro autor (Dimuccio, 2014). As análises químicas das águas foram realizadas no âmbito de um relatório técnico (não publicado) encomendado pela Câmara Municipal de Coimbra, em 2005, e relacionado com a localização inadequada do seu Departamento de Ambiente e Qualidade de Vida (DAQV).

Trata-se de um contributo científico cujo objetivo principal é o de homenagear uma das figuras incontornáveis da hidrologia e hidrogeologia portuguesas, a Prof.^a Catarina Ramos, que foi, e continua a ser, na memória dos autores deste ensaio, exemplo de paixão, dedicação e profissionalismo pela Geografia Física e pelas Ciências da Terra em geral. Os percursos das águas, assim como as respetivas consequências, sempre foram os “seus” temas de eleição, conjugando reflexões atentas, ponderadas e inteligentes com as necessidades e as políticas territoriais, nas quais o estudo das águas subterrâneas do carso português é parte importante.

Bibliografia

Andreychouk, V., Dublyansky, Y., Ezhov Y. e Lysenin G. (2009). *Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types*. Sosnowiec, Symferopol, University of Silesia, Department of Earth's Sciences.

Almeida C.A. (2010). Exploração e proteção das águas subterrâneas em sistemas cársicos. In: *Os aquíferos das bacias hidrográficas do rio Tejo e das ribeiras do Oeste. Saberes e Reflexões*, TÁGIDES, p. 115-122, ARH do Tejo, I.P, Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território.

Almeida, C. A., Silva M.L. e Crispim J.A. (1995). COST 65 – *National Report for Portugal, Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas*, Final Report (EUR 16547 EN), 221-220.

Almeida, C., Mendonça, J.J.L., Jesus M.R. e Gomes A.J. (2000). *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental*. Lisboa: Centro de Geologia da Universidade de Lisboa e Instituto da Água.

Almeida, A.C., Soares, A.F., Cunha L. e Marques J.F. (1990). *Proémio ao estudo do Baixo Mondego*. *Biblios LXVI*, 17-47.

Bakalowicz M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal* 13 : 148-160.

Bicalho, C.C., Batiot-Guilhe, C., Seidel, J.L., Van Exter S. e Jourde H. (2012). Geochemical evidence of water source characterization and hydrodynamic responses in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 450-451 : 206-218.

Calçada I.O. (2016). *Metodologias Utilizadas no Estudo do Escoamento em Aquíferos Cársicos e o Caso Prático da Captação do Olho de Mira (Maciço Calcário Estremenho)*. Dissertação de Mestrado em Geologia Aplicada (Hidrogeologia), Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.

COST Action 620 (2003). *Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karst) Aquifers*. Final Report, FRANÇOIS ZWAHLEN (Chairman, Editor in Chief).

Crispim J.A. (1986). *Dinâmica Cársica da Região de Ansião*. Dissertação apresentada no âmbito das provas de aptidão pedagógica e científica, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Crispim J.A. (1987). Circulação subterrânea na zona norte das serras de Ansião (Maciço de Sicó-Alvaiázere, Portugal). *Geolis*, 1, 92-99.

Crispim J.A. (2010). Panorama das Regiões Cársicas de Portugal. In: *Geologia Clássica, Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, Volume V, pp. 469-478.

Cunha L. (1990). *As Serras Calcárias de Condeixa, Sicó, Alvaiázere - Estudo de Geomorfologia*. Geografia Física I, Instituto Nacional de Investigação Científica, Imprensa Nacional, Casa da Moeda, Coimbra.

Cunha L. (1996). Les Karsts Portugais, Problèmes et Perspectives. *Karstologia* 28 (2), 41-48.

Cunha L. e Dimuccio L.A. (2014). Formas e processos cársicos nos maciços calcários do centro de Portugal. O caso particular do Maciço de Sicó. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 15(4), 673-685.

Cunha L., Alarcão A. e Paiva J. (1996). *O Oppidum de Conimbriga e as Terras de Sicó. Roteiro*. Lisboa, 145 p.

Cunha, L., Soares, A.F., Tavares A.O. e Marques J.F. (1997). O julgamento geomorfológico de Coimbra. O testemunho dos depósitos quaternários. *Cadernos de Geografia*, Número especial 14-26, Coimbra.

Cunha L., Dimuccio L.A. e Paiva I. (2019). The Sicó massif: morphostructural aspects, hydrology and karstification. In: Vieira, G., Zêzere, J.L., Moura, C., (Eds.), *Landscapes and Landforms of Portugal. Springer series, World Geomorphological Landscapes* (no prelo). D'Amore, F., Scandiffio G. e Panichi C. (1983). Some Observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics* 12 (2/3), 141-148.

Dimuccio L.A. (2014). *A carsificação nas Colinas Dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-ocidental) - Fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)*. Tese de doutoramento em geologia, especialidade de geodinâmica externa, Universidade de Coimbra.

Dimuccio L.A. (2017). Tempo e espaço num geossistema cársico: os “pilares” em que assenta e se sustenta a interpretação da sua evolução geológico-geomorfológica. In: Cravidão, F., Cunha, L., Santana, A.P., Santos, N., (Eds.), *Espaços e Tempos em Geografia*, Homenagem a António Gama, Imprensa da Universidade de Coimbra, University Press, pp. 207-238, Coimbra.

Dimuccio L.A. e Cunha L. (2008). Modelação da vulnerabilidade intrínseca do aquífero elementar, fissurado e cársico do sector setentrional das Colinas Dolomíticas a Sul de Coimbra. In: Brandão, J., Calado, C., Sá Couto, F., (Eds.), *Património Geológico, Arqueológico e Mineiro em Regiões Cársicas*, Actas do Simpósio Ibero-Americano, 29 Junho a 1 Julho, 67-78, Batalha.

Dimuccio L.A. e Cunha L. (2015). Os tempos da carsificação nas Colinas dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-ocidental). In: Zêzere, J.L., Trindade, J., Bergonse, R., Garcia, R.A., de Oliveira, S.C., Pereira, S., (Eds.), *Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. IX, pp. 19-27.

Dimuccio L.A. e Cunha L. (2018). Síntese interpretativa do (paleo)carso na cidade de Coimbra (Portugal). In: Cunha, L., Yamaki, H., (orgs.), *P149 Paisagem e Território*, Universidade Estadual de Londrina, CDU 712(81)(469), 67-82, Londrina.

Dimuccio, L.A., Duarte L.V. e Cunha L. (2014). Facies and Stratigraphic Controls of the Palaeokarst Affecting the Lower Jurassic Coimbra Group, Western Central Portugal. In: Rocha, R.B., Pais, J., Kullberg, J.C., Finney, S., (Eds.) *Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy*. Springer Geology XLV, 787-791.

Dimuccio, L.A., Duarte L.V. e Cunha L. (2016). Definição litostratigráfica da sucessão calcodolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas* 103 (1), 77-96.

Duarte L.V. e Soares A.F. (2002). Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 89, 135-154.

Filippini, M., Squarzone, G., De Waele, J., Fiorucci, A., Vigna, B., Grillo, B., Riva, A., Rossetti, S., Zini, L., Casagrande G. Stumpp e C. Gargini A. (2018). Differentiated spring behaviour under changing hydrological conditions in an alpine karst aquifer. *Journal of Hydrology* 556, 572-584.

- Ford D. e Williams P. (2007). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, London.
- Goldscheider N. e Drew D. (eds) (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. International Association of Hydrogeologists, Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Klimchouk A. (2015). The karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta carsologica* 44 (3), 289-313.
- Klimchouk, A.B., Palmer, A.N., De Waele, J., Auler A. e Audra P. (Eds.) (2017). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, Springer, p. 912.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira M. e Nogueira C.R. (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C., (Eds.) *Geologia de Portugal*, Volume II, pp. 195-347, Escolar Editora.
- INSAAR (2010). *Relatório do estado do abastecimento de água e da drenagem e tratamento de águas residuais, sistemas públicos urbanos - INSAAR 2009* (Dados 2008, Campanha 2009). Lisboa: INSAAR e INAG.
- INSAAR (2011). *Relatório do estado do abastecimento de água e da drenagem e tratamento de águas residuais, sistemas públicos urbanos - INSAAR 2010* (Dados 2009, Campanha 2010). Lisboa: INSAAR e INAG.
- Iurilli V., Martimucci V., Dimuccio L.A., Rodi M., Bene V., Borneo V., Chirizzi G., Grassi D., Manzari M., Marzulli M., Montanaro A., Netti P., Sannicola G.C., Selleri G., Sordoilette C. e Sportelli D. (2013) Talismã 2010. Sistematizzazione di un rilievo speleologico. In: *Atti del XV Incontro Regionale di Speleologia Pugliese "Spélaion 2010"*, 10-12 dicembre 2010, 63-84, Bari.
- James N.P. e Choquette P.W. (1984). Diagenesis 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada* 11, 161-194.
- Langelier W.E. e Ludwig H.F. (1942). *Graphical method for indicating the mineral character of natural water*. Amer. Water Works Assoc. Journ., 34.
- Lobo Ferreira, J. P., Oliveira M.M. e Ciabatti P. (1995). *Desenvolvimento de um inventário das águas subterrâneas em Portugal*. (Vol. 1). Lisboa: Laboratório Nacional de Engenharia Civil.
- Lobo Ferreira, J. P., Leitão T.E. e Oliveira M.M. (2011). Portugal's river basin management plans: groundwater innovative methodologies, diagnosis, and objectives. *Environmental Earth Science* 73, 2627-2644.
- Mendes G.A. e Dimuccio L.A. (2013). Geomorfologia: a construção de uma identidade. In: *Riscos naturais, antrópico e mistos*, Livro de Homenagem ao Prof. Doutor Fernando Rebelo, Departamento de Geografia, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Simões & Linhares Lda., pp. 779-795.
- Mendonça J.L. e Dias J.L.M. (1999). Sistemas Aquíferos Aluvionares na Bacia Hidrográfica do Rio Mondego. *Recursos Hídricos*, APRH, 63-70.
- Moore C.H. (2001). *Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Developments in Sedimentology 55, Elsevier Science., Amsterdam.

- Nicolini, E., Rogers K. e Rakowski D. (2016). Baseline geochemical characterisation of a vulnerable tropical karstic aquifer; Lifou, New Caledonia., *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5, 114-130.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes M.T. e Monteiro J.H. (1992). *Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000*. 5ª edição. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Palain C. (1976). *Une série detritique terrigene. Les Grés de Silves, Trias et Lias inferieur du Portugal*. Mem. 25 (N.S.), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Palmer A.N. (2007). *Cave Geology*. Allen Press, Lawrence, Kansas.
- Peixinho de Cristo F. (1997) Águas subterrâneas no Baixo Mondego. In: *Organização Geossistémica e Recursos Naturais*, Projecto PRAXIS XXI, 2/2.1/CTA-156/94, 41-49, Coimbra.
- Soares A.F. (2002/2004). Um tiro no pé (outras coisas em Coimbra). *Cadernos de Geografia* 21/23: 231-239, Coimbra.
- Soares, A.F., Marques J.F. e Rocha R.B. (1985). Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Memórias e Notícias, *Publicação Museu Laboratório Mineralógico e Geológico* da Universidade de Coimbra 100, 41-71.
- Soares, A.F., Marques J.F. e Sequeira A.J.D. (2007). *Notícia explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Departamento de Geologia, Lisboa.
- Soares, A.F., Kullberg, J.C., Marques, J.F., Rocha R.B. e Callapez P.M. (2012). Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian Basin, Portugal). *Bull. Soc. Géol. France* 183 (3), 203-216.
- Stevanović Z. (2018). Global distribution and use of water from karst aquifers. In: Parise, M., Gabrovsek, F., Kaufmann, G., Ravbar, N. (eds.), *Advances in Karst Research: Theory, Fieldwork and Applications*. Geology Society, London, Special Publications 466.
- Thomas C. (1985). *Grottes et algares du Portugal*. Editado pelo autor, Comunicar Lda, impressão EUROGRAF, Lisboa.
- Tucker M.E. e Wright V.P. (Eds.) (1990). *Carbonate Sedimentology*. Oxford Blackwell.
- Vigna B. (2001). *Gli acquiferi carsici*. Quaderni Didattici della S.S.I. n. 12, Erga Edizione, Genova.
- White W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University press, Inc., New York.
- White W.B. (2002). Karst hydrology: recent developments and open questions. *Engineering Geology* 65, 8-105.
- Worthington S. e Ford D. (2009). Self-organized permeability in carbonate aquifers. *Ground Water* 47, 326-336.

ABORDAGENS METODOLÓGICAS LIGADAS AO RISCO DE CHEIAS RÁPIDAS E INUNDAÇÕES URBANAS

Ana Lavrador-Silva¹
Pedro Oliveira²

Resumo

O foco do artigo é colocar em evidência diversas abordagens metodológicas e o rigor científico, em dois estudos académicos aplicados, realizados em territórios com escalas e carácter geográfico muito distintos: a pequena bacia hidrográfica periurbana da Ribeira de Colares (Lavrador-Silva, 2002) e as bacias hidrográficas do rio Tejo que drenam a cidade de Lisboa (Oliveira, 2002). Estes estudos implicam o domínio de diversas metodologias e técnicas, bem como a detenção de uma visão holística do território, as quais são apanágio da Geografia enquanto ciência de charneira, entre a natureza, as construções e as ambições humanas. São sublinhadas as principais conclusões e recomendações dos dois estudos, pelo valor que representam para a comunidade, para os agentes económicos e para os decisores políticos. No plano da prevenção, as duas dissertações³ servem de recomendação e alerta para as populações.

Palavras-chave: cheias rápidas; inundações urbanas; riscos ambientais.

1. Introdução

As cheias e as inundações urbanas em Portugal continental resultam de circunstâncias naturais, como fenómenos de precipitação intensa aliados a situações atmosféricas anómalas, como a instalação de gotas de ar frio, ou a passagem de superfícies frontais nas quais se confrontam massas de ar com temperaturas particularmente contrastadas, originando sistemas depressionários cavados (Ventura, 1987 e 1996; Brandão *et al.*, 2004 e 2005). Nas regiões próximas do litoral, acresce a possibilidade de, a estas circunstâncias, se aliarem fenómenos de *storm surge* que potenciam a perigosidade das inundações (Carvalho, 2013).

Nos casos de estudo aqui apresentados, a bacia hidrográfica da Ribeira de Colares (Sintra) e as bacias hidrográficas da cidade de Lisboa, às circunstâncias naturais mencionadas acrescem particularidades físicas que aumentam a perigosidade destes territórios, como contrastes geológicos e pedológicos, coberto vegetal com muito material lenhoso e com

¹ Membro integrado da CICS.NOVA (FCSH), investigadora no IELT (FCSH) e ESBAL (FL). ana.lavrador@sapo.pt.

² Mestre em Geografia Física e Ambiente, professor do QND da Escola Secundária Pedro Nunes. franzini57@hotmail.com.

³ As dissertações referidas foram orientadas por Catarina Ramos.

falta de manutenção, elevada densidade das redes hidrográficas e/ou particularidades inerentes à hierarquia da rede de drenagem, particularidades da geometria das bacias e sub-bacias hidrográficas, fragilidades motivadas pela tectónica, com implicações na instalação e hierarquia da rede de drenagem, bem como a fragmentação das rochas, tornando-as mais suscetíveis a serem mobilizadas com as chuvadas intensas, entre outros. Existem também condicionantes humanas que aumentam a vulnerabilidade destas bacias hidrográficas, como a elevada densidade populacional, a crescente impermeabilização de solos e de cabeceiras, outros desajustamentos dos usos do território, tais como a ocupação indevida de linhas de água e de margens, deficiências em condutas e sistemas de tratamento de efluentes, contaminações químicas, desequilíbrios associados à gestão do território. Da conjugação das condições de perigosidade e de vulnerabilidade emergem riscos ambientais (Ramos, 2000). Nas bacias hidrográficas em estudo, os riscos ambientais são significativos, sendo que, em várias ocasiões ao longo da história, ocorreram cheias rápidas e inundações urbanas, com graves danos que, no limite, ocasionaram mortes e avultados prejuízos materiais.

No plano metodológico, salienta-se o facto dos estudos ambientais serem particularmente complexos (Basu, 2017), pois exigem a conjugação de conhecimentos das Geociências (Geografia Física – Hidrologia, Climatologia, Geomorfologia, Geologia, Pedologia, nomeadamente) e das Ciências Sociais e Humanas (Demografia, História, Urbanismo, por exemplo). Exigem também a mobilização e conjugação de diferentes metodologias, a utilização de ferramentas e técnicas estatísticas diferenciadas e o recurso a cartografia, hoje digital, por vezes, incluindo modelação territorial, através de SIG. Na Geografia Física, existem trabalhos de referência relativos a estudos ambientais ligados à dinâmica dos cursos de água, à vulnerabilidade que se lhe associa e aos riscos resultantes (Ramos, 1993 e 1994; Reis, 1996).

Nos dois casos de estudo apresentados, as situações de risco ambiental associadas a cursos de água partem de uma análise das condicionantes naturais e humanas de ambos os territórios, suportada numa base metodológica que se pretendeu consistente e coerente. Especificamente, salientam-se fontes de pesquisa, tipos de abordagem comuns a ambos os trabalhos, por fundamentais nos estudos de riscos hidrológicos, (Ramos, 2000; Reis, 1996), sem deixar de evidenciar as especificidades inerentes a cada território e objetivos da investigação (Lavrador-Silva, 2002 e Oliveira, 2002). O ponto de partida é assumir, na investigação, uma perspetiva holística do território. Pretende-se uma visão alargada, ao encontro do próprio conceito de ambiente: *conjunto complexo de condições físicas, geográficas, biológicas, sociais, culturais e políticas que envolvem um indivíduo ou organismo vivo* (Ramos, 2000; Basu, 2017), que convoque saberes multidisciplinares, principalmente científicos e técnicos (periciais), mas que também atenda à história, à cultura e à experiência das populações (atores sociais), para que, das conclusões, saiam sugestões mais ajustadas e participadas, logo, mais úteis aos planos de ordenamento e às medidas de gestão do território.

O estudo de cheias rápidas na bacia hidrográfica da Rib^a de Colares inclui uma análise pericial, na qual foram analisados fatores físicos responsáveis e cartografada a perigosidade da bacia hidrográfica. Foram ainda identificados os locais de maior vulnerabilidade, dimensão dependente da intensidade do fenómeno, das características pessoais dos indivíduos (fatores cognitivos, mobilidade, outros) e das estruturas de apoio envolvidas (sistemas de segurança, proteção de portas/janelas, prontidão dos serviços de socorro, outros). Menos explorado pela Geografia Física, mas com relevância para o ambiente, realizou-se um estudo de percepção do risco de cheias rápidas, enquanto: a) fenómeno complexo, que envolve elementos tangíveis (estragos pessoais e materiais) e intangíveis (estados de depressão/ansiedade, recordações, dos indivíduos com vivência de cheias): b) fenómeno multidimensional, “produto do cruzamento da perigosidade dos elementos naturais com interesses económicos e intuição, espelho de valores socioculturais” (Lavrador-Silva, 2002:115; Lima, 1995 e 2000). Considera-se que a experiência individual é decisiva na percepção do risco, pois determina atitudes e estimula comportamentos (Tuan, 1984), pressupondo que “se a inundação for tomada como um risco assumido, passa a ser quantificável e previsível” (Slovic e Fischhoff, 1982, *in* Bernardo, 1995:28).

O estudo das inundações na cidade de Lisboa teve como objetivos: a) quantificar a evolução das inundações na cidade de Lisboa ao longo do século XX; b) definir as características pluviométricas responsáveis pelas inundações; c) detetar os fatores agravantes das inundações, físicos e antrópicos e a sua relação com os locais inundados da cidade; d) bem como definir o grau de perigosidade das áreas inundadas. Este estudo dedica-se a um tipo de inundação até então pouco estudada em Portugal, que nada tem a ver com as cheias dos rios. As inundações que ocorrem na cidade de Lisboa têm origem em chuvas de forte intensidade em meio urbano, afetado por uma forte impermeabilização ou pelo entulhamento ou canalização subterrânea dos cursos de água anteriormente existentes. Outra característica deste tipo de inundação é a rapidez com que se forma, dezenas de minutos ou poucas horas, devido à infiltração praticamente inexistente e à morfologia da cidade que ajuda o encaminhamento das águas. Na Frente Ribeirinha, os fatores marinhos também podem interferir, se o nível da maré estiver elevado, associado ou não a *storm surge*, não permitindo o livre escoamento das águas pluviais.

2. Procedimentos metodológicos e técnicos

Em ambas as investigações foram seguidos procedimentos fundamentais da Hidrogeografia, nomeadamente: “o domínio dos conceitos-chave, o treino na inter-relação dinâmica dos fenómenos, a consciencialização das causas e consequências das questões-chave respeitantes à água (dinâmica fluvial) e da necessidade da sua abordagem sistémica” (Ramos, 2000:15).

As premissas do tempo e do espaço foram consideradas dimensões fundamentais nos estudos ligados aos cursos de água. No que respeita ao tempo, os fenómenos hidrológicos manifestam-se a diferentes escalas temporais (milénar, centenária, anual, mensal, diária e horária), estas últimas utilizadas nos casos apresentados, mediante informação quantitativa disponível. No que respeita ao espaço, nos estudos efetuados, a escolha de bacias hidrográficas como foco da análise tem importantes vantagens no plano da compreensão, análise e gestão das dinâmicas fluviais. Com efeito, as bacias hidrográficas funcionam como subsistemas, que se articulam com escalas territoriais mais vastas, com a vantagem de serem unidades fáceis de delimitar. As bacias hidrográficas são entidades territoriais essenciais na estruturação de um território, uma vez que o seu funcionamento resulta da interligação, complexa e específica, de fatores naturais e antrópicos. Nesse sentido, delimitaram-se as bacias hidrográficas, explicaram-se processos e formas da dinâmica fluvial relacionados com o seu funcionamento, avaliou-se a ocupação humana das bacias hidrográficas, refletiu-se sobre adaptações inerentes às condições naturais e ajustamentos antrópicos (Lavrador-Silva, 2002 e Oliveira, 2002).

Na interpretação da variação temporal e da diferenciação espacial dos fenómenos hidrológicos, e de acordo com a natureza dos estudos, foram utilizados métodos dedutivos, apoiados em técnicas estatísticas (descritiva e análises fatoriais). Utilizaram-se dados climatológicos, hidrológicos e demográficos, relativos ao escoamento fluvial e procedeu-se à análise quantitativa de caudais (irregularidade, variações estacionais, fenómenos extremos - cheias - e caudais sólidos), assim como foram analisados e cartografados impactes das dinâmicas geomorfológicas e hidrológicas nos leitos e margens dos cursos de água, ocupação humana dos mesmos e consequências no ordenamento das áreas ribeirinhas (Lavrador-Silva, 2002 e Oliveira, 2002).

Foram igualmente utilizados métodos indutivos nas duas dissertações acima referidas, nomeadamente a recolha de notícias de jornais alusivas aos fenómenos em estudo e a realização de trabalho de campo: a) inquérito para avaliação da perceção a cheias rápidas na Rib^a de Colares, reconhecimento das marcas deixadas pela subida rápida da água e verificação da ocupação do leito de cheias e margens; b) reconhecimento das marcas de proteção a inundações na área urbana de Lisboa (-Silva, 2002 e Oliveira, 2002).

No plano da representação, foram construídos mapas, quadros-síntese, esquemas e recorreu-se a imagens fotográficas, antigas e atuais (Tabela 1).

Tabela 1. Síntese metodológica comparativa: 1 – Bacia hidrográfica da Rib.ª de Colares; 2 – Bacias hidrográficas de Lisboa, com base em Lavrador-Silva, 2002 e Oliveira, 2002.

Objetivos	A questão ambiental	Risco de cheias rápidas (1)	Perigosidade de inundações urbanas rápidas (2)
Enquadramento teórico	Perspetiva ambiental	Integração das dimensões física e humana na análise do risco ambiental, em particular no risco de cheias rápidas e inundações urbanas (1 e 2)	
Avaliação do risco de cheias rápidas e inundações urbanas	Análise pericial	Identificação do problema recorrendo a fontes diversificadas: <ul style="list-style-type: none"> • <i>Dados quantitativos (indicadores e índices)</i> <ol style="list-style-type: none"> a. Climatológicos [temperaturas máx. e mín., médias, amplitudes térmicas: anual (1)]; regime pluviométrico anual (1 e 2); precipitação total da chuvada, precipitação máx. horária e duração da chuvada (2); b. Hidrológicos (regime hidrológico (1)); c. Demográficos (1 e 2): população absoluta, densidade populacional, evolução da população ao longo séc. XX). • <i>Informação gráfica e cartográfica (1 e 2):</i> <ol style="list-style-type: none"> a. Geomorfológica (cartas morfométricas, hipsométricas, declives, exposição) b. Climatológica (cartas sinóticas) c. Hidrológica (perfis hidrológicos) • Notícias jornais (1 e 2) 	
		Levantamento de campo: inquéritos (1) e marcas de proteção (2)	
		Levantamento de hipóteses explicativas (1 e 2)	
		Diagnóstico das condicionantes e dos locais: <ul style="list-style-type: none"> • Cartas de perigosidade e de vulnerabilidade (1 e 2) • Carta de perigosidade (SIG) (2) 	
Avaliação do risco de cheias rápidas	Estudo de percepção	Inquérito (locais, visitantes, diferentes faixas etárias e profissões): (1) <ul style="list-style-type: none"> • Identificação de níveis de risco (Modelo de BURTON, KATES e WHITE, 1978) • Identificação de grupos de risco (Análise Fatorial Correspondências) Construção da tipologia de sensibilidade ambiental (1)	
Aplicação		<ul style="list-style-type: none"> • Sugestões para o planeamento e ordenamento do território (1 e 2) • Colaboração da população na construção dos planos de ordenamento do território (1) • Campanhas de sensibilização ambiental (1) 	

3. Estudo pericial e de percepção de cheias rápidas na bacia hidrográfica da Rib^a de Colares

A bacia hidrográfica da R.^a de Colares localiza-se na Região Hidrográfica da Estremadura, concelho de Sintra (Lisboa). Apesar da pequena extensão (52,01 km²), esta bacia hidrográfica detém um importante património edificado e paisagens excecionais, encontrando-se a quase totalidade da integrada na Área Protegida de Sintra-Cascais (Dec. Lei nº 292/81), reclassificada posteriormente como Parque Natural Sintra-Cascais (Dec. Lei nº 19/93) (Figura 1). Este património e as populações residentes estão ameaçados pela ocorrência de cheias rápidas que historicamente provocaram prejuízos consideráveis.

Dos componentes físicos analisados – hidroclimático, litológico e morfométrico – a morfometria é o componente fundamental na perigosidade da bacia hidrográfica da Rib.^a de Colares às cheias rápidas. Acresce a grande circularidade da bacia hidrográfica (índice de Gravelius, $K_c=1,35$, Reis, 1996), a elevada compacidade das sub-bacias, com destaque para a de Nafarros-Mucifal ($K_c=1,29$, *in* Reis, 1996), a da R.^a da Várzea ($K_c= 1,35$, *in* Reis, 1996) e a de Cabriz, drenada pela R.^a de Almarge ($K_c=1,36$, *in* Reis, 1996), a da Vicente-Urca, drenada pela R.^a da Urca ($K_c=1,38$, *in* Reis, 1996) e a de Fontes, drenada pela R.^a dos Capuchos ($T_c=1,0$ h, Temez, *in* Reis, 1996 (Figura 2).

Somam-se mais fatores agravantes, nomeadamente: a dissimetria morfológica entre as duas margens da bacia hidrográfica da R.^a de Colares. Na margem esquerda, a reduzida permeabilidade do substrato magmático (granitos, sienitos, gabros, dioritos) faz aumentar o escoamento superficial que se concentra no fundo do vale, por vezes, obstruído na sequência da florestação da vertente norte da serra de Sintra que fornece material sólido, nomeadamente ramos e troncos. Na margem direita, mais baixa, larga e menos inclinada (declive médio=8,7%), apresenta um substrato de permeabilidade variável, com densidade de drenagem $D_d \leq 1$ km/km² nas litofácies mais permeáveis (arenosas e detríticas) e áreas mais planas, e $D_d > 5$ km/km² nas mais declivosas e com substrato menos permeável (níveis greso-argilosos e/ou de rochas metamórficas). A maior extensão dos cursos de água e a presença de níveis margo-argilosos na margem direita viabilizam a instalação de cursos de maior hierarquia: R.^a de Nafarros-Mucifal ($i=4$; $m=20$)⁴; R.^a de Almarge ($i=3$; $m=17$); R.^a da Várzea ($i=3$; $m=12$). Estas características da drenagem, bem como a maior compacidade destas sub-bacias, em parte resultante da importante largura da parte terminal dos fundos dos vales, contribuem para que os troços jusante destes tributários sejam críticos relativamente a inundações (Figura 3).

⁴ i – Hierarquia dos cursos de água (Strahler); m – Magnitude dos cursos de água (Shreve). Na rede hidrográfica da Rib^a de Colares, para i definiram-se 5 níveis de ordem e para m a classificação varia entre (1 e 174).

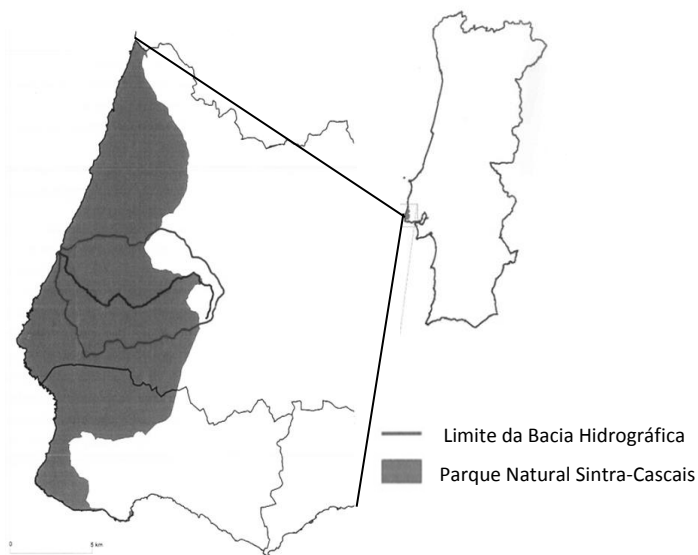


Figura 1. Localização da bacia hidrográfica da Rib.ª de Colares (Fonte: Lavrador-Silva, 2002, p.26).

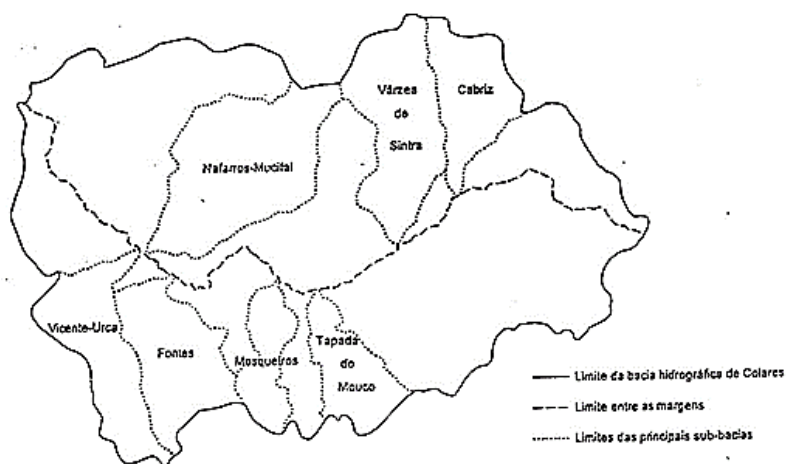


Figura 2. Principais sub-bacias da bacia hidrográfica da R.ª de Colares (Fonte: Reis, 1996, p.130).

Em termos de vulnerabilidade, o facto dos troços jusantes dos cursos de água serem particularmente perigosos a cheias rápidas agrava-se pela importante ocupação humana dessas áreas. Acrescem os elevados índices de impermeabilização resultantes da pressão urbanística, sobretudo nas cabeceiras da margem direita, incrementando o escoamento superficial e a aceleração da chegada da ponta de cheia na parte terminal desses cursos.

O estudo de percepção dirigiu-se maioritariamente a um universo inquirido jovem (40% com idades entre os 15 e os 19 anos), metade do qual residente na bacia hidrográfica (51%) ou em freguesias limítrofes (30%), embora 25% há menos de 10 anos. O grau de instrução dos respondentes é elevado (42% tem o 12º ano, ou habilitação superior), o que contrabalança com alguma falta de experiência ou de conhecimento relativamente ao território.

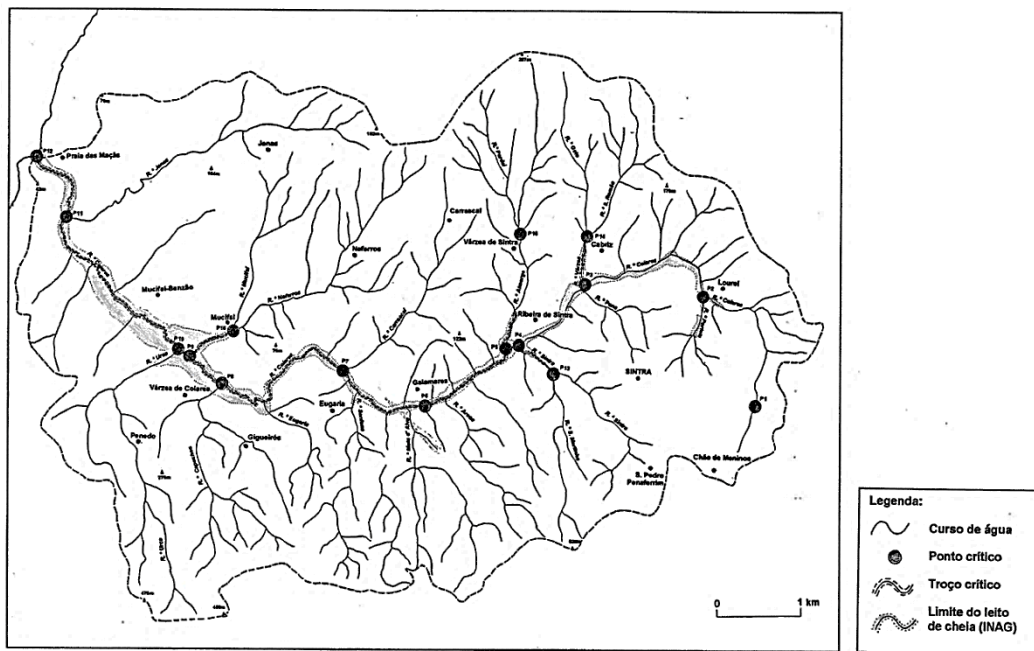


Figura 3. Troços e pontos críticos relativamente a cheias da bacia hidrográfica da R.^a de Colares (Fonte: Lavrador-Silva, 2002, p. 58).

Quanto à percepção do risco de cheias rápidas na Rib^a de Colares, os inquiridos consideram que os campos de cultura, o corredor fluvial, as estradas e as casas estão em risco médio ($nmp=2,9$)⁵. Essa avaliação é também explicitada por: recordação de datas com elevado grau de fiabilidade (95%), prejuízos inerentes a cheias na bacia hidrográfica (90%); identificação correta de lugares inundados (Várzea de Colares 47% e Mucifal 10%); ocorrência de depressões (33%) e de óbitos (27%). Enquanto ajustamentos ao fenómeno, os inquiridos que residem em leito de cheias (10% da amostra) possuem: seguros (47%); adaptações em portas e janelas (47%); casas assentes em pilares (27%).

⁵ nmp –nível médio de percepção de acordo com a escala de Likert [1 a 5].

A existência de casas em áreas de risco é justificada por: herança de um passado rural (79%); beleza da paisagem (46%); interesses económicos e turísticos (39%). As medidas de ação mais generalizadas são a chamada dos serviços de saneamento (93%), sendo significativa a disponibilidade para trabalhar na limpeza dos cursos de água (64%) e o financiamento de campanhas de prevenção (53%). Dos residentes em leito de cheia, 47% mostram tolerância a uma eventual mudança de residência, facto que comprova o médio/elevado grau de risco percecionado (Figura 4).

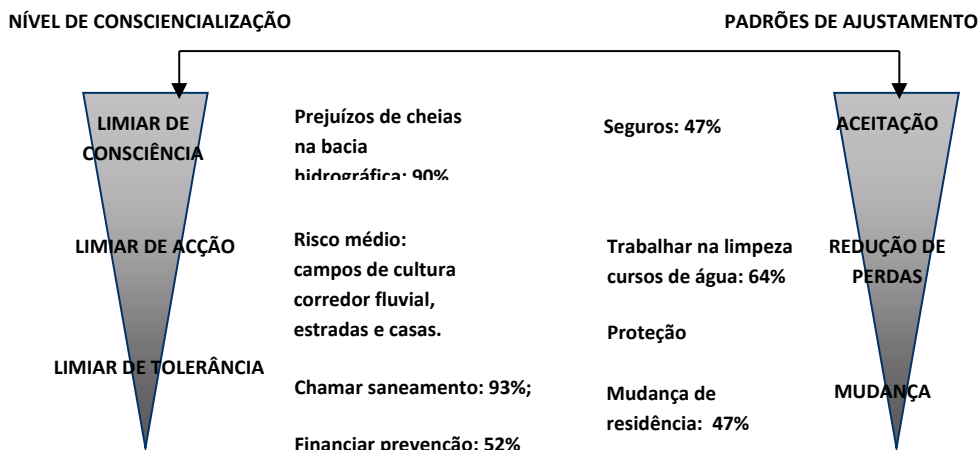


Figura 4. Resultados relativos à percepção do risco, de acordo com a Teoria de Adaptação a Perigos de Burton, Kates e White, 1978 (Fonte: Lavrador-Silva, 2003, p. 210).

Detetaram-se ainda diferenças nos níveis de percepção por género e classe etária. Os homens são mais conscientes e participativos relativamente ao risco de cheia, enquanto nos jovens, as raparigas têm níveis de percepção do risco de cheia mais próximos da média, o que não acontece com os rapazes, menos atentos a esta questão ambiental, provavelmente fruto da sua menor maturidade. Ao colocar o público na qualidade de agentes de ordenamento do território e atendendo à adequação da ocupação das áreas em risco de cheia da bacia hidrográfica em estudo, os respondentes sugerem o arranjo paisagístico das margens da R.ª de Colares (nmp=3,5), cafés e esplanadas (nmp=2,8) e a construção de ciclovias e pistas para passeios a pé (nmp=2,7).

4. Estudo das inundações urbanas na cidade de Lisboa durante o século XX

Na cidade de Lisboa ocorrem com frequência inundações que não se relacionam com o transbordo de cursos de água a céu aberto e que se podem classificar de urbanas, por ocorrerem em tecido urbano impermeabilizado, e rápidas, pela velocidade de formação

e propagação. O estudo realizado (Oliveira, 2002) abrangeu o período compreendido entre 1918/19 e 1997/98, no qual se registaram 420 ocorrências. As inundações são mais frequentes no outono (principalmente em novembro), mas a partir dos anos 70, diminuíram consideravelmente, ao mesmo tempo que aumentaram o volume total das chuvadas e a precipitação máxima horária que as desencadeiam. Tal facto resulta numa melhoria clara do sistema de drenagem subterrânea (efluentes e águas pluviais). A caracterização dos aspetos físicos da cidade (relevo e bacias de drenagem; Figura 5) e da malha urbana (tipos de nós e vias; Tabela 2), bem como a relação desta com a antiga rede de drenagem, permitiu destacar os fatores agravantes das inundações.

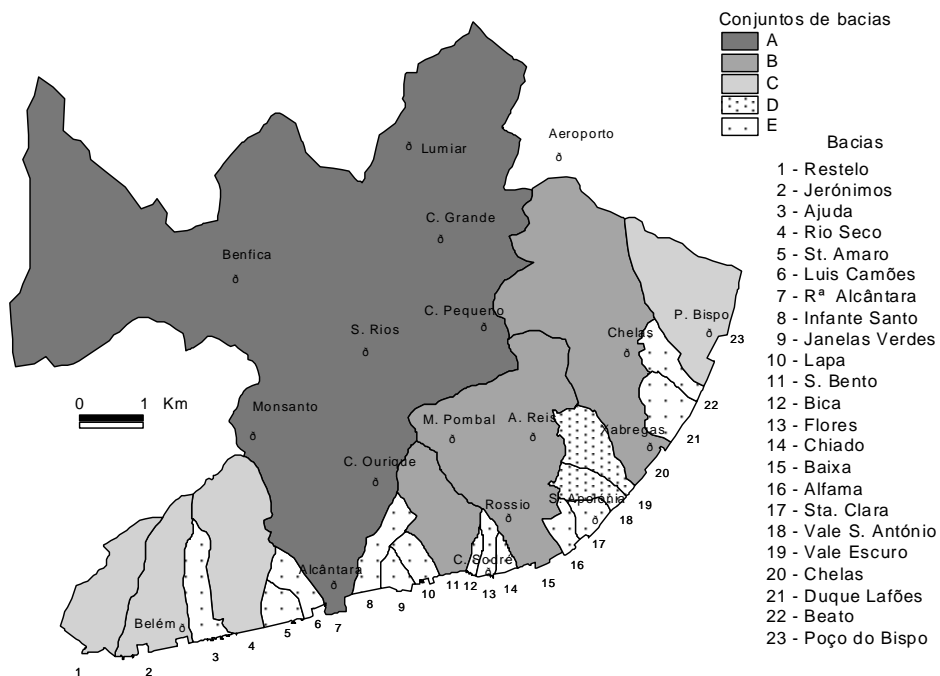


Figura 5. Conjuntos de bacias de drenagem da cidade de Lisboa com características morfométricas semelhantes (Fonte: Oliveira, 2003, p. 94).

A análise fatorial em componentes principais, aplicada à matriz dos dados relativos aos parâmetros morfométricos, mostrou que as bacias de grande dimensão e fraco declive se associam às de elevados valores do índice de Gravelius ($Kc < 1,6$, desnível, magnitude e hierarquia).

Os locais inundados mais perigosos localizam-se, principalmente, na Frente Ribeirinha, nos setores terminais das antigas linhas de água, em praças ou ruas recetoras do escoamento, dispostos perpendicularmente às antigas linhas de água, e em locais em que

existem barreiras artificiais ou micro-depressões resultantes da artificialização da superfície topográfica (Figura 6).

Tabela 2. Frequências dos locais inundados face aos fatores antrópicos agravantes das inundações na cidade de Lisboa (Fonte: Oliveira, 2002, p. 141).

Tipos	Subtipos	Nº	%
Praça/largo	Emissora	4	0,5
	Encaminhadora	39	5,0
	Recetora	23	2,9
Avenida/rua	Canalizadora	107	13,7
	Recetora	136	17,4
	Cruzamento	179	22,9
Posição da via face à antiga linha de água	Paralela	114	14,6
	Perpendicular	75	9,6
	Oblíqua	47	6,0
Áreas deprimidas artificialmente	Túneis	4	0,5
	Viadutos	1	0,1
	Outros	35	4,5
Barreiras artificiais	Muros/Prédios	17	2,2

Outros “locais-críticos” que subsistem por toda a cidade devem-se a problemas de entupimento ou deficiência de vazão do sistema de drenagem artificial, muitas vezes agravados pela urbanização e impermeabilização de novas áreas. Os locais de frequência muito elevada de inundações localizam-se Frente Ribeirinha, independentemente do micro-relevo que esta possa ter (talvegue ou micro-interflúvio). No entanto, essa perigosidade é reforçada (frequência de ocorrência > 80 inundações, entre 1918 e 1998) quando os lugares se localizam em áreas deprimidas, no setor terminal de antigas linhas de água, junto de barreiras artificiais e em ruas recetoras. O declive fraco permite ainda a acumulação das águas oriundas das áreas mais elevadas da cidade, que chegam pelas vertentes ou pelos fundos de vale. As cheias do Tejo são fatores agravantes das inundações na Frente Ribeirinha, nomeadamente em situações de maré alta ou de subida da maré e/ou com situações de *storm surge*, que podem provocar o "efeito de tampão" do escoamento em direção ao Tejo. Numa análise mais fina, foram identificados outros locais da cidade com elevada perigosidade às inundações (Figura 7).

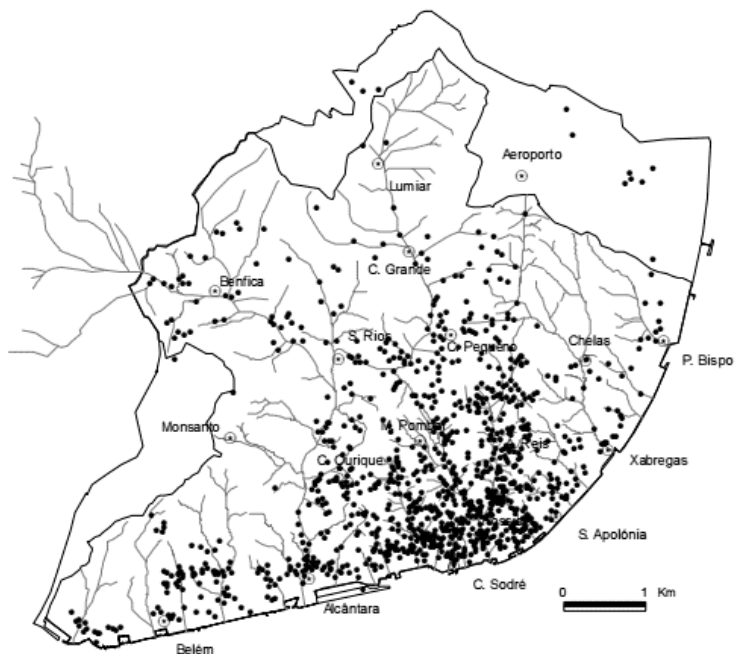


Figura 6. Posição dos locais inundados relativamente às antigas linhas de água da cidade de Lisboa (1918/19 a 1997/98) (Fonte: Oliveira, 2002, p. 139.).

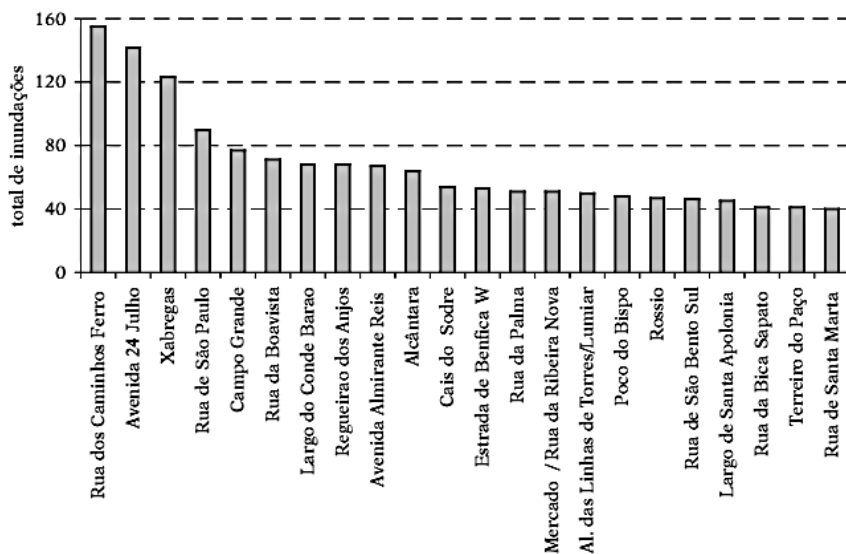


Figura 7. Locais de maior perigosidade da cidade de Lisboa, entre 1918/19 e 1997/98 (Fonte: Oliveira, 2002, p. 129.).

Esta informação foi completada com a análise das notícias de jornais, nas quais as inundações surgem apenas por bairros ou áreas inundadas, sobretudo após os anos 60. Deste facto surgiu a necessidade de agrupar os locais inundáveis identificados em áreas inundáveis, a fim de se poder analisar a evolução temporal das inundações por área/bairro, para a qual foi utilizada a análise fatorial de correspondências, a qual permitiu definir 5 tipos de áreas. (Tabela 3), que correspondem a posições topográficas distintas.

Tabela 3. Tipologia dos locais afetados pelas inundações na cidade de Lisboa
(Fonte: Oliveira, 2002, p.157).

Tipos de locais	Frequência de inundações	Outras características físicas	Características da malha urbana
1. Vertentes da Área Acidentada da cidade	Reduzida	Declives médios e fortes	Ruas canalizadoras Via oblíqua à antiga linha de água Viaduto Túneis
2. Interflúvios e vertentes da Área Planáltica	Médio-reduzida	-	Cruzamentos de ruas
3. Interflúvios da Área Acidentada	-	-	Praça emissora
4. Fundos de vale das Áreas Planáltica e Acidentada da cidade	-	Sobre antiga linha de água Linhas de água de hierarquia 1 e 3 Confluência de antigas linhas de água	Praça encaminhadora Vias paralelas às antigas linhas de água
5. Posicionados na Frente Ribeirinha	Muito elevada	Talvegues Micro-interflúvios Declives fracos Sector terminal da antiga linha de água Linhas de água de hierarquia 2 e 4	Ruas recetoras Praças recetoras Vias perpendiculares à antiga linha de água Barreiras artificiais Outras áreas deprimidas artificialmente

Esta metodologia permitiu a associação dos 488 locais inundados em 203 áreas.

A série de valores obtida foi dividida em quatro classes de frequência (as mesmas utilizadas para os locais, na Figura 8), o que permitiu definir, para os 80 anos estudados (1918/19 a 1997/98), as áreas da cidade com diferente perigosidade face às inundações (Tabela 4 e Figura 8).

Tabela 4. Perigosidade das áreas inundadas na cidade de Lisboa, no séc. XX
(Fonte: Oliveira 2003, p. 148)

Perigosidade	N.º Total de inundações (1918/19-1997/98)	Áreas	
		Total	%
Reduzida	3 a 9	122	60
Média	10 a 19	35	17
Elevada	20 a 39	26	13
Muito elevada	40 a 159	20	10

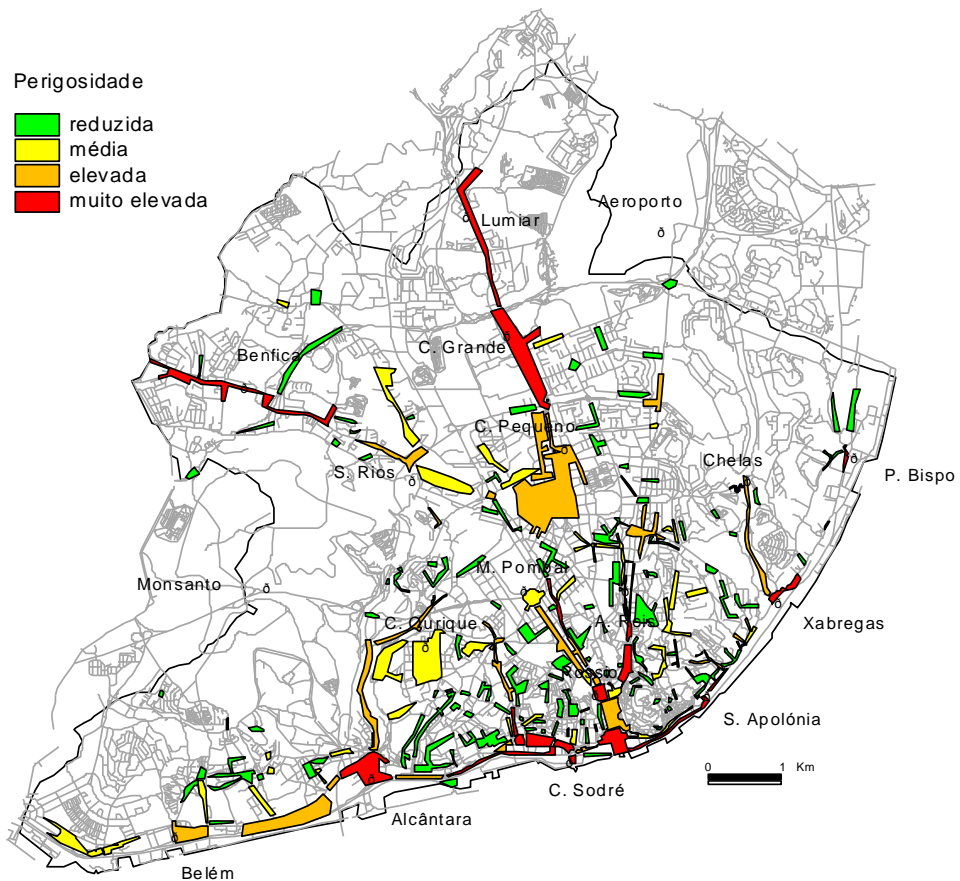


Figura 8. Áreas inundadas em Lisboa, no séc. XX, e respetiva perigosidade
(Fonte: Oliveira 2003, p.149)

5. Síntese conclusiva

A abrangência e carácter inovador das metodologias, das técnicas estatísticas e da representação cartográfica então utilizadas nos dois estudos permitiram analisar as bacias hidrográficas sob o ponto de vista natural e antrópico, obter resultados fiáveis e esclarecedores quanto à perigosidade face a cheias rápidas e a inundações urbanas e proceder à sua cartografia. Esses resultados e cartas têm aplicação no ordenamento e gestão das bacias hidrográficas em estudo, incluindo indicações úteis aos planos de urbanização e de saneamento básico, assim como relativos à ocupação das margens e áreas inundáveis.

Para a bacia hidrográfica da Rib.^a de Colares, o estudo de percepção permitiu ainda identificar lugares e áreas de maior vulnerabilidade e avaliar o risco de cheias rápidas. Os resultados foram relativamente satisfatórios, identificando-se níveis médios de consciencialização e de atuação dos respondentes, mais elevados para residentes na região. Contudo, detetaram-se diferenças significativas dentro do universo inquirido, com destaque para jovens do sexo masculino, novos residentes, resistentes a mudanças, pouco interventivos e/ou pouco sensíveis à segurança, identificados como grupos de risco. Nesse sentido, no plano da prevenção e da divulgação concluiu-se ser necessário desenvolver uma maior articulação entre técnicos, público, políticos, professores, educadores, acionando campanhas de prevenção e de sensibilização para as questões ambientais. Implicar e comprometer as populações, com destaque para os mais novos, na consciencialização e proteção ambiental é um passo determinante para a sustentabilidade e a qualificação dos territórios.

No que respeita à perigosidade às inundações urbanas, foi particularmente relevante a definição das classes de perigosidade e a sua repartição espacial. A Frente Ribeirinha (junto às desembocaduras das bacias da Ribeira de Alcântara, S. Bento, Bica, Flores, Baixa, Vale de Santo António e Chelas), o troço terminal do fundo do vale da Bacia de S. Bento, os troços intermédio e terminal da Bacia da Baixa e, ainda, os sectores superiores dos fundos de vale da Bacia da Ribeira de Alcântara (Estrada de Benfica e eixo Lumiar - Campo Grande) são as áreas com perigosidade mais elevada, na qual ocorreram pelo menos uma inundações de dois em dois anos até várias inundações por ano.

Conclui-se que, só conhecendo os mecanismos e as dinâmicas dos sistemas naturais e os constrangimentos que sofrem com as intervenções e as práticas humanas, é possível respeitar os valores ambientais dos territórios. Estudos como os que aqui se apresentam pretendem contribuir para conhecer o funcionamento dos sistemas biofísicos, assegurar a sustentabilidade dos territórios e promover uma melhor qualidade de vida e bem-estar às populações.

Bibliografia

- Basu, M. (2017). *Multidisciplinary Nature of Environmental Studies*, Fundamentals of Environmental Studies, Cambridge University Press, U.K.
- Bernardo, M. F. (1995). *Percepção do Risco de Cheias: Área Urbana de Setúbal*. Ministério do Planeamento e Administração do Território, Secretaria de Estado da Administração Local e Ordenamento do Território, Lisboa.
- Brandão, C., Rodrigues, R. e Costa, J.P. (2004 e 2005) – Situações Hidrológicas Extremas: precipitações intensas e caudais de cheia. As Cheias em Portugal. *Estar Informado e Preparado. Por um mundo mais seguro no século XXI*. Publicação disponibilizada no portal do SNIRH (<http://snirh.pt>, consultado em outubro 2018).
- Burton, I., Kates, R.W. e White, G. F. (1993). *The Environment as Hazard*. Oxford University Press, U.K.
- Câmara Municipal de Sintra (2014). *Dinâmicas demográficas e habitacionais*. Concelho Social de Ação Local, Sintra.
- Carvalho, I. (2013). *Impactes do Storm Surge em Portugal continental. Do clipping da imprensa regional aos dados oceanográficos*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território, IGOT, FLUL, Lisboa.
- Granger, D. e Lebart, L. (1993). *Traitements Statistiques des Enquêtes*. Dunod, Paris.
- Lavrador-Silva, A.L. (2002). *Avaliação das Paisagens da Bacia Hidrográfica da Ribeira de Colares – Estudo Geográfico e de Percepção Ambiental*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, FLUL, Lisboa.
- Lavrador-Silva, A.L. (2003). Perigosidade e Risco de Cheias na Bacia Hidrográfica da Ribeira de Colares. *Atas do III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território*, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Minho, 2003:210.
- Leone, F., Asté, J.P. e Leroi, E. (1996). Vulnerability assesement of elements exposed to mass-movement (MM): working toward a better risk perception. *Landslides*, Sunneset Ed.pp. 263-268.
- Lima, L. (1995). Viver o Risco: abordagens da Psicologia Social Ambiental. *Inforgeo*, 9-10: 39-54.
- Lima, L. (2000). Atitudes: Estrutura e Mudança. *Psicologia Social*, Fundação Calouste Gulbenkian, 4ª Ed., Lisboa: 187-226.
- Oliveira, P. (2002). *Inundações na cidade de Lisboa – Estudo de Geografia Física*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente, FLUL, Lisboa.
- Oliveira, P. (2003). *Inundações na Cidade de Lisboa. Estudo de Hidrogeografia Urbana*. CEG, Linha de Investigação em Dinâmica Litoral e Fluvial. Lisboa.
- Ramos, C. (1987). A influência das situações sinópticas anticiclónicas no regime de precipitação em Portugal. *Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia*, Vol. XXII, nº43, CEG, Lisboa, pp. 5-38.
- Ramos, C. (1993) – *As cheias de Dezembro de 1989 em pequenas bacias-vertente da margem direita do baixo Tejo*. Estudos de Geografia Física e Ambiente, CEG, Linha de Acção de Geografia Física, Rel. nº32, Lisboa, p.119-132.

Ramos, C. (1994). *Condições Geomorfológicas e Climáticas das Cheias da Ribeira de Terra e de Rio Maior (Bacia Hidrográfica do Tejo)*. Dissertação de Doutoramento em Geografia, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Ramos, C. (2000). *Programa de Hidrogeografia*. Linha de Investigação em Dinâmica Litoral e Fluvial, CEG, FLUL, Lisboa.

Reis, E. (1996). *Aplicação dos Sistemas de Informação Geográfica na Análise Morfométrica das Bacias Hidrográficas*. Dissertação de Mestrado em Hidráulica e Recursos Hídricos, IST, Lisboa.

Ventura, J. E. (1987). As gotas de ar frio e o regime da precipitação em Portugal. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, CEG, p. 39-69.

Ventura, J.E. (1996). *Aspectos da distribuição espacial das chuvas no sul de Portugal*. CEG, Linha de Ação em Geografia Física e Ambiente, Relatório nº 36, Lisboa.

Tuan, Y.F. (1988). Language and the Making of Place: a Narrative – descriptive approach. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 81, 1, pp. 684- 696.

AS BACIAS HIDROGRÁFICAS DO SETOR LESTE DA SERRA DE GRÂNDOLA: COMPORTAMENTO HIDROLÓGICO DAS RIBEIRAS DE CORONA E DE GRÂNDOLA

Eusébio Reis¹

Resumo

Neste estudo é efetuada a análise do comportamento hidrológico das ribeiras de Grândola e de Corona, assente em dados disponíveis em estações hidrométricas situadas em duas sub-bacias hidrográficas de referência, assim como em estações climatológicas situadas nessas sub-bacias e área envolvente. A análise baseia-se apenas na utilização de dados diários e horários (médios e instantâneos), a partir dos quais se analisam diversas componentes do regime fluvial das duas ribeiras, mas também a relação entre escoamento e precipitação para várias escalas temporais.

O comportamento hidrológico das ribeiras de Corona e de Grândola em períodos curtos manifesta-se diferenciado em vários aspetos, como resultado dos diferentes graus de importância que os fatores de escoamento assumem nas duas bacias hidrográficas. Não obstante as duas ribeiras possuírem características semelhantes ao nível da magnitude dos caudais mais elevados e, até, do tempo de resposta, as diferenças fundamentais estabelecem-se na fase de decréscimo dos caudais. Apesar da menor permeabilidade e menor densidade do coberto vegetal da bacia hidrográfica, a ribeira de Corona possui um tempo de concentração substancialmente maior, resultante de um escoamento direto mais lento, mas também por influência de uma maior capacidade de armazenamento. Este facto traduz-se também num decréscimo menos acentuado dos caudais após o pico de escoamento e, principalmente, numa curva de esgotamento suave, em que os caudais são sempre bastante superiores aos da ribeira de Grândola e se mantêm por mais tempo ao longo do ano.

Palavras-chave: comportamento hidrológico; relação entre escoamento e precipitação; tempo de resposta; curvas de esgotamento; serra de Grândola

1. Introdução

Neste estudo procede-se à análise do funcionamento hidrológico das bacias hidrográficas das ribeiras de Grândola e de Corona. A caracterização hidrológica é baseada em dados disponíveis para duas estações hidrométricas, uma em cada ribeira, com as quais se definem duas sub-bacias hidrográficas de referência.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa. eusebioreis@campus.ul.pt

A análise incide em duas componentes temporais: por um lado, a caracterização do regime fluvial das duas ribeiras, com base nos dados diários e máximos instantâneos (o tratamento das séries anuais e mensais não foi aqui efetuada, por limitação de dimensão do trabalho); por outro, uma caracterização do escoamento no período 2001/02 a 2004/05, baseada em dados diários e horários. A seleção desta última série, de apenas 4 anos, resulta da disponibilidade de dados pluviométricos com periodicidade de registo adequado aos objetivos do trabalho. É ainda feita uma análise da relação entre escoamento e precipitação para várias escalas temporais.

As duas bacias hidrográficas situam-se na margem esquerda da bacia hidrográfica do rio Sado. Assim, podem ser enquadradas a oeste pelo interflúvio principal da serra de Grândola, correspondente ao alinhamento norte-sul do topo mais elevado e mais extenso desta serra, drenando daí para leste até confluírem com o rio Sado (Figura 1).

São bacias hidrográficas relativamente pequenas (Tabela 1) as quais ocupam, em conjunto, apenas 6,3 % da bacia hidrográfica do rio Sado. A estação de Ponte Vale Joana (PVJ) define uma sub-bacia com 194,6 km²; a estação de Moinho de Bravo (MB), situada próximo da confluência com o rio Sado, define uma sub-bacia com 218,2 km².

Na bacia hidrográfica da ribeira de Grândola, a estação de PVJ delimita um troço com 33 km de extensão, e com uma variação de altitude de 323 a 23 metros; na bacia hidrográfica da ribeira de Corona a estação MB delimita um troço com 40 km, e com uma variação de altitude de 289 a 25 metros.

Em ambas as sub-bacias hidrográficas domina o substrato geológico constituído por xistos e grauvaques (64,3 % em Grândola e 87,1 % em Corona), enquanto as coberturas detríticas são relativamente pouco relevantes (23,5 % em Grândola e 8,5 % em Corona).

Tabela 1. Síntese das características das bacias hidrográficas das ribeiras de Grândola e de Corona, e das respetivas sub-bacias definidas pelas estações hidrométricas de Ponte Vale Joana (PVJ) e Moinho do Bravo (MB).

Parâmetros	Grândola		Corona	
	Total	PVJ	Total	MB
Área (km ²)	262,0	194,6	221,4	218,2
Kc	1,51	1,42	1,46	1,48
Cc (km)	40,9	33,1	40,3	39,9
Dd (km/km ²)	5,6	6,7	8,1	8,2
D _{med} (°)	3,4	5,3	4,1	4,1
H/A (m/km ²)	1,19	1,54	1,22	1,21
T _c (horas)	13,0	10,7	13,2	13,1

Kc: coeficiente de compacidade; Cc: extensão da ribeira para montante da secção; Dd: densidade de drenagem; D_{med}: declive mediano; H/A: amplitude altimétrica específica; T_c: tempo de concentração

Os tipos de solos são essencialmente litossolos (quase 50 % da área), principalmente nas áreas mais declivosas da serra, dando lugar a solos mediterrâneos (21 %) quando os declives são mais suaves.

Assim, ambas as sub-bacias apresentam essencialmente condições de permeabilidade baixa a muito baixa. Para uma descrição aprofundada das duas sub-bacias ver Reis (2006).

O regime fluvial das duas ribeiras reflete a sua localização no Sul de Portugal, com comportamento que acompanha de perto o ritmo da precipitação. Estas características, já amplamente descritas (Quintela, 1967; Daveau, 1977; Ramos, 1994), põem em evidência a oposição entre uma estação húmida, que se prolonga sensivelmente de outubro a maio, com escoamento elevado, e uma estação de estiagem bem marcada, coincidente com a totalidade do Verão mas que, com frequência, é antecipada pelo final da Primavera e se estende pelo início do Outono. Na primeira, os coeficientes mensais do caudal são superiores a 2 ou 3, para a generalidade das ribeiras, de dezembro a fevereiro ou março, e os episódios associados a caudais elevados, por vezes violentos, ocorrem com frequência. Na estação seca, a estiagem leva quase invariavelmente ao desaparecimento do escoamento nas pequenas ribeiras e, não raramente, outras de maior dimensão possuem, nesta altura, caudais quase nulos.

2. Os dados hidrométricos e climáticos

Nas bacias hidrográficas das ribeiras de Grândola e de Corona existem 2 estações hidrométricas: Ponte Vale Joana (PVJ), no setor intermédio da ribeira de Grândola, e Moinho do Bravo (MB), no setor jusante da ribeira de Corona, a poucas centenas de metros da confluência com o rio Sado (Figura 1).

A estação hidrométrica de Moinho do Bravo (ribeira de Corona) é a única com uma série extensa (Tabela 2); os registos iniciaram-se em janeiro de 1934 e terminaram em setembro de 1990, com uma interrupção de novembro de 1960 a maio de 1975 e com lacunas importantes na maior parte do ano hidrológico de 1975/76. Esta série encontra-se disponível para o escoamento (mensal e anual) e para o caudal (médio diário e máximo instantâneo anual); os dados referentes ao nível de água, tanto os valores médios diários como os máximos instantâneos anuais, apenas estão presentes na base de dados do SNIRH a partir do início do ano hidrológico de 1978/79.

No caso da estação hidrométrica de Ponte Vale Joana (ribeira de Grândola), a série é bastante mais curta (Tabela 2), visto que os registos se iniciaram em outubro de 1983, mas com uma lacuna correspondente ao ano hidrológico de 1986/87, e terminaram em setembro de 1990. Neste período encontram-se disponíveis os caudais e escoamento, enquanto o nível da água se inicia apenas em janeiro de 1985.

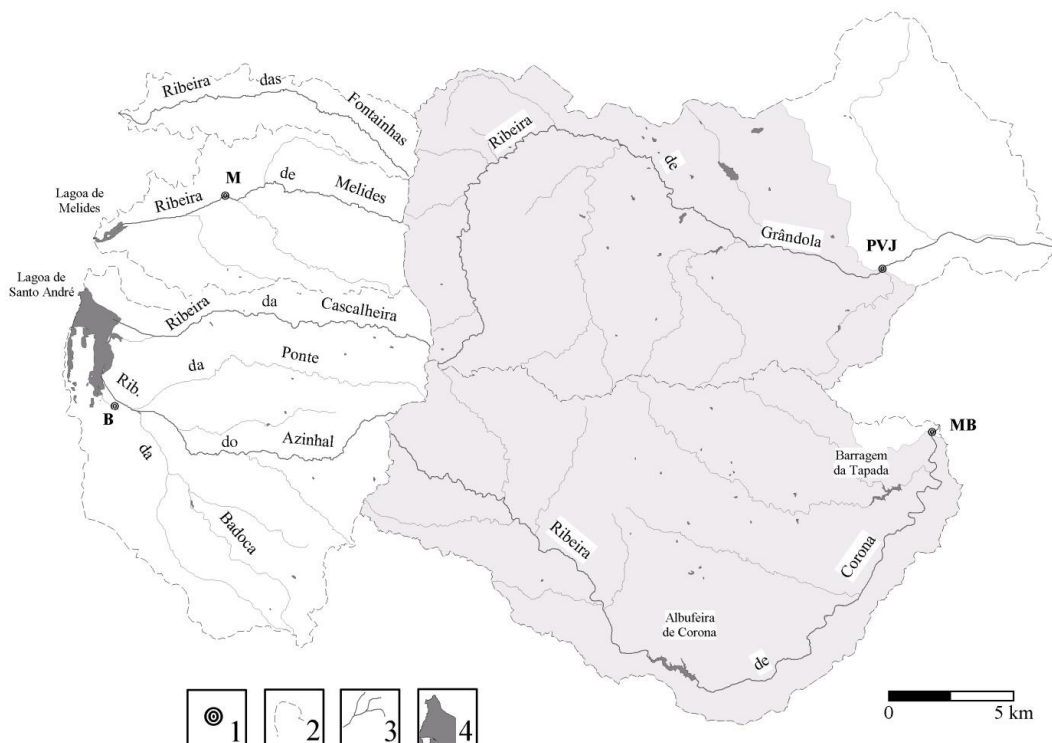


Figura 1. Localização das estações hidrométricas das bacias hidrográficas das ribeiras de Grândola e de Corona. 1 - estação hidrométrica (MB: Moinho do Bravo; PVJ: Ponte Vale de Joana); 2 - limite de bacia hidrográfica; 3 - cursos de água; 4 - lagoas e albufeiras.

Tabela 2. Características dos dados disponíveis para as estações hidrométricas de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo.

Estação		Períodos disponíveis				
Nome	Código	\bar{N} (diário)	\bar{Q} (diário)	Escoamento	$N_{i_{max}}$	$Q_{i_{max}}$
Ponte Vale Joana (PVJ)	25G/04	Out 1983 a Set 90	Out 1983 a Set 90	Out 1983 a Set 90	Jan 1985 a Dez 89	Jan 1985 a Dez 89
Moinho do Bravo (MB)	25G/02	Out 1978 a Set 90	Dez 1933 a Set 90	Jan 1934 a Set 90	Fev 1979 a Dez 89	Dez 1934 a Dez 89

\bar{N} : nível hidrométrico médio diário; \bar{Q} : caudal médio diário; $N_{i_{max}}$ e $Q_{i_{max}}$: nível e caudal máximos instantâneos anuais

Estas duas estações, depois de um período sem funcionamento (ou indisponibilidade de dados), passaram a funcionar como estações hidrométricas automáticas, a partir de agosto e abril de 2001, respetivamente; no entanto, para qualquer destas estações,

apenas se encontra disponível, neste período, a informação respeitante ao nível instantâneo, registado com frequência horária, não tendo sido definidas quaisquer curvas de vazão que possibilitem obter os dados de caudal instantâneo.

Deste modo, e tendo em conta as diversas limitações apresentadas pelos dados, a caracterização do regime fluvial será efetuada essencialmente com base na informação da estação de Moinho do Bravo, para o período de 1934 a 1990. Essa caracterização é complementada com os dados da estação de Ponte Vale Joana, que permitem uma comparação entre o comportamento hidrológico das duas ribeiras.

Por sua vez, a utilização dos registos horários do nível instantâneo, a partir de outubro de 2001, levanta vários problemas, visto que as alturas de água em secções distintas não são diretamente comparáveis. Ademais, constatou-se a existência de largos períodos com dados incorretos nas duas estações.

Quanto aos dados da precipitação, foi utilizado um conjunto de estações que enquadra as duas bacias hidrográficas, nomeadamente (Figura 2): Grândola (a norte), Serra de Grândola/Malhadal (a oeste); Azinheira de Barros (a leste); e São Domingos (a sul). Adicionalmente, a estação de Herdade de Ribeira Abaixo, situada próxima do interflúvio entre as duas sub-bacias, foi também utilizada como complemento das restantes. A descrição pormenorizada destas estações pode ser encontrada em Reis (2006).

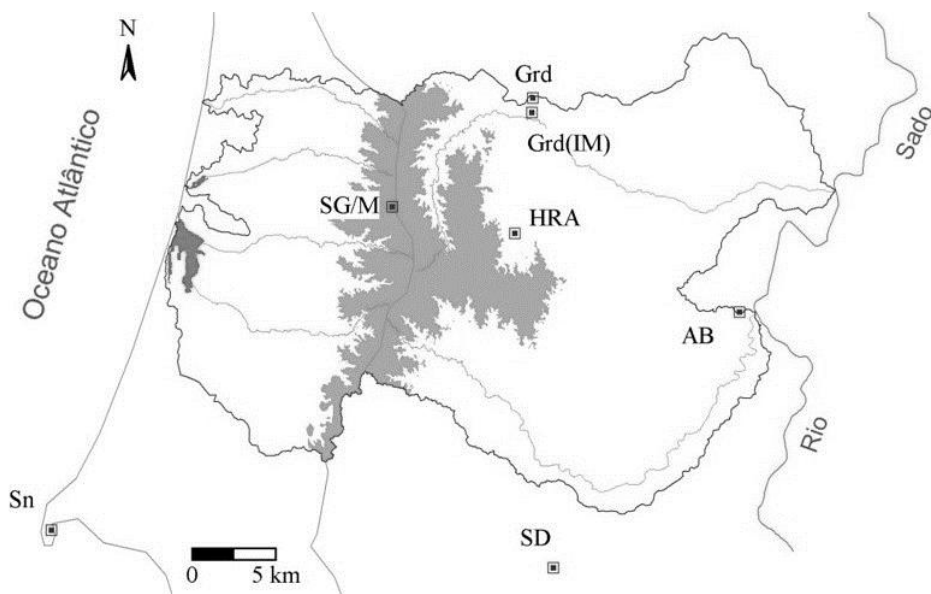


Figura 2. Localização das estações climáticas e udométricas nas bacias hidrográficas das ribeiras de Grândola e de Corona e área envolvente. Estação automática: Sines (Sn); Serra de Grândola/Malhadal (SG/M); Grândola (Grd); Grândola/Instituto Meteorológico (Grd(IM)); Herdade de Ribeira Abaixo (HRA); Azinheira de Barros (AB); São Domingos (SD).

A análise conjunta de diversos elementos do comportamento hidrológico nas duas ribeiras exige dados quantitativos que sejam diretamente comparáveis e que sejam fiáveis. A inexistência de curvas de vazão para o período 2001/02 a 2004/05 e a presença de dados incorretos, levou à necessidade de procedimentos para obtenção dessas curvas e para validação das séries de dados. Os procedimentos e problemas associados a estes processos estão descritos detalhadamente em Reis (2006).

Apesar disso, não foi possível a utilização de qualquer dos anos hidrológicos por inteiro. Optou-se, assim, de forma a não excluir a totalidade da informação, por selecionar períodos que, sendo considerados de fiabilidade elevada, permitissem a análise de episódios isolados e a comparação com a demais informação disponível (Tabela 3).

Tabela 3. Dias selecionados nas estações hidrométricas de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo para o período 2001/02 a janeiro de 2004/05, após a avaliação da qualidade dos dados.

Anos	Meses	Dias		Anos	Meses	Dias	
		PVJ	MB			PVJ	MB
2001/02	Out	1 – 11	-	2003/04	Out – Dez	Todos	
	Nov	-	-		Jan	-	Todos
	Dez	10 – 31	-		Fev	21 – 29	-
	Jan	1 – 9	22 – 31		Mar – Abr	Todos	
	Fev	-	-		Mai – Set	-	-
	Mar	-	11 – 21		2004/05	Out	Todos
	Abr	-	1 – 13	Nov		-	1 - 7
	Mai – Set	-	-	Dez		Todos	1 – 8
			Jan	-		-	
2002/03	Out	-	-				
	Nov	12 – 30					
	Dez – Jan	Todos					
	Fev	15 – 28					
	Mar	1 – 15	-				
	Abr	10 – 30					
	Mai – Set	Todos					

3. Relação entre escoamento e precipitação

A grande dependência dos cursos de água das pequenas bacias hidrográficas em relação à precipitação manifesta-se nas oscilações diárias e horárias dos caudais, que tendem a traduzir, com notável fidelidade, a duração e intensidade das chuvadas, em particular quando a bacia possui um substrato pouco permeável, como é o caso.

Partindo deste pressuposto, efetuou-se uma análise da relação entre o escoamento e a precipitação com base na comparação entre episódios com duração igual ou inferior a 24 horas, para o período 2001/02 a 2004/05. Procedeu-se inicialmente à comparação dos valores de precipitação para diferentes durações, em 41 chuvadas associadas a igual

número de eventos de escoamento (a maior parte deles comum às duas bacias hidrográficas), selecionados com vista à análise do comportamento hidrológico das ribeiras de Grândola e de Corona.

Para o efeito, utilizou-se a precipitação diária correspondente ao dia da ocorrência do pico de escoamento, e foram calculadas as precipitações acumuladas nas 24 horas anteriores a esse evento e, dentro deste período, as precipitações acumuladas máximas em 12, 6, 2 e 1 horas.

3.1. Relação entre precipitações com duração de 1 a 24 horas

O interesse na comparação entre diferentes durações das chuvadas, em particular para episódios iguais ou inferiores a 24 horas, reside na sua importância para o conhecimento das características do escoamento nas bacias hidrográficas de menores dimensões. Deste modo, as precipitações que se prolongam, de forma contínua ou divididas em várias chuvadas, ao longo de períodos curtos, de poucas horas, assumem um papel relevante no escoamento destas ribeiras. Muitas destas, em especial as de menor dimensão e com hierarquia mais baixa, possuem um funcionamento ocasional, frequentemente apenas desencadeado pelas chuvadas mais fortes. Quer isto dizer que a abordagem baseada na precipitação diária, que geralmente constitui a escala temporal mais fina utilizada para análise da maior parte das bacias hidrográficas, raramente é adequada para este tipo de bacias.

A síntese dos resultados do grau de associação entre as chuvadas de diferentes durações para as estações de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e Herdade de Ribeira Abaixo (HRA), as únicas com dados horários disponíveis para o conjunto dos hidrogramas selecionados nas duas bacias hidrográficas, são apresentados na Tabela 4. Destacam-se os seguintes aspetos para o conjunto da informação:

- relação muito fraca entre a precipitação diária e todas as restantes durações;
- relação extremamente forte entre as precipitações com duração 12 e 24 horas;
- relação forte ou muito forte entre precipitações com durações 6 e 12 horas e 1 e 2 horas;
- relação fraca a moderada entre a duração 1 h e as durações 6, 12 e 24 horas, e moderada a forte para os restantes casos;
- comportamento muito similar entre as duas estações climatológicas e entre os eventos de precipitação associados ao escoamento em ambas as bacias hidrográficas.

Tabela 4. Valores do coeficiente de determinação (R^2) entre diferentes durações de precipitação nas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e Herdade de Ribeira Abaixo (HRA), associadas ao conjunto (n) de hidrogramas selecionados para as estações hidrométricas de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo.

		SG/M					SG/M						
		Dia	24 h	12 h	6 h	2 h	1 h	Dia	24 h	12 h	6 h	2 h	1 h
HRA	Dia		0,05	0,05	0,09	0,19	0,11		0,13	0,11	0,14	0,18	0,16
	24 h	0,22		0,96	0,89	0,66	0,49	0,33		0,96	0,88	0,58	0,49
	12 h	0,18	0,99		0,93	0,67	0,48	0,34	0,98		0,91	0,58	0,45
	6 h	0,29	0,83	0,86		0,78	0,53	0,41	0,86	0,89		0,79	0,62
	2 h	0,43	0,63	0,65	0,85		0,83	0,38	0,64	0,63	0,80		0,88
	1 h	0,38	0,44	0,46	0,61	0,88		0,35	0,48	0,47	0,60	0,90	
		Ponte Vale Joana (n=27)					Moinho do Bravo (n=28)						

A fraca relação entre a precipitação diária e as restantes durações é esperada. De facto, o dia civil separa frequentemente os episódios de precipitação e transmite uma noção deturpada da sua duração e intensidade. Dependendo da hora em que ocorre o pico de escoamento, o dia incorpora, muitas vezes, valores de precipitação ocorridos posteriormente àquele evento, os quais só terão reflexo no escoamento do dia seguinte. Mesmo quando se consideram os totais do dia anterior à ocorrência do caudal de ponta, pode-se assistir a desfaseamentos consideráveis entre as duas ocorrências. Uma parte da precipitação pode ter caído no início de um dia e não se manifestar diretamente no pico de escoamento do dia seguinte.

Por outro lado, a relação entre as precipitações em 24 e 12 horas assume uma relevância particular. A grande proximidade dos valores do coeficiente de determinação encontrados para as chuvadas associadas aos hidrogramas nas duas bacias hidrográficas permite que seja efetuada a sua análise conjunta para cada estação climatológica (Figura 3). Como se pode observar pelas equações da reta de regressão, a forte relação entre as duas durações tem correspondência também ao nível dos quantitativos de precipitação. Conclui-se, assim, que, em média, num período de 24 horas a precipitação ocorre na sua quase totalidade concentrada em apenas 12 horas consecutivas.

No mesmo sentido, é interessante verificar a forte relação que existe entre as precipitações ocorridas em 24 e 6 horas, apesar da grande diferença de duração, e, em particular, entre as ocorridas em 12 e 6 horas. No primeiro caso, o coeficiente de determinação é sempre igual ou superior a 0,83 e só numa das situações fica abaixo de 0,86; no segundo caso, os valores são superiores a 0,86 e situam-se acima de 0,9 em Serra de Grândola/Malhadal. A confirmação destas características fornece duas indicações importantes: a maior parte da precipitação ocorrida em períodos de 24 e 12 horas

concentra-se em apenas 6 horas, ou seja, mesmo para pequenas bacias hidrográficas são raras as situações com precipitação intensa com duração superior ao do tempo de concentração; fora deste período de 6 horas as precipitações são essencialmente descontínuas e/ou de intensidade bastante mais fraca. É de realçar que o grau de associação entre a precipitação em 24, 12 e 6 horas é, em geral, bastante próxima ou superior à que pode ser encontrada entre 1 e 2 horas, apesar destas possuírem uma duração bastante próxima.

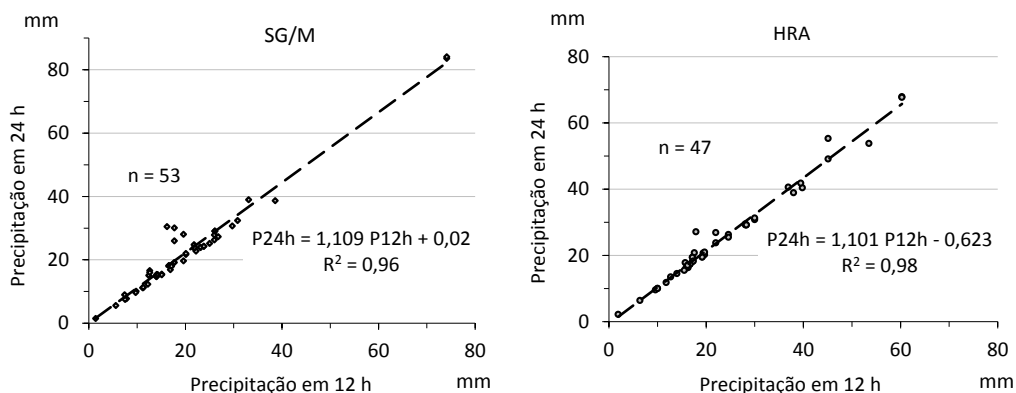


Figura 3. Relação entre as precipitações com duração 12 e 24 horas nas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e Herdade de Ribeira Abaixo (HRA).

3.2. Relação entre caudais instantâneos e precipitação

Quando se considera o grau de relação entre eventos de precipitação e de escoamento bastante circunscritos no tempo, a análise adquire maior dificuldade, pois são em maior quantidade os fatores a considerar, assim como mais complexa a interação que se estabelece entre eles. Se, por um lado, a análise individual dos hidrogramas em comparação com os períodos de precipitação permite encontrar uma relação quase sempre evidente entre estes dois fenómenos, por outro, o confronto direto entre os conjuntos de valores de precipitação e de caudal mais elevados não se traduz num grau de associação suficientemente forte, pelo que é necessário recorrer a outros fatores para encontrar explicações para as diferenças observadas.

Da síntese presente na Tabela 5 salientam-se os seguintes aspetos:

- os valores ligeiramente superiores em Ponte Vale Joana em relação a Moinho do Bravo;
- a relação mais forte que se estabelece em ambas as estações anteriores com Serra de Grândola/Malhadal em comparação com Herdade de Ribeira Abaixo;

- a fraca relação entre os picos de escoamento e as precipitações com menor duração, muito fraca quando se considera a estação climatológica de Herdade de Ribeira Abaixo;
- a relação moderada entre os picos de escoamento e as precipitações de duração mais elevada, em particular de 12 e 24 horas, e de forma mais evidente com a estação climatológica de Serra de Grândola/Malhadal;
- a inadequação da utilização das precipitações diárias para este tipo de análise.

Tabela 5. Valores do coeficiente de correlação (r) entre diferentes durações de precipitação nas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e Herdade de Ribeira Abaixo (HRA) e o conjunto (n) de picos de escoamento presentes nos hidrogramas selecionados para as estações hidrométricas de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo.

	Ponte Vale Joana (n=27)						Moinho do Bravo (n=28)					
	Dia	24 h	12 h	6 h	2 h	1 h	Dia	24 h	12 h	6 h	2 h	1 h
SG/M	-0,2	0,74	0,75	0,71	0,53	0,45	-0,1	0,71	0,72	0,68	0,52	0,43
HRA	-0,2	0,63	0,64	0,44	0,29	0,18	-0,1	0,52	0,49	0,3	0,22	0,16

Os valores da Tabela 5 vão, assim, ao encontro das conclusões obtidas através da relação entre precipitações com diferentes durações e, ainda, dos tempos de concentração calculados para as duas sub-bacias. De facto, se tivermos em conta que quase toda a precipitação em 24 horas se concentra em apenas 12 horas, e que esta última duração é da mesma ordem de grandeza do tempo de concentração das sub-bacias, é compreensível que os valores de correlação mais fortes se estabeleçam entre os caudais de ponta e estas duas durações de precipitação. A atestar este facto, estão também os valores de correlação obtidos com a duração de 6 horas que, embora ligeiramente mais baixos, se situam muito próximos dos anteriores na estação de Serra de Grândola/Malhadal, o que está de acordo, portanto, com a forte relação que existe entre as precipitações com duração de 12 e 6 horas.

Todavia, os dados traduzem outra evidência: existe uma fração importante dos eventos de escoamento que não pode ser explicada através da comparação direta com os valores das chuvadas. As condições antecedentes à ocorrência de precipitação são, assim, essenciais para o conhecimento da sua influência na variação do escoamento. São estas que condicionam a capacidade de retenção da água por parte da bacia hidrográfica e que, por acréscimo, permitem calcular qual a fração da precipitação que fica disponível para gerar escoamento direto (precipitação útil).

Deve-se ainda ter em consideração que os resultados obtidos refletem, também, a localização das estações climatológicas no contexto das bacias hidrográficas. Na verdade,

os valores de correlação mais baixos para os eventos em Moinho do Bravo poderão encontrar justificação no facto de nenhuma das duas estações climatológicas se situar na bacia hidrográfica de Corona. Por outro lado, a menor relação que se estabelece entre os eventos de escoamento e as chuvadas na Herdade de Ribeira Abaixo constitui uma indicação de que os quantitativos de precipitação refletidos por esta estação possuem maior influência na parte sul da bacia hidrográfica de Grândola e na parte norte da bacia de Corona, contribuindo essencialmente para o escoamento das ribeiras neste setor. Se atendermos ainda ao facto de que existe um desfasamento entre a precipitação nas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal e da Herdade de Ribeira Abaixo (Reis, 2006), por vezes superior a 6 horas, é compreensível que a conjugação destas situações resulte numa menor evidência entre os valores alcançados pelo pico de caudal para cada período de precipitação.

4. O regime fluvial: aspetos particulares

A dependência dos cursos de água das pequenas bacias hidrográficas em relação à precipitação transparece na variação diária e horária dos caudais, os quais traduzem com grande fidelidade a duração e intensidade das chuvadas. A dimensão relativamente pequena das bacias hidrográficas resulta numa resposta rápida das respetivas ribeiras às chuvadas, mesmo quando se consideram os troços mais a jusante; recorde-se que, em ambos os casos, os tempos de concentração nas duas secções de referência são de apenas 13 horas.

Tal como se referiu previamente, não é aqui efetuada a descrição do regime fluvial assente nos valores anuais e mensais, com base nos quais é possível caracterizar a (i)rregularidade e a (im)ponderação dos cursos de água. Deste modo, a análise centrou-se em dados de maior detalhe temporal: valores extremos e valores médios diários de caudal.

4.1. Os valores extremos de caudal

Os valores de caudal máximo instantâneo anual encontram-se disponíveis quase exclusivamente para a estação de Moinho do Bravo; na estação de Ponte Vale Joana resumem-se a uma sequência de 7 anos, de 1977 a 1989. Em todo o caso, estes dados permitem obter conclusões interessantes no que diz respeito ao comportamento dos caudais extremos nas duas secções. Em primeiro lugar, observa-se uma grande semelhança entre as duas ribeiras nos anos em comum (Figura 4), com variações dos valores absolutos pouco relevantes, mas que refletem maiores caudais específicos para os máximos anuais na ribeira de Grândola. Para este facto contribui não só a maior inclinação das vertentes (Tabela 1), mas também a ocorrência de precipitações mais

abundantes e mais intensas neste setor da serra de Grândola e, em particular, da sua vertente interior (Reis, 2006).

Por outro lado, constata-se que a ocorrência de eventos extremos, essencialmente associados a fluxos de sudoeste, possui uma fraca relação com a distribuição temporal dos valores de caudal médio anual, ou seja, não é necessariamente nos anos mais chuvosos e com maior volume de escoamento que ocorrem os valores mais elevados de caudal máximo instantâneo anual. A comparação destes dois parâmetros para a série mais antiga põe em evidência esta situação: os dois valores mais elevados de caudal máximo instantâneo anual ocorrem na série mais antiga (345 m³/s em fevereiro de 1948 e 316 m³/s em janeiro de 1956) (Figura 4) e os três anos com maior caudal médio ocorrem na mais recente (Reis, 2006; pág. 478). Contudo, neste último caso, fica por avaliar qual o papel das duas pequenas barragens (Figura 1), no sector intermédio da ribeira de Corona (Barragem de Corona) e no principal afluente (ribeira do Lousal), na margem esquerda (Barragem da Tapada), na atenuação dos valores máximos para o período de 1983/84 a 1998/99.

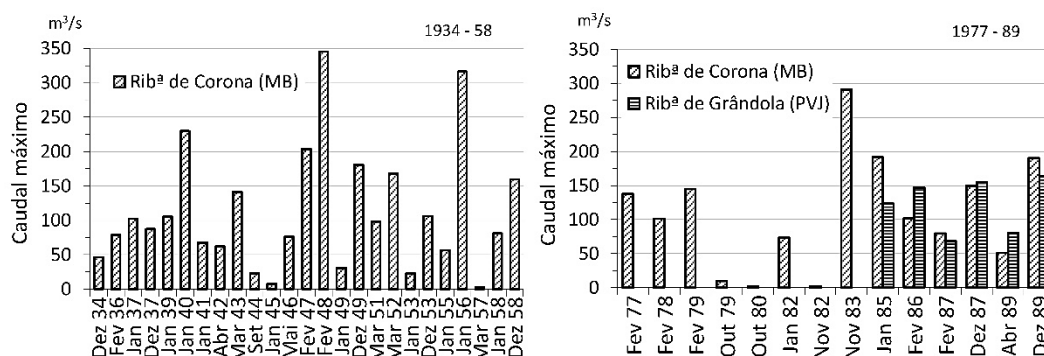


Figura 4. Caudais máximos instantâneos anuais na ribeira de Corona em Moinho do Bravo (MB) nos períodos 1934/35 – 1958/59 e 1976/77 – 1989/90, e na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana (PVJ) no período 1983/84 – 1989/90.

Particularmente interessante é a distribuição das ocorrências de caudais máximos instantâneos ao longo do ano e a sua variação nas duas séries de dados. Como é de esperar, é no trimestre de dezembro a fevereiro que ocorre a maioria (70%) das situações de caudal máximo anual. Constata-se, no entanto, que esta proporção é mais elevada na série mais antiga e substancialmente menor na série mais recente. O maior contraste surge em relação aos meses de outubro, novembro e março. Nos dois primeiros, o valor máximo anual só está presente a partir de 1977, com 4 anos; no último mês, a situação é oposta, visto que as 4 ocorrências em março estão incluídas apenas na série mais antiga, anterior a 1959. Estas características traduzem as modificações do comportamento

destes meses no que diz respeito à precipitação, mas, para além disso, permitem concluir que a influência se estende para além dos valores totais acumulados, com implicações na ocorrência de fenómenos extremos de duração diária.

4.2. Os caudais médios diários e a duração do escoamento

A comparação entre a duração do caudal médio diário nas ribeiras de Corona e de Grândola permite detetar comportamentos bastante distintos entre elas (Figura 5). Estas diferenças, apesar de detetáveis ao longo de toda a curva de duração dos caudais, são particularmente evidentes para os caudais mais baixos, que apenas não são ultrapassados em 155 dias no ano, limite que corresponde a cerca de 50 l/s em ambas as estações. Abaixo deste valor, constata-se, para o período em questão, que o caudal médio diário decresce rapidamente na ribeira de Grândola necessitando apenas de 60 dias para terminar o escoamento; na ribeira de Corona, este decréscimo é gradual, alcançando-se o caudal nulo apenas ao fim de quase 130 dias.

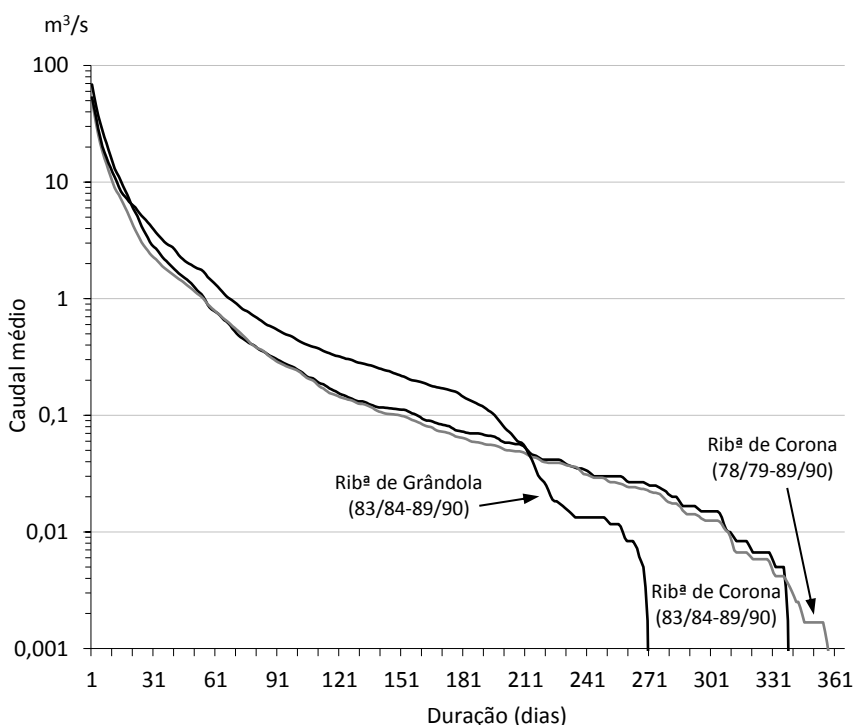


Figura 5. Curvas de duração média anual do caudal médio diário (escala logarítmica) na ribeira de Corona em Moinho do Bravo (MB) e na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana (PVJ), para os períodos 1978/79 – 1989/90 e 1983/84 – 1989/90 (exceto 1986/87).

O contraste estabelece-se também acima daquele limite. De facto, os caudais médios diários ultrapassados em 210 dias no ano são sempre claramente superiores na ribeira de Grândola, situação que apenas se atenua para valores mais elevados, assistindo-se mesmo a uma inversão pouco significativa desta tendência para os caudais superados em 20 dias no ano (cerca de 6500 l/s). As curvas refletem, assim, uma variação bastante mais gradual dos caudais médios diários ao longo da maior parte do ano na ribeira de Corona, e um contraste muito mais acentuado na ribeira de Grândola.

Note-se que os dois períodos representados para a ribeira de Corona não possuem diferenças relevantes, com exceção de uma pequena diferença na duração da estiagem, a qual diminui cerca de 20 dias quando se considera a série mais longa (1978/79 – 1989/90 e 1983/84).

Contudo, como seria de esperar, as curvas anteriores, mesmo tendo em consideração que se referem a períodos relativamente curtos (apenas 12 anos), escondem diferenças significativas entre os anos. Em anos húmidos, como 1984/85, a ribeira de Corona pode ter escoamento ao longo de todo o ano (Figura 6), em que o caudal médio diário mais baixo (10 l/s) permaneceu apenas ao longo de 11 dias. Neste ano, o caudal médio diário mais alto foi quase 102 m³/s, e em 66 dias no ano ultrapassou-se 1 m³/s. Pelo contrário, em anos secos, como 1980/81, o valor máximo atingido pelo caudal médio diário ficou por 0,57 m³/s, e apenas em 73 dias se superou 0,1 m³/s (100 l/s). Por outro lado, o caudal nulo permaneceu ao longo de 125 dias, ou seja, o período de estiagem estendeu-se a quase 1/3 do ano hidrológico.

Uma leitura atenta das curvas de duração anual do caudal médio, seja para ano médio ou para anos específicos, põe em evidência o comportamento particular da ribeira de Corona em Moinho do Bravo. Em situações de caudais baixos, a variação do escoamento faz-se em escadaria, com uma sucessão de patamares, em que o caudal se mantém constante ao longo de vários dias. Uma análise mais detalhada de várias situações ao longo do período 2001/02 a 2004/05 permite constatar que a evolução do caudal médio diário não tem qualquer relação com o ritmo da precipitação. A confirmação deste facto pode ser feita através da análise de períodos de escoamento durante os meses de maio a outubro, em que, em condições de ausência de precipitação, a ribeira apresenta oscilações frequentes de escoamento (Figura 7).

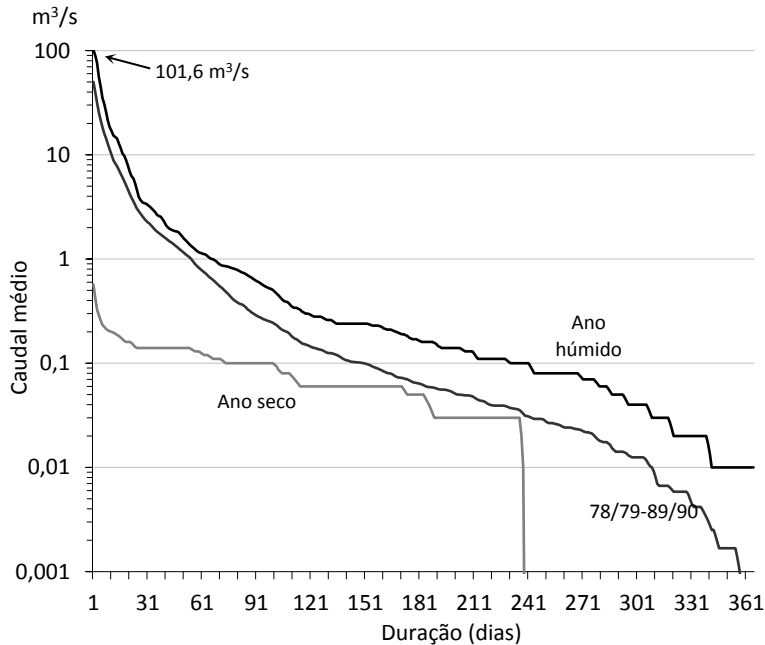


Figura 6. Curvas de duração média anual do caudal médio diário (escala logarítmica) na ribeira de Corona em Moinho do Bravo (MB) para o período 1978/79 – 1989/90, e curvas de duração anual para ano húmido (1984/85) e ano seco (1980/81).

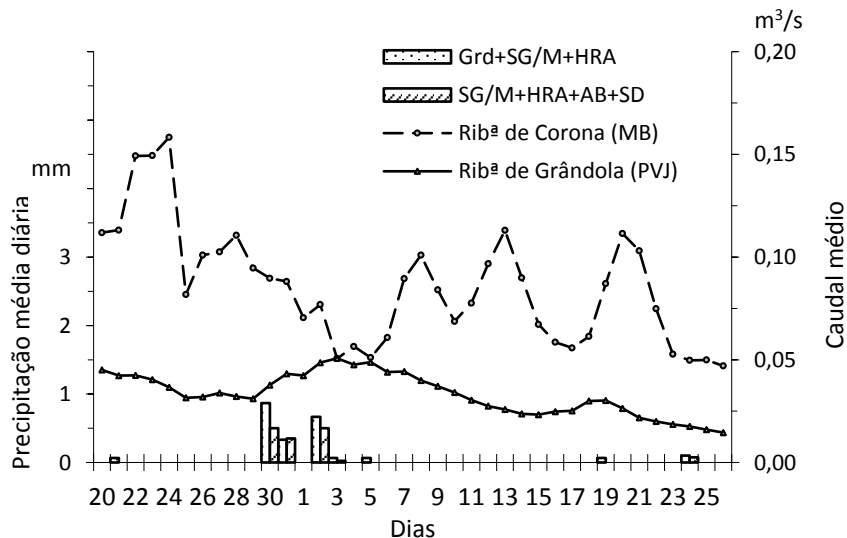


Figura 7. Evolução do caudal médio nas ribeiras de Grândola (PVJ) e de Corona (MB) e da precipitação média (média das precipitações diárias em Grd, SG/M,HRA e em SG/M, HRA, AB, SD), nos dias de 20 de maio a 26 de junho de 2003 (Precipitação total neste período: Grd -2,2 mm; SG/M - 1,9 mm; HRA - 2,6 mm; AB - 0,5 mm; SD - 0,8 mm).

Assim, esta variação do caudal encontra explicação na ação humana, situação que foi observada várias vezes, em que se assistiu a um incremento do escoamento no troço da secção CC4 em relação a observações anteriores, sem que tenha ocorrido precipitação em quantidade suficiente para justificar esse aumento. Como tal, não obstante a presença de meios artificiais de retenção (barragens de Corona e da Tapada) não ter uma influência determinante na modificação das características dos regimes anual e mensal da ribeira (Reis, 2006), contribui claramente para alterar o comportamento diário, em particular nas situações de caudal mais reduzido. Como transparece da observação das Figuras 5 e 6, esta influência não se repercute de forma evidente nas situações de caudais médios diários mais elevados ao longo do ano.

Como se compreende, esta situação tem implicações diretas na análise das características hidrológicas da ribeira de Corona, assim como na sua comparação com a ribeira de Grândola para o período 2001/02 a 2004/05.

5. Análise hidrológica do período 2001/02 a 2004/05

5.1. Considerações gerais e características dos hidrogramas de escoamento

As limitações de qualidade dos dados hidrométricos e de disponibilidade dos dados pluviométricos constituíram um entrave a uma análise mais aprofundada do comportamento hidrológico das ribeiras de Corona e de Grândola para o período 2001/02 a 2004/05. Por esse motivo, não foi possível efetuar o tratamento estatístico dos caudais em cada um dos anos, ou dos 4 anos em conjunto, de forma a permitir enquadrá-los nas séries hidrométricas mais extensas. Assim, optou-se por selecionar pequenos períodos ao longo de cada um dos anos, para os quais se efetuou a análise hidrológica, quer em conjunto quer, em alguns casos, de forma isolada.

Deste modo, mais do que incidir em valores absolutos, a análise hidrológica com base nas estações hidrométricas privilegia o comportamento dos cursos de água em comparação com os fatores que influenciam o escoamento. Assim, a caracterização hidrológica incide essencialmente nos seguintes aspetos, tendo por base cada um dos hidrogramas de escoamento:

- a) comparação entre a magnitude do caudal de ponta para cada hidrograma e os eventos de precipitação com diferentes durações;
- b) desfasamento entre os picos de escoamento ($d_t Q_p$) nas estações hidrométricas das duas ribeiras;
- c) desfasamento entre o início de cada chuvada e o início da curva de crescimento (C_c);
- d) desfasamento entre o centróide da precipitação e o caudal máximo, ou seja, o tempo de resposta (Tr) de cada sub-bacia (Figuras 8 e 9);

- e) desfasamento entre o final da chuvada e o ponto da curva de decrescimento (Cd) em que se verifica a inflexão (I) na variação do caudal, ou seja, o tempo de concentração (Tc) (Figuras 8 e 9);
- f) características da curva de decrescimento (Cd), no sector imediatamente a seguir ao pico de escoamento, e até ao fim do escoamento direto (Figuras 8 e 9);
- g) caracterização da curva de esgotamento (Ce), definida a partir do momento em que se verifica o fim da contribuição do escoamento direto na secção (Figura 9).

A análise do comportamento hidrológico descrito nas alíneas b) a e), pela sua curta duração, baseia-se em dados horários; no caso da alínea f) recorre-se a dados horários e diários. A caracterização da curva de esgotamento – alínea g) –, pela sua duração, que pode abranger vários dias ou mesmo semanas, é efetuada apenas a partir dos dados diários (caudal médio diário).

Os procedimentos implícitos nas alíneas d) a g) incorporam, como se sabe, vários pressupostos, aos quais se associa igual número de incertezas. O tempo de resposta (Tr), definido de forma rigorosa, corresponde ao tempo que medeia entre o centróide da chuvada e o centróide do escoamento (Linsley, 1988; Lencastre e Franco, 1992). No entanto, as dificuldades inerentes à identificação deste último levam geralmente à utilização alternativa do pico de escoamento no hidrograma. Na presente análise optou-se ainda por fazer coincidir o centróide da precipitação com o volume horário mais elevado ao longo da chuvada, visto este corresponder, numa forma geral, a uma suficiente aproximação ao seu centro de gravidade (Figuras 8 e 9).

Por outro lado, o cálculo do tempo de concentração (Tc) das bacias hidrográficas com base no hidrograma afigura-se uma tarefa mais complexa. A dificuldade reside basicamente na identificação do ponto em que se verifica a inflexão (I) na curva de decrescimento do caudal. Em alguns casos, este ponto marca também o final do escoamento direto e o início do esgotamento das reservas subterrâneas. No entanto, após a ocorrência do ponto de inflexão continua a existir, durante algum tempo, escoamento direto resultante da passagem do volume de água armazenado na rede hidrográfica durante o episódio de precipitação. Na prática, é comum observar-se mais do que um ponto de inflexão na curva de decrescimento, o que depende das características físicas das bacias, da estrutura da rede de drenagem e, em particular, das propriedades associadas a cada chuvada (duração e distribuição espacial). Na Figura 8 a curva de decrescimento do caudal em Ponte Vale Joana possui três pontos de inflexão: um, mais nítido, às 21 horas; e outros dois, menos marcados, às 24 e 5 horas do dia seguinte. Por outro lado, na Figura 9, a curva de decrescimento em Moinho do Bravo possui um ponto de inflexão bastante nítido, enquanto em Ponte Vale Joana ele é impercetível. Em ambos os casos, a curva de esgotamento do caudal não chega a ser alcançada devido à ocorrência de um novo episódio de precipitação.

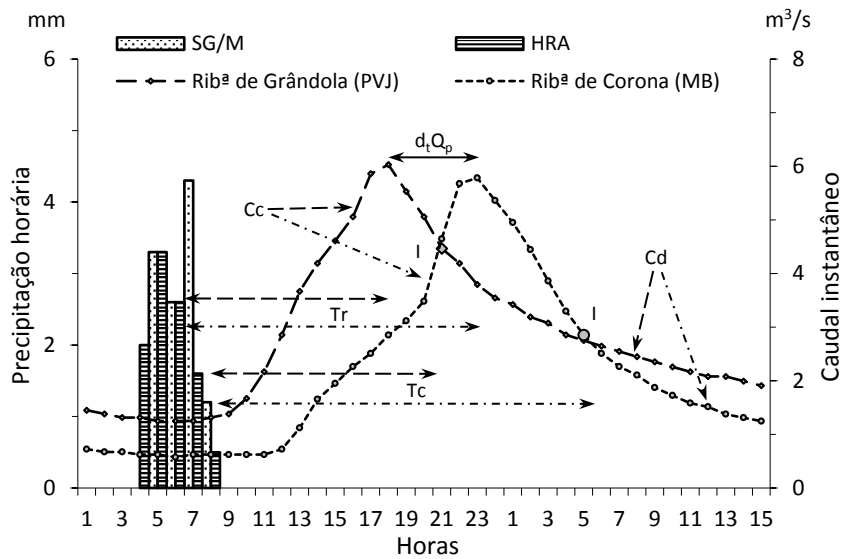


Figura 8. Caudal instantâneo horário em Ponte Vale Joana (PVJ) e Moinho do Bravo (MB) e precipitação horária nas estações de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e da Herdade de Ribeira Abaixo (HRA), entre as 1 horas do dia 30 e as 15 horas do dia 31 de dezembro de 2002. $d_t Q_p$: desfasamento de tempo entre os caudais de ponta nas duas estações hidrométricas; T_r : tempo de resposta; T_c : tempo de concentração; C_c : curva de crescimento; C_d : curva de decrescimento.

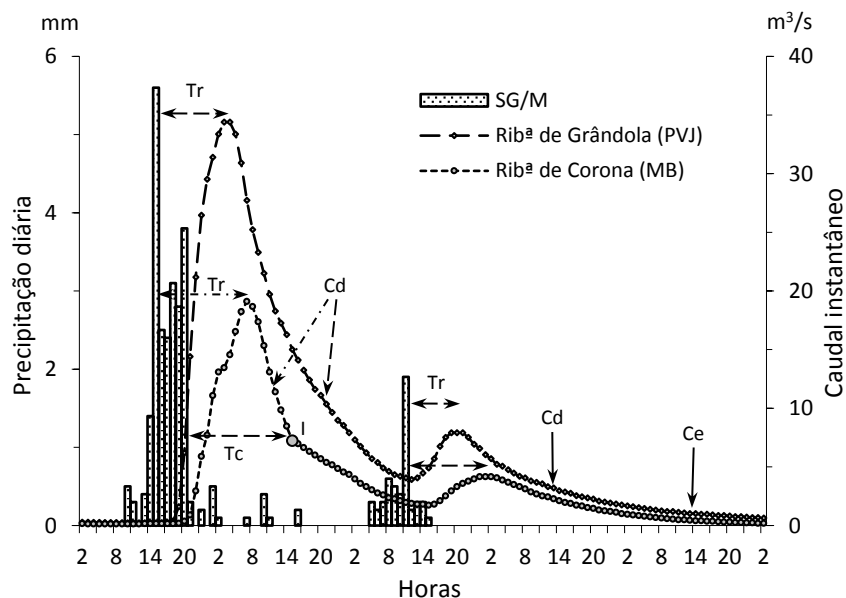


Figura 9. Caudal instantâneo horário na ribeira de Grândola em Ponte Vale de Joana e na ribeira de Corona em Moinho do Bravo e precipitação horária na estação climatológica de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M), entre as 2 horas do dia 20 e as 2 horas do dia 25 de janeiro de 2003. C_e : curva de esgotamento; para as restantes siglas, ver figura anterior.

A caracterização da curva de esgotamento do caudal implica o conhecimento do momento em que o escoamento direto cessa por completo e o escoamento no curso de água passa a depender exclusivamente do escoamento de base. A dificuldade reside na definição do tempo base da duração do escoamento direto, considerado constante para cada bacia hidrográfica, o qual é incerto e dependente do método de separação do escoamento de base. Este tempo base é geralmente curto quando o escoamento direto inclui apenas o escoamento superficial, mas consideravelmente mais longo quando inclui também o escoamento subsuperficial (Chow *et al.*, 1988). Na prática, é frequentemente difícil efetuar uma separação rigorosa entre os sectores da curva de decrescimento. A presença de um armazenamento superficial importante no contexto de cada bacia hidrográfica, quer através da presença de estruturas hidráulicas quer pela existência de planícies inundáveis, produz também uma modificação das condições de escoamento e alteração das características de cada hidrograma. Esta situação poderá ser importante na bacia hidrográfica de Corona, embora não seja possível a sua quantificação.

A determinação do ponto de separação entre o escoamento direto e o escoamento resultante exclusivamente do contributo das águas subterrâneas pode ser efetuada recorrendo a fórmulas empíricas como, por exemplo, a apresentada por Linsley *et al.* (1988)

$$t_{(d)} = 0,87A^{0,2}, \quad (1)$$

em que $t_{(d)}$ é o tempo, em dias, entre o pico de escoamento e o início da curva de esgotamento, e A é a área da bacia hidrográfica, em km^2 . Obteve-se, assim, com base nesta expressão, um valor de cerca de 2,5 dias para ambas as sub-bacias de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo. Este valor apresenta uma forte concordância com os valores encontrados, embora para um número reduzido de situações, com base na inspeção visual de curvas de decrescimento representadas graficamente em escala logarítmica. Como o decréscimo tende a seguir uma função exponencial, a sua representação neste tipo de escala tende para uma reta. Deste modo, uma modificação substancial da inclinação da reta identifica o ponto que separa as duas curvas. Os valores encontrados variaram de 2 a pouco mais de 3, embora se detete a tendência para a curva de esgotamento se iniciar mais tarde em Moinho do Bravo. Adotou-se, assim, o valor de 3 dias, ao longo dos quais se processa a diminuição e cessação do escoamento direto nas sub-bacias, iniciando-se, portanto, o esgotamento das reservas subterrâneas a partir do 4.º dia.

A análise típica do hidrograma pressupõe geralmente a presença de um conjunto de características-padrão, que se baseiam na homogeneidade e na constância dos eventos de precipitação. No entanto, na prática, estas condições raramente se verificam. Na verdade, mesmo para bacias hidrográficas de dimensões relativamente reduzidas, da ordem dos 200 km^2 , tais como as que são definidas pelas duas estações hidrométricas de Ponte Vale Joana e Moinho do Bravo, raramente a precipitação útil se distribui de forma homogênea ao longo de toda a área de drenagem, e com intensidade constante ao longo

de cada chuvada. Este facto foi já comprovado com base nos dados das estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal e Herdade de Ribeira Abaixo, apesar da distância entre elas não exceder 7,5 km (Reis, 2006). Por isso, é preferível, sempre que possível, seleccionar eventos associados a chuvadas de curta duração, visto que estas têm maior possibilidade de atingir uma intensidade praticamente constante ao longo do período de precipitação. No entanto, o principal problema coloca-se na incerteza acerca da distribuição espacial desses eventos pluviométricos. Chuvadas intensas em setores restritos da bacia hidrográfica, mas próximos da secção de medição, podem fornecer tempos de resposta demasiado curtos e uma magnitude do caudal mais pequena para valores elevados de precipitação, pelo que a sua extrapolação para o conjunto da bacia hidrográfica pode mostrar-se errónea.

Um exemplo dos efeitos resultantes das diferenças de duração, intensidade e distribuição espacial da precipitação pode ser observado na Figura 10. A chuvada ocorrida das 5 às 8 horas do dia 16 de Setembro de 2002 concentrou-se essencialmente no sopé da serra de Grândola – quase 46 mm nas 4 horas e máxima horária que ultrapassou 27 mm –, ou seja, no setor da bacia logo a montante da estação de Ponte Vale Joana (PVJ). Pelo contrário, na parte montante da bacia, o valor acumulado e a intensidade máxima para esse período alcançaram somente 16 mm e 5,4 mm/h. Como consequência, o pico de escoamento atingiu-se rapidamente neste troço da ribeira de Grândola, ocorrendo na estação de Ponte Vale Joana 3 horas após o início da precipitação, como resposta à chuvada próxima. O segundo pico de escoamento, mais fraco, aparece apenas 3 horas após o anterior, como resultado da afluência da água precipitada no setor superior da bacia hidrográfica. O forte caudal gerado no setor intermédio da ribeira de Grândola em meados de Setembro, numa fase do ano hidrológico em que o armazenamento de água no solo é ainda bastante reduzido (a precipitação acumulada desde o início do mês não chegou, em ambas as estações climatológicas, a 20 mm e não existiu precipitação nas 13 horas anteriores à chuvada), e, portanto, a capacidade de retenção é potencialmente muito elevada, apenas se explica pela grande intensidade da chuvada logo no seu início, com um valor certamente muito superior à capacidade de infiltração dos solos. Mais a sul, na bacia hidrográfica da ribeira de Corona, a resposta do escoamento ocorre 5 horas após o início da chuvada e, embora o caudal de ponta do hidrograma ocorra apenas 2 horas após o início da curva de crescimento (tal como sucede em PVJ), é de muito menor magnitude e possui um retardamento de 1 hora em relação ao segundo pico de escoamento (ou seja, 3 horas em relação ao primeiro) na ribeira de Grândola. Os dois hidrogramas possuem ainda uma curva de decréscimo do escoamento muito contrastada. Na estação de Ponte Vale Joana o decréscimo é muito acentuado, atingindo-se rapidamente a curva de esgotamento do caudal 7 a 8 horas após o segundo pico de escoamento. Nos eventos com estas características, em situações em que os solos ainda possuem grande disponibilidade para armazenamento de água e o nível freático encontra-se bastante baixo, a água armazenada na rede de drenagem a montante, durante a chuvada, raramente atinge os troços inferiores da bacia hidrográfica, pois desaparece gradualmente ao longo do leito

no seu trajeto para jusante. Pelo contrário, na ribeira de Corona, a variação da curva de decrescimento em Moinho do Bravo possui uma inclinação bastante inferior e apenas cerca de 12 horas após o pico de escoamento o caudal parece aproximar-se do comportamento típico da curva de esgotamento, entretanto interrompido pela ocorrência de pequenos quantitativos de precipitação. A curva de decrescimento nesta estação apresenta ainda dois setores com inclinações ligeiramente distintas, antes e após as 16 horas, o que, a confirmar-se como um comportamento padrão do curso de água neste sector, traduziria uma grande capacidade de armazenamento temporário da bacia hidrográfica, levando ao prolongamento do tempo da curva de decrescimento entre o ponto de inflexão e o início da curva de esgotamento. Ademais, e como consequência do anterior, o tempo de concentração da bacia hidrográfica em Moinho do Bravo poderia ser estimado em cerca de 11 horas, considerando o tempo decorrido entre aquele ponto e o centróide da chuvada, que, pela sua intensidade, pode ser considerado coincidente com a precipitação na primeira hora. Todavia, a falta de dados de precipitação horária para este período nas estações que enquadram a bacia hidrográfica (Herdade de Ribeira Abaixo, Azinheira de Barros e São Domingos) não permite confirmar estas ilações, visto que a curva de decrescimento pode estar influenciada pela presença de precipitação noutros setores da bacia hidrográfica. Por esse motivo, a presença de várias estações pluviométricas em setores distintos das bacias hidrográficas é condição essencial para uma maior segurança dos valores obtidos na análise da resposta do escoamento a cada chuvada.

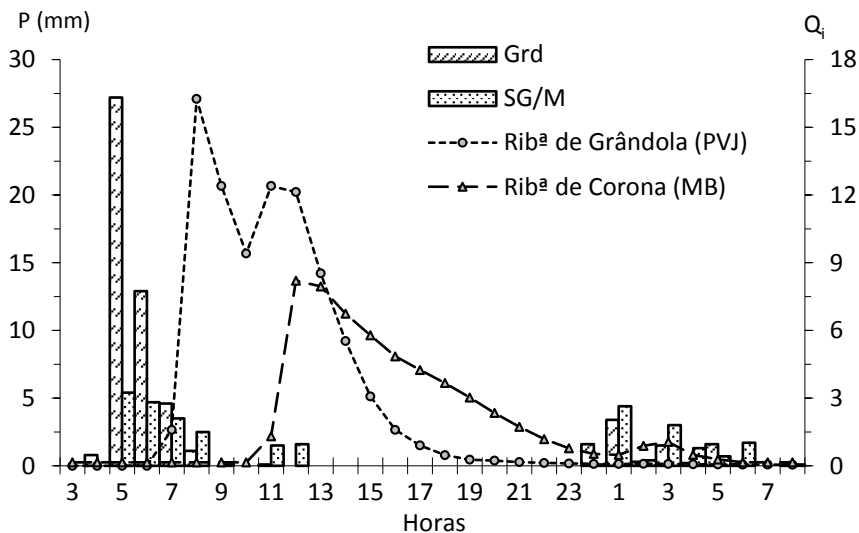


Figura 10. Caudal instantâneo horário nas ribeiras de Grândola (PVJ) e de Corona (MB) e precipitação horária nas estações climatológicas de Grândola (Grd) e de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M), entre as 3 horas do dia 16 e as 8 horas do dia 17 de setembro de 2002.

A Figura 11 complementa a descrição anterior e põe em evidência alguns problemas associados à utilização da precipitação para análise do hidrograma. Um dos aspetos mais importantes a destacar relaciona-se com a grande variação da intensidade da precipitação ao longo de um curto espaço de tempo, assim como as diferenças bastante elevadas nos quantitativos de precipitação entre as duas estações. Na chuva inicial, que se estendeu de forma contínua ao longo de 17 horas, a intensidade máxima, tanto quanto os dados horários permitem conhecer, foi de 6,1 mm/h em São Domingos (SD) e apenas 2,4 mm/h em Serra de Grândola Malhadal (SG/M). Neste caso específico, a precipitação ocorreu essencialmente na primeira estação, situada logo a sul da bacia hidrográfica de Corona, junto à margem direita; nesta, caíram 32 mm durante aquele período, e somente pouco mais de 12 mm em SG/M. No entanto, constata-se também que o tempo entre o início da precipitação e o início da subida do caudal na estação de Moinho do Bravo – 16 horas –, é claramente exagerado em relação ao comportamento mais comum da ribeira neste sector, como se verá de seguida. De facto, ou a precipitação inicial caiu essencialmente fora da bacia hidrográfica ou, mais provavelmente, os quantitativos ocorridos nas primeiras horas não se transformaram em precipitação útil, ou seja, ficaram armazenados na bacia hidrográfica através da interceção, infiltração e acumulação. A observação da evolução da precipitação horária indicia claramente que a chuvada se prolongou para norte, em direção ao sector montante da bacia hidrográfica, tendo ocorrido as precipitações mais intensas 5 horas após o seu início, tanto na estação de São Domingos como na de Serra de Grândola/Malhadal, esta situada próximo do limite superior da bacia hidrográfica.

A partir do início do aumento do escoamento, a subida do caudal processa-se de forma relativamente rápida ao longo de 8 horas, atingindo o valor máximo em 13 horas, valor este que permanece constante ao longo das 6 horas seguintes. O hidrograma apresenta um aspeto característico, mas pouco comum em áreas de drenagem com esta dimensão (são, contudo, mais frequentes em bacias mais pequenas), associado a chuvadas prolongadas, com duração superior ao tempo de concentração da bacia hidrográfica. Por isso, os valores na parte superior do hidrograma mantêm-se bastante próximos entre si ao longo de 13 horas, duração que, como se compreende, é similar, mas ligeiramente inferior ao da duração da chuvada.

Por seu lado, a curva de decréscimo do caudal encontra-se alterada pela ocorrência de episódios de precipitação isolados, posteriores à chuvada inicial, pelo que não reflete as condições de diminuição associadas exclusivamente às características físicas (e humanas) da bacia hidrográfica.

Por último, deve-se realçar o facto da forte chuvada ocorrida já na fase de decréscimo do caudal, onde se chegaram a atingir 11 mm/h em São Domingos, não ter tido importância visível na modificação do escoamento. A interpretação para esta situação não pode ser outra senão o facto da chuvada se ter ficado pela área a sul da bacia hidrográfica, não chegando a afetá-la. Neste caso específico, os quantitativos ocorridos na estação de Serra

de Grândola/Malhadal são, portanto, mais representativos da distribuição da precipitação na bacia hidrográfica ao longo deste período. Estas situações põem em destaque a importância de utilizar mais do que um local como fonte de informação pluviométrica com vista à análise dos hidrogramas. A existência de dados horários de precipitação nas estações de Grândola, Herdade de Ribeira Abaixo e Azinheira de Barros para este período forneceria, certamente, informações adicionais importantes para a explicação do comportamento hidrológico da ribeira de Corona em Moinho do Bravo.

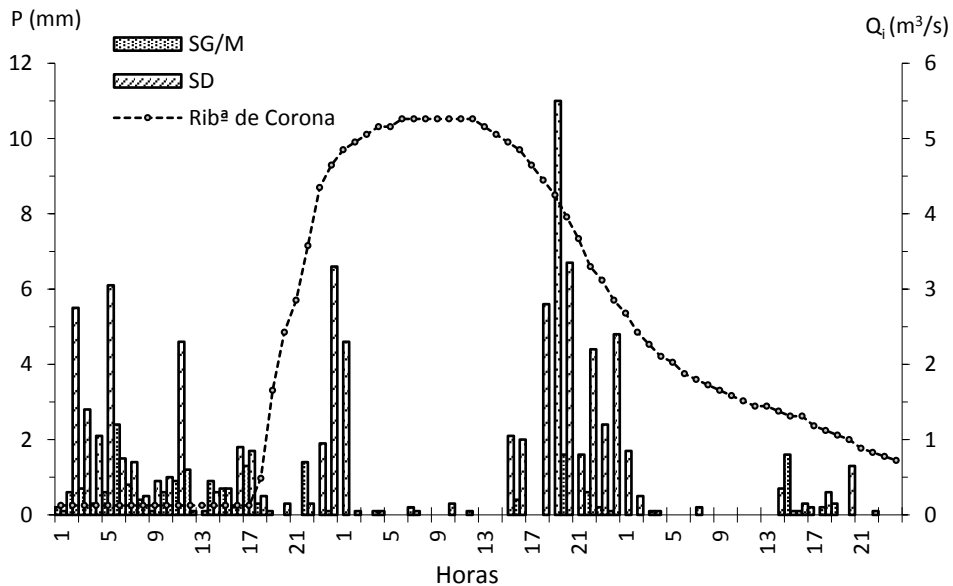


Figura 11. Evolução do caudal instantâneo horário na ribeira de Corona em Moinho do Bravo (MB) e da precipitação horária nas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal (SG/M) e São Domingos (SD), entre a 1 hora do dia 7 e as 24 horas do dia 9 de abril de 2002.

5.2. O comportamento hidrológico das ribeiras de Grândola e de Corona

Entre o conjunto de dados considerados adequados para análise, identificaram-se 33 hidrogramas para a estação de Ponte Vale Joana e 34 hidrogramas para Moinho do Bravo, associados a chuvadas mais ou menos abundantes, bem delimitadas no tempo e presentes nas duas estações climatológicas de Serra de Grândola/Malhadal e Herdade de Ribeira Abaixo. Destes selecionaram-se, respetivamente, 26 e 25 hidrogramas, os quais possuíam curvas de crescimento bem definidas, sem irregularidades significativas, associados a chuvadas com intensidades variadas, mas em que mais de 60 % da precipitação nas 24 horas antecedentes ao pico de escoamento se concentraram apenas num período de 6 horas.

Procedeu-se, do mesmo modo, à identificação de situações suscetíveis de serem utilizadas na caracterização das curvas de decrescimento e de esgotamento. Para todas estas situações, é condição essencial que não existam novas ocorrências de precipitação ao longo do período em que se processa o decrescimento e/ou de esgotamento do caudal; o aparecimento de precipitação implica, assim, a necessidade de interrupção da sequência de caudais. Em grande parte por este motivo apenas se selecionaram 8 situações suscetíveis de análise em ambas as ribeiras, pelo que os resultados, embora possam ser considerados exemplificativos, carecem de confirmação, baseada numa análise mais aprofundada a partir de um conjunto maior de dados.

5.2.1. A resposta do escoamento à precipitação

Antes de se iniciar a análise conjunta da resposta do escoamento nas ribeiras de Grândola e de Corona, é conveniente conhecer a relação entre ambas para os picos de caudal presentes nos hidrogramas selecionados. Constatase que, para os 27 eventos em comum, o valor do coeficiente de determinação é elevado (0,86), embora se observe uma dispersão significativa para os valores entre 10 e 50 m³/s (Figura 12). De facto, o grau de associação entre os valores das duas ribeiras encontra-se bastante influenciado pelo caudal máximo instantâneo ocorrido no período 2001/02 a 2004/05, que ultrapassou 90 m³/s em ambas as ribeiras. Se for excluído este caso, considerando apenas os valores inferiores a 50 m³/s em qualquer uma das ribeiras (26 eventos), o valor de R² sofre uma redução substancial (0,63). Porém, estas diferenças não devem ser interpretadas somente com base nas diferenças de comportamento dos dois cursos de água, sejam naturais ou resultantes da influência humana, pois devem também refletir diferenças de intensidade e distribuição espacial das chuvadas entre as duas bacias hidrográficas.

A análise da resposta do escoamento à ocorrência de precipitação apresenta dificuldades que se prendem essencialmente com o desconhecimento da distribuição espacial das chuvadas. Raramente as estações climatológicas e udométricas possuem uma repartição com densidade suficiente que permita a perceção rigorosa deste fenómeno. Este facto é particularmente importante nas pequenas bacias hidrográficas, em que as diferenças nas características das chuvadas se refletem com mais rapidez no escoamento e se traduzem em modificações na forma dos hidrogramas, tal como se referiu anteriormente. Como as séries de dados horários possuem grandes lacunas para a maior parte das estações da área de estudo, a comparação apenas pôde ser efetuada, para a generalidade dos hidrogramas, com base na utilização das estações de Serra de Grândola/Malhadal e da Herdade de Ribeira Abaixo.

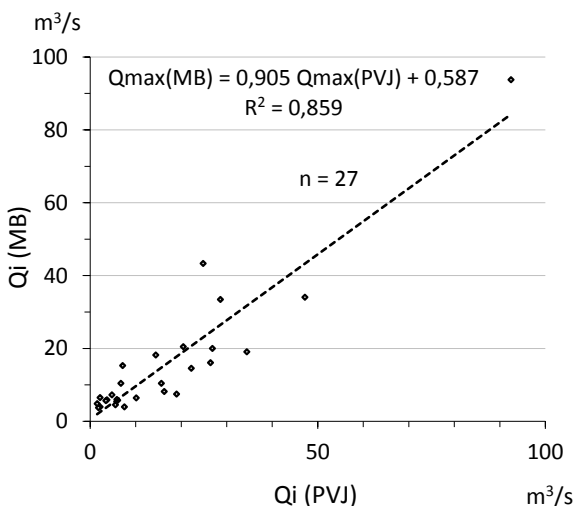


Figura 12. Relação entre caudais máximos instantâneos nas ribeiras de Grândola (PVJ) e de Corona (MB).

Os dados apresentados na Tabela 6, que resumem algumas características dos hidrogramas, desde o início das chuvadas até se atingir o pico de escoamento, refletem também esta realidade, em que se observa alguma dispersão para os diversos parâmetros. Em todo o caso, é possível pôr em evidência alguns aspetos que traduzem diferenciações de comportamento hidrológico entre as duas bacias hidrográficas.

A ribeira de Grândola possui uma tendência para que a ponta de caudal ocorra cerca de 9 horas após o início bem marcado da subida do caudal, o que se confirma pelo facto de 65 % das situações apresentarem um desfasamento de 7 a 11 horas entre estes dois pontos do hidrograma. Na ribeira de Corona, o desfasamento médio é de 10 horas, em que 72 % das situações analisadas se concentram num intervalo de 8 a 12 horas. Ademais, constata-se também que, para a generalidade dos hidrogramas, a subida abrupta do caudal aparece 4 ou 5 horas na ribeira de Grândola e 5 a 7 horas na ribeira de Corona, após o início do período de precipitação.

No que diz respeito ao tempo de resposta (Tr), que representa o intervalo entre o centro de gravidade da precipitação e o pico de caudal, as diferenças entre as duas ribeiras são mais notórias. Na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana, o intervalo médio entre estas duas ocorrências varia aproximadamente de 11 a 12 horas, consoante a estação climatológica considerada (Tabela 6), enquanto na ribeira de Corona fica próximo de 13 horas. No entanto, neste último caso, este valor é menos significativo, visto que existe uma grande dispersão dos resultados; já no caso da ribeira de Grândola, a maioria dos valores encontrados para aquele intervalo situa-se de 9 a 13 horas (62 % em relação a SG/M e 57 % em relação a HRA).

Tabela 6. Características dos hidrogramas, desde o início das chuvadas até ao pico de escoamento, nas ribeiras de Grândola em Ponte Vale Joana (PVJ) e de Corona em Moinho do Bravo (MB).

Meses	PVJ					MB					PVJ- MB (horas)
	Q _i (início)	Δh (horas)	Q _i (max.)	Tr (horas)		Q _i (início)	Δh (horas)	Q _i (max.)	Tr (horas)		
				SG/M	HRA				SG/M	HRA	
Set	0	2	16.264	15	--	153	2	8.203	19	--	-4
	--	--	--	--	--	0	11	724	7	6	--
Out	296	3	2.168	11	11	--	--	--	--	--	--
	39	11	7.116	13	13	484	7	15.321	7	7	+6
	--	--	--	--	--	99	9	942	8	5	--
Nov	249	4	2.856	15	19	--	--	--	--	--	--
	1.594	11	15.626	11	11	4.053	12	10.444	16	17	-6
	624	7	10.110	8	9	--	--	--	--	--	--
	157	11	3.668	16	17	724	13	5.888	15	16	+1
Dez	167	8	4.757	12	12	2.510	12	7.278	19	18	-6
	45	8	474	--	--	--	--	--	--	--	--
	378	12	7.503	10	16	484	8	3.957	--	--	--
	378	6	47.180	8	7	215	12	34.055	12	12	-6
	1.314	10	6.031	13	14	724	11	5.782	18	19	-5
Jan	3.189	9	28.606	9	9	6.740	8	33.438	7	7	-3
	272	14	2.965	--	--	--	--	--	--	--	--
	--	--	--	--	--	215	4	6.633	7	--	--
	584	8	5.058	11	11	--	--	--	--	--	--
	584	9	22.197	10	10	359	12	14.550	13	13	-3
Fev	17.253	14	26.864	9	8	6.955	10	20.004	10	9	-1
	378	9	34.393	13	13	359	11	19.097	17	17	-4
	666	10	5.531	11	12	--	--	--	--	--	--
	2.259	9	20.449	12	12	3.117	12	20.467	18	18	-6
	7.503	10	24.817	10	11	9.847	14	43.357	14	15	-4
Mar	710	11	14.398	16	7	2.264	10	18.214	17	8	-1
	--	--	--	--	--	125	15	7.278	18	--	--
	--	--	--	--	--	1.060	14	10.142	15	--	--
Abr	65	3	5.861	3	4	1.060	10	5.994	9	10	-6
	--	--	--	--	--	125	11	5.260	8	--	--
	624	14	92.460	10	15	3.576	8	93.766	8	13	+2
	167	7	2.168	10	11	830	10	3.957	7	19	-9
	147	10	1.521	15	16	1.311	12	4.850	13	14	+2
Média	--	8,8	--	11,3	11,7	--	10,3	--	12,6	12,8	-2,9
Mediana	--	9	--	11	11	--	11	--	13	13	-4

Q_i(início): caudal instantâneo horário no início da subida do caudal; Q_i(max.): caudal instantâneo correspondente ao pico de escoamento no hidrograma; Δh: diferença horária entre as duas ocorrências anteriores; Tr: tempo de resposta); caudais em l/s.

Os valores do tempo de resposta assumem ainda mais significado quando conjugados com o tempo necessário para que cesse o escoamento direto nas bacias hidrográficas. Para os diversos hidrogramas, para os quais se destaca com clareza a presença de um ponto de inflexão na curva de decrescimento, verificou-se que o intervalo entre o pico de caudal e a ocorrência daquele ponto tendia para um valor de 3 horas na ribeira de Grândola e de 7 horas na ribeira de Corona. Valores desta ordem de grandeza podem ser observados nos hidrogramas das Figuras 8 e 9, que refletem o padrão geral encontrado. Com base nestes valores, obtém-se, assim, um tempo de concentração entre 14 e 15 horas para sub-bacia da ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana, e próximo das 20 horas na sub-bacia da ribeira de Corona em Moinho do Bravo. No primeiro caso, o valor é apenas de 3 a 4 horas superior ao tempo de concentração encontrado a partir das fórmulas empíricas (Tabela 1). No segundo, a diferença é mais significativa, com atraso de cerca de 7 horas em relação aos valores obtidos com base nesse método. Esta situação é confirmada pela comparação entre o tempo de ocorrência do pico de caudal nas duas ribeiras. De facto, em 78 % dos casos o valor máximo do hidrograma ocorre primeiro na ribeira de Grândola, e em 67 % deles esta diferença é superior a 1 hora. Apesar de se assistir a alguma dispersão dos valores, que, obviamente, refletem as diferenças espaciais e temporais das chuvadas, existe uma tendência para o pico de caudal ocorrer na ribeira de Grândola em Ponte Vale de Joana 3 a 4 horas antes do seu aparecimento na ribeira de Corona (Tabela 6).

Assim, com base nos dados anteriores, o comportamento das ribeiras na fase de subida do caudal não possui diferenças significativas, embora se verifique um incremento menos rápido do caudal na ribeira de Corona. Esta possui, também, tempos de resposta e de concentração superiores, facto que pode ser explicado pelas diferenças morfológicas entre as duas sub-bacias, em particular pelos menores declives relativamente à ribeira de Grândola. Todavia, existem diferenças significativas entre os valores obtidos pelos hidrogramas e pelas fórmulas empíricas em relação ao tempo de concentração. Em relação à ribeira de Grândola, é conveniente fazer a sua divisão em dois troços distintos, até alcançar a estação hidrométrica de Ponte Vale Joana: por um lado, o sector da serra, com cerca de 16 km de extensão, em que a variação de altitude se faz entre 287 e 84 m (0,75^º); por outro, o troço para jusante do anterior, com cerca de 18 km, em que a diferença de altitude é de apenas 61 m (0,2^º). O fraco declive da parte final da ribeira, que reflete igual característica de todo o setor jusante da sub-bacia, traduz-se, assim, numa diminuição importante da velocidade de escoamento, comparativamente ao setor montante, o que pode levar à existência de um tempo de concentração ligeiramente superior ao calculado através das fórmulas empíricas, em particular em relação à de Temez. No caso da ribeira de Corona, o maior desfasamento entre os resultados obtidos pelos dois métodos encontra explicação na influência exercida pelas pequenas barragens, principalmente no curso de água principal, que, embora não tenham influência significativa na magnitude dos caudais máximos durante a estação chuvosa, provocam um retardamento dos picos de escoamento para jusante. Assim sendo, o tempo de

concentração elevado nesta ribeira reflete um certo grau de artificialização do regime horário, e não apenas as características físicas da bacia hidrográfica.

5.2.2. Caracterização das curvas de decrescimento e de esgotamento

Ao contrário da forma da curva de crescimento do hidrograma, que depende quase exclusivamente das características da chuvada que a originou, a forma da curva de decrescimento reflete, no essencial, as características físicas das bacias hidrográficas. É, portanto, largamente independente dos eventos pluviométricos, e tende, por isso, a ser constante para cada bacia hidrográfica, desde que as características desta não sejam alteradas de forma drástica.

Com base no pressuposto anterior, pode ser definida, para cada secção de um curso de água, uma curva de decrescimento padrão, que reflete essencialmente as condições morfológicas e litológicas de cada sub-bacia. Embora possam ser utilizadas várias funções para descrever essa curva, a fase de decrescimento assume geralmente a forma de uma função exponencial, do tipo (Quintela, 1967; Linsley *et al.*, 1988; Lencastre e Franco, 1992):

$$Q_{(t)} = Q_0 k^t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (2)$$

em que $Q_{(t)}$ é o caudal no instante t , após o caudal inicial Q_0 , e a base dos logaritmos naturais, e k e α são constantes de decrescimento, características de cada bacia hidrográfica. A unidade de tempo utilizada para as curvas de decrescimento é, geralmente, de 24 horas. Porém, em pequenas bacias hidrográficas há, com frequência, a necessidade de recorrer a períodos mais curtos, em especial se a análise incidir apenas na parte superior da curva de decrescimento, ou seja, no intervalo que medeia entre o pico de escoamento e o momento em que cessa a contribuição do escoamento direto na secção. A função exponencial anterior pressupõe que o caudal se reduz numa dada proporção num intervalo de tempo que se mantém constante. Assim, neste caso, as curvas serão traçadas como linhas retas num gráfico semi-logarítmico, em que o caudal é marcado numa escala logarítmica e o tempo numa escala linear. No entanto, raramente uma única função pode ser ajustada a toda a curva de decrescimento, pelo que o resultado da representação anterior não se traduz numa reta mas sim numa curva com declive gradualmente decrescente, ou seja, em que se verifica a diminuição da constante α (Chow *et al.* 1988). Na verdade, ao longo da curva de decrescimento podem, por vezes, definir-se várias retas num gráfico semi-logarítmico. Noutros casos, a transição entre essas retas é tão suave que se torna difícil efetuar a sua separação. De facto, o tempo de resposta muito diferente para o escoamento direto, assim como para os diferentes tipos de água armazenada na bacia hidrográfica (na rede hidrográfica, no solo e no sub-solo), levam a um desfasamento da chegada da água à secção, o qual depende das características das bacias hidrográficas. Por outro lado, a existência de diferenças entre os aquíferos na mesma bacia hidrográfica, assim como as perdas de água que se

processam ao longo do leito (escoamento efluente), podem, também, introduzir alterações na curva de decrescimento. Como é óbvio, as situações anteriores tenderão a ser tanto mais importantes quanto maior e/ou mais heterogénea for a bacia hidrográfica.

Ao fim de um determinado tempo após o pico de escoamento, a curva de decrescimento passa a representar a variação do caudal dependente apenas da cedência de água por parte dos aquíferos, visto que tanto o escoamento direto como o escoamento intermédio podem ser considerados inexistentes. Deste modo, o escoamento nos cursos de água passa a fazer-se, exclusivamente, à custa do esgotamento das reservas subterrâneas. Como se referiu anteriormente, este intervalo foi calculado em cerca de 3 dias para ambos os locais das estações hidrométricas das ribeiras de Grândola e de Corona.

As curvas-padrão de decrescimento e de esgotamento podem ser obtidas através da sobreposição de várias curvas observadas para uma determinada secção de um curso de água. Nas Figuras 13 e 14 representam-se as 8 sequências de variação do caudal médio diário, nos três dias após o pico de escoamento, nas ribeiras de Grândola e de Corona, para as quais se definiram as funções com melhor ajustamento aos dados. Consta-se que as curvas de decrescimento na ribeira de Grândola (Figura 13) possuem um melhor ajustamento a uma função de potência, facto que indicia uma grande diminuição do caudal numa fase inicial, logo após o pico de escoamento. É possível, ainda, definir um padrão geral de variação de acordo com o caudal inicial (Q_0), embora existam duas situações que não acompanham o mesmo comportamento (linhas a tracejado). Pelo contrário, na ribeira de Corona constata-se a presença de dois conjuntos de curvas, com diferenças significativas (Figura 14): um, que traduz uma diminuição geral mais suave do caudal, cuja variação é melhor descrita por funções de potência (ou seja, com maior inclinação relativa no início); outro, com diminuição bastante mais acentuada do caudal, mas cujo ajustamento é mais adequado a partir de funções exponenciais. O primeiro conjunto traduz uma variação mais gradual do caudal quando comparado com as curvas de decrescimento na ribeira de Grândola; o segundo, pelo contrário, representa uma variação bastante mais forte. No entanto, não foi possível estabelecer qualquer padrão distinto para os dois conjuntos, baseado na altura do ano, nas condições antecedentes à ocorrência do pico do escoamento, ou à influência diferenciada dos meios artificiais de armazenamento. Por esse motivo, os dados não são considerados adequados a um tratamento mais aprofundado.

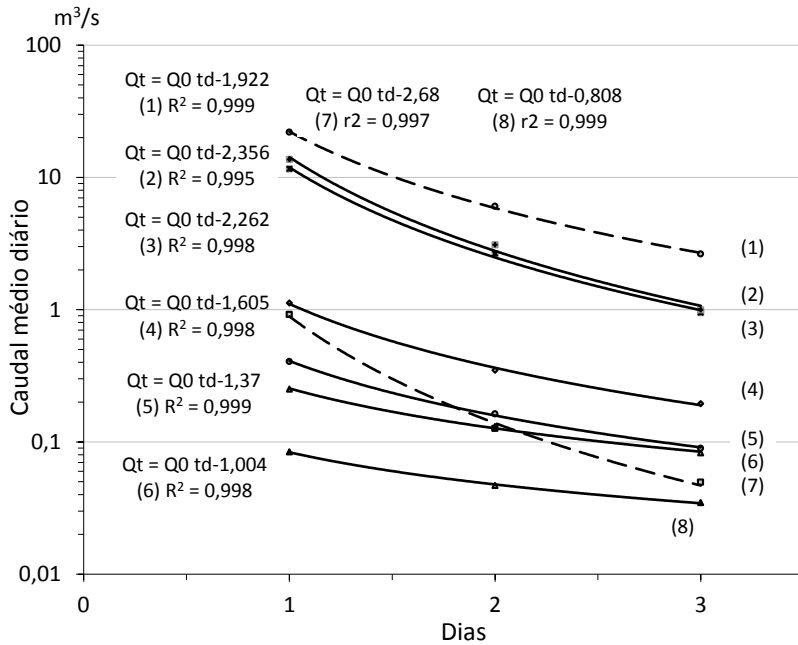


Figura 13. Variação do caudal médio diário (escala logarítmica) nos três dias após cada pico de escoamento na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana.

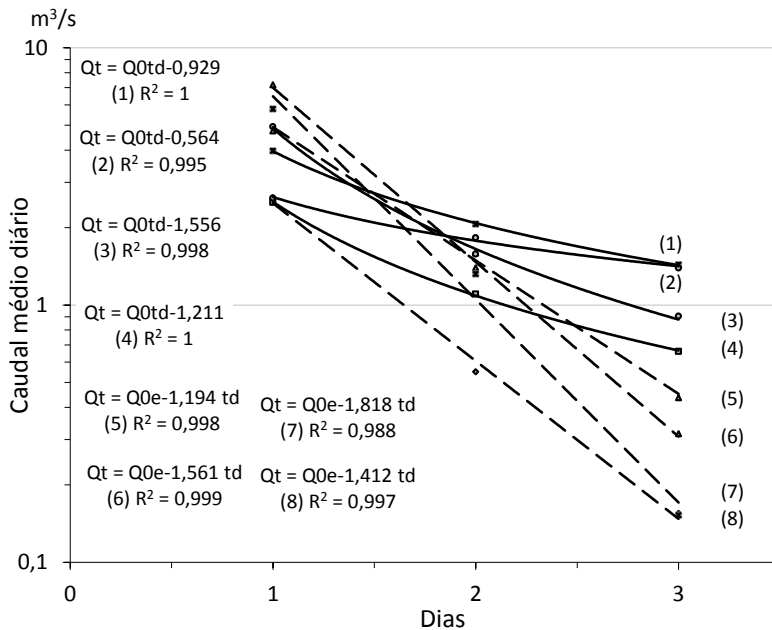


Figura 14. Variação do caudal médio diário (escala logarítmica) nos três dias após cada pico de escoamento na ribeira de Corona em Moinho do Bravo.

No caso da ribeira de Grândola, se se excluir, por conveniência, as duas curvas que não seguem o padrão geral de variação do caudal médio diário, constata-se que o parâmetro k segue uma distribuição logarítmica em função do caudal inicial Q_0 (Figura 15).

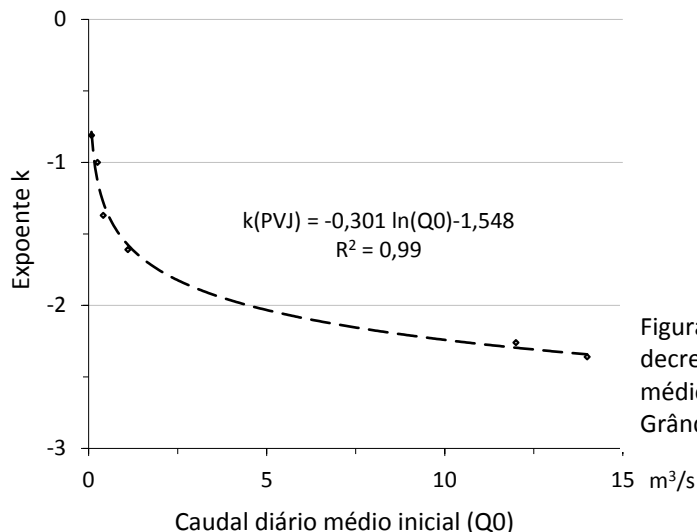


Figura 15. Variação do parâmetro de decaimento, k , segundo o caudal médio diário inicial, na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana.

A função de variação de k pode, assim, ser utilizada para obter a variação da curva de decaimento, partindo de diferentes caudais médios diários iniciais (Q_0), para os três dias após o pico de caudal:

$$Q_{t(PVJ)} = Q_0 t_d^{-0,301 \ln(Q_0) - 1,548} \quad (3)$$

em que Q_t é o caudal ao fim de t_d dias (neste caso, 1 a 3 dias).

Com base na expressão anterior obtêm-se as curvas representadas na Figura 16, definidas para caudais iniciais (Q_0) de 5, 10, 20, 30, 50 e 70 m^3/s .

Como se pode observar pela Figura 16B, as curvas de decaimento podem ser aproximadas por uma função exponencial, que toma, para este caso específico, a seguinte forma:

$$Q_{t(PVJ)} = Q_0 e^{-(0,233 \ln(Q_0) - 1,202) t_d} \quad (4)$$

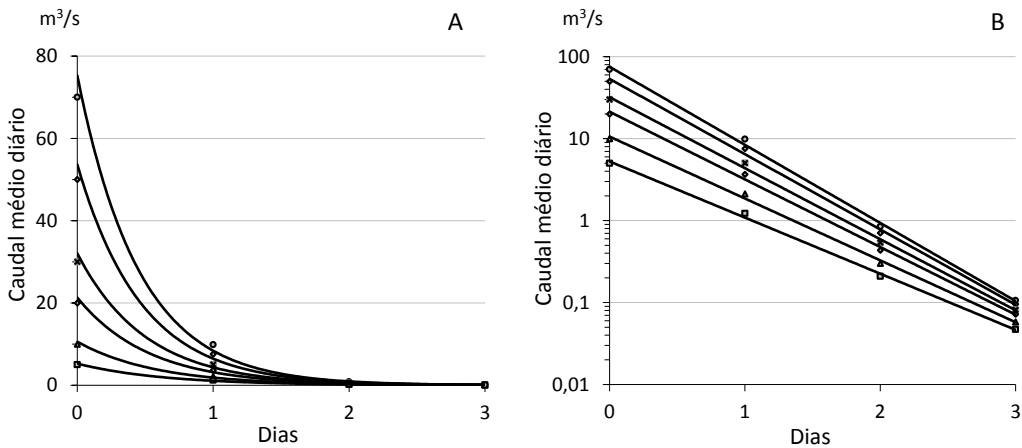


Figura 16. Curvas de decrescimento do caudal médio diário nos três dias seguintes ao pico de escoamento, para vários caudais de ponta, na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana: (A) linear; (B) semi-logarítmico.

A diminuição do caudal ao longo dos três dias após o pico de escoamento, baseada nas expressões anteriores, significa, tal como já se referiu, que o decrescimento é inicialmente muito acentuado, mas atenua-se com o passar do tempo ao longo desse período; significa, também, como se compreende, que a diminuição é menos intensa para caudais iniciais mais baixos. De facto, quando o caudal de ponta é 70 m³/s, verifica-se uma diminuição para um valor 660 vezes inferior ao fim de 3 dias; para caudais de ponta mais baixos, como por exemplo 10 m³/s, a diminuição é apenas para um valor cerca de 170 vezes inferior. Esta variação pode ser traduzida, com rigor, por uma expressão que permite calcular a redução do caudal ao fim de três dias, $Q_{(3dias)}$, dependendo do caudal de ponta, Q_0 , que toma a seguinte forma para a ribeira de Grândola:

$$\frac{Q_0}{Q_{(3dias)}} = 35Q_0^{0,69}, \quad (5)$$

em que $\frac{Q_0}{Q_{(3dias)}}$ representa a proporção em que o caudal se reduz ao fim de 3 dias.

As curvas anteriores representam, portanto, a diminuição do caudal da ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana desde o pico de escoamento até ao início da curva de esgotamento, incluindo, assim, quer o escoamento direto que se processa logo após a chuvada quer o que resulta do armazenamento superficial temporário na bacia hidrográfica. Devem, no entanto, ser encaradas como uma aproximação, visto que o número reduzido de dados disponível não permite retirar conclusões mais seguras. Além disso, parte do período dos 2.º e 3.º dias poderá corresponder apenas ao decréscimo associado ao esgotamento das reservas subterrâneas.

A utilização de dados diários médios para um período de tempo tão curto constitui, como se compreende, uma simplificação. Por isso, a utilização de caudais instantâneos horários permite uma abordagem complementar e mais aprofundada da variação do caudal. A variação destes pode, duma forma geral, ser representada por uma função exponencial nas primeiras 16 horas após o pico de escoamento, para a ribeira de Grândola (Figura 17), em situações associadas a caudais instantâneos iniciais muito diferentes (de 1 a 35 m³/s). A ribeira de Corona, pelo contrário, possui muitas vezes uma variação pouco regular do caudal, pelo que não é possível, para a maioria dos casos, definir qualquer função de decrescimento.

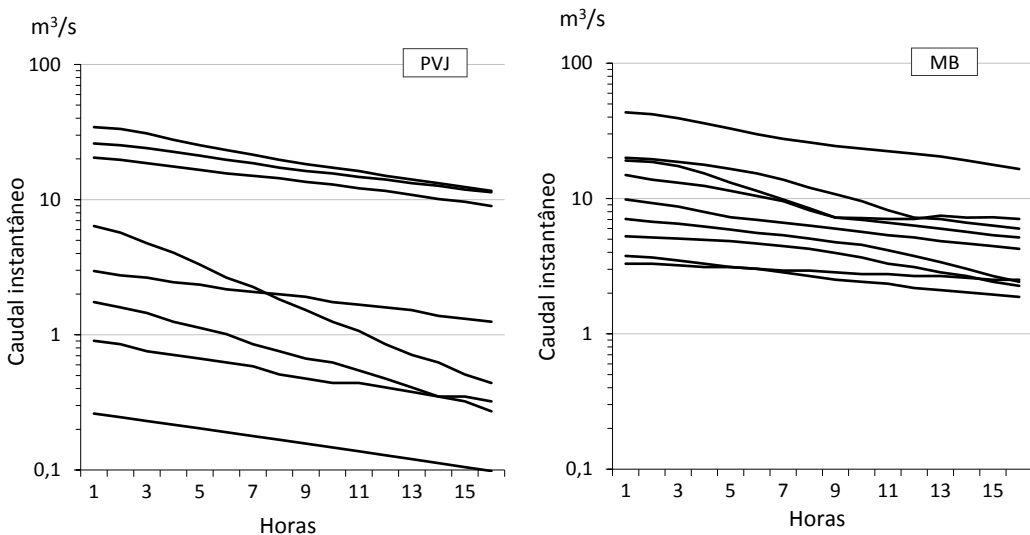


Figura 17. Variação do caudal instantâneo (escala logarítmica) nas 16 horas após o pico de escoamento, nas ribeiras de Grândola, em Ponte Vale Joana (PVJ), e de Corona, em Moinho do Bravo (MB).

Como se constata pela Figura 18, que complementa a figura anterior para a ribeira de Grândola, o parâmetro que descreve o decrescimento do caudal possui uma variação pouco acentuada para a generalidade das situações. Se excetuarmos as duas curvas que não se inserem no padrão geral (a tracejada na figura), a variação deste parâmetro situa-se, na maior parte dos casos, entre 0,06 e 0,07, para valores de caudal instantâneo entre 0,3 e 36 m³/s. Quer isto dizer que, nas primeiras horas após o pico de escoamento, independentemente do caudal inicial (Q_0), existe uma tendência para a variação da taxa de decrescimento permanecer estável. Esta situação mantém-se até, pelo menos 20 horas, mas pode perdurar por cerca de 40 horas em alguns casos, altura a partir da qual a curva já não pode ser caracterizada por uma única função de decrescimento.

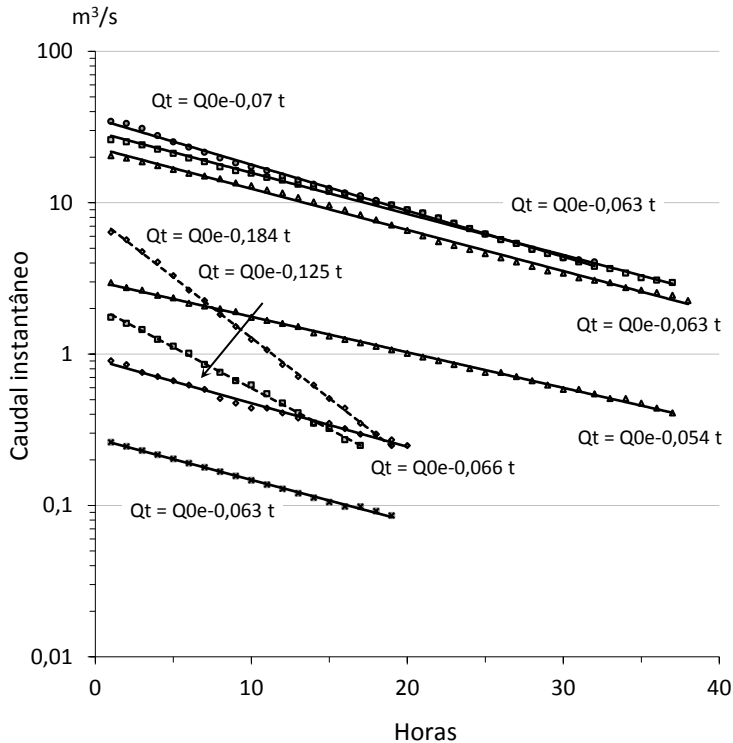


Figura 18. Ajustamento da função exponencial de decaimento de caudal a dados instantâneos horários (escala logarítmica), nas horas seguintes ao pico de escoamento (número de horas em que é possível ajustar esta função para $R^2 > 0,99$), na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana.

Considerando a constante de decaimento como o valor médio das 6 situações que seguem o mesmo padrão, obtém-se, então, a seguinte expressão que descreve a variação do caudal instantâneo até, pelo menos, 20 horas após o pico de escoamento:

$$Q_{(t)} = Q_0 e^{-0,063t} \quad (6)$$

No caso da ribeira de Corona, quando se prolonga o caudal instantâneo horário para além das 16 horas representadas na Figura 17B, a irregularidade na variação do caudal acentua-se, verificando-se, por vezes, a estabilização temporária das curvas, ou mesmo aumentos pontuais de caudal. Este comportamento pode estar relacionado com a presença de precipitação que não tem correspondência nas estações climatológicas utilizadas, mas pode também refletir a intervenção das atividades humanas na variação do escoamento. Em qualquer dos casos, torna inviável o mesmo tipo de abordagem levado a efeito para a ribeira de Grândola.

As curvas de esgotamento do caudal, apenas disponíveis para sequências até 17 dias após a cessação do escoamento direto, ajustam-se, na maior parte dos casos, bastante melhor a uma curva baseada numa função de potência (Figura 19). Neste caso, embora com inclinações variadas, constata-se uma concentração essencialmente entre $k = 0,6$ e $k = 0,8$. Deste modo, e considerando o valor médio das 6 curvas que seguem o mesmo padrão, obtém-se a seguinte expressão:

$$Q_{(t)} = Q_0 t_d^{-0,672}, \quad (7)$$

que descreve a diminuição do caudal médio diário a partir do 4.º dia após a cessação do escoamento direto, ou seja, a partir do início do esgotamento das reservas subterrâneas.

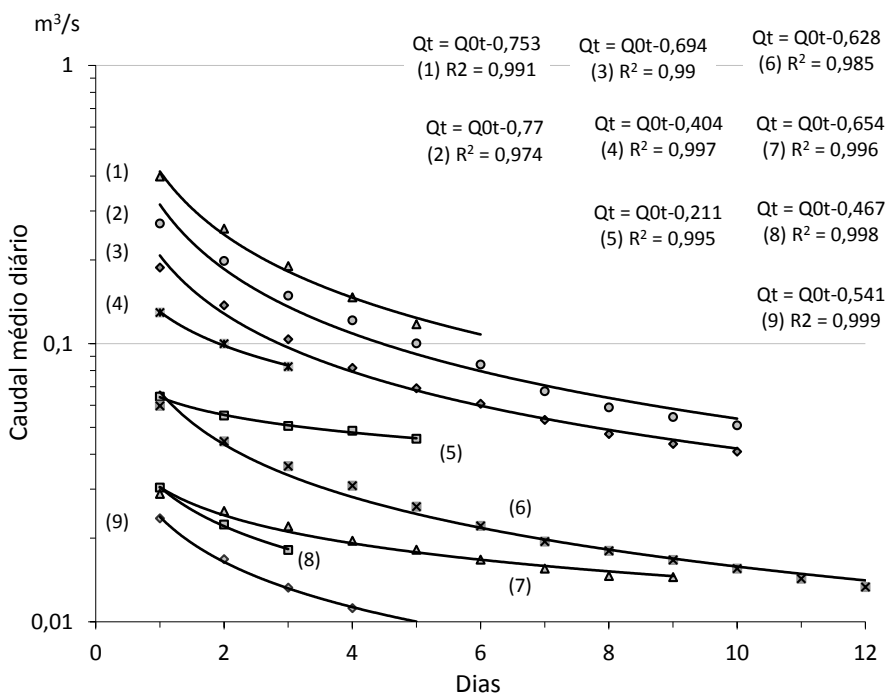


Figura 19. Variação do caudal médio diário, após a cessação do escoamento direto, na ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana.

Apenas a partir de um período entre o 5.º e o 11.º dia após a finalização do escoamento direto, consoante as curvas, o decréscimo pode ser descrito de forma mais aproximada pela função exponencial. Esta, com base na inclinação média das 4 curvas mais extensas, assume a seguinte forma:

$$Q_{(t)} = Q_0 e^{-0,056 td}, \quad (8)$$

que descreve a curva de esgotamento, para valores médios diários, a partir do 7.º dia após a cessação do escoamento direto na ribeira de Grândola.

A situação anterior parece, assim, contrariar o valor de 3 dias para o intervalo entre o pico de caudal e o final do escoamento direto, obtido através da expressão (1) e parcialmente confirmado pela observação dos hidrogramas, com base na identificação do ponto de inflexão. Este valor estaria, assim, estimado por defeito; no entanto, o número reduzido de casos e a reduzida extensão dos mesmos não permite conclusões mais seguras acerca desta característica da bacia hidrográfica.

Na ribeira de Corona, as sequências de dados diários em condições de serem utilizadas são ainda em menor número, visto que a maior parte delas não ultrapassa 6 dias de extensão. Em todo o caso, em Moinho do Bravo os valores de k situaram-se entre 0,33 e 0,41 para valores de caudal inicial de 0,66 a 1,16 m³/s, correspondentes a 4 situações analisadas. Estes valores são claramente inferiores aos encontrados em Ponte Vale Joana, para caudais iniciais semelhantes, o que indicia uma diminuição muito mais gradual do escoamento em fase de esgotamento, comportamento que, como se sabe, é o reflexo da influência das barragens existentes na bacia hidrográfica.

6. Considerações finais

O comportamento hidrológico distinto das ribeiras de Corona e de Grândola resulta dos diferentes graus de importância que os fatores de escoamento assumem nas duas bacias hidrográficas. A primeira reflete, no essencial, as características de uma bacia hidrográfica menos influenciada pela intervenção humana, com um regime natural que se manifesta em qualquer escala temporal. Embora as diferenças sejam pouco evidentes quando se consideram os regimes anual e mensal, os contrastes entre as duas ribeiras destacam-se quando se analisa o comportamento hidrológico em períodos mais curtos. Não obstante as duas ribeiras possuírem características semelhantes ao nível da magnitude dos caudais mais elevados e, até, do tempo de resposta (embora menor na de Grândola), as diferenças fundamentais estabelecem-se na fase de decréscimo dos caudais. A ribeira de Corona possui um tempo de concentração substancialmente maior, resultante de um escoamento direto mais lento, mas também por influência de uma maior capacidade de armazenamento. Este facto traduz-se também num decréscimo menos acentuado dos caudais após o pico de escoamento e, principalmente, numa curva de esgotamento suave, em que os caudais são sempre bastante superiores aos da ribeira de Grândola e se mantêm por mais tempo ao longo do ano.

Estas características contrariam, à partida, as condições naturais da bacia hidrográfica de Corona, tais como a menor permeabilidade e a menor densidade do coberto vegetal comparativamente à sub-bacia da ribeira de Grândola em Ponte Vale Joana. No entanto, a menor inclinação geral e a maior capacidade de armazenamento, nomeadamente devido à presença de estruturas hidráulicas, leva a uma libertação mais gradual da água,

retardando os caudais de ponta, mas, também, contribuindo para uma curva de decréscimo menos acentuada, tanto na fase logo após a ocorrência do caudal máximo como também durante a fase de esgotamento das reservas subterrâneas. Nesta fase, a variação do caudal encontra-se, assim, influenciada por fatores externos às características naturais da bacia hidrográfica.

Bibliografia

Chow, Ven Te; Maidment, David R.; Mays, Larry W. (1988) – *Applied Hydrology, Civil Engineering Series, McGraw-Hill Series in Water Resources an Environmental Engineering*, McGraw-Hill International Editions, 572 pag.

Daveau, Suzanne e colaboradores (1977) – Répartition et rythme des précipitations au Portugal, Memória do C. E. G., nº 3, Universidade de Lisboa, Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 192 pag.+anexos.

Lencastre, A. e Franco, F. M. (1992) – *Lições de Hidrologia*, Fac. Ciências e Tecnologia, UNL, 2ª edição, 453 pag.

Linsley, Ray K.; Kohler, Max; Paulhus, Joseph (1988) – *Hydrology for Engineers, SI Metric Edition, Series in Water Resources an Environmental Engineering*, McGraw-Hill, 492 pag.

Quintela, António C. (1967) – *Recursos de águas superficiais em Portugal Continental*, Dissertação de doutoramento em Engenharia Civil, Instituto Superior Técnico, Lisboa, 276 pag.

Ramos, C. (1994) – *Condições geomorfológicas e climáticas das cheias da ribeira de Tera e do rio Maior (bacia hidrográfica do Tejo)*, dissertação de doutoramento em Geografia Física, F.L., Univ. de Lisboa, Lisboa, 520 pag.

Reis, E. (2006) – *As bacias hidrográficas das ribeiras da serra de Grândola – dinâmica hidrológica e factores condicionantes*, dissertação de doutoramento em Geografia Física, F.L., Univ. de Lisboa, Lisboa, 735 pag.

CHEIAS E INUNDAÇÕES URBANAS: TIPOS, CARACTERÍSTICAS E DANOS MATERIAIS

Miguel Leal¹

Resumo

Os diversos tipos de inundações podem distinguir-se pelos seus factores desencadeantes, processos hidrológicos, características hidrodinâmicas, extensão espacial e temporal e capacidade destruidora. Se as cheias progressivas e cheias rápidas são termos actualmente estabilizados cientificamente, o mesmo não sucede com as inundações urbanas. Actualmente assiste-se a uma multiplicidade de conceitos associados a este tipo de inundações, não permitindo uma correcta classificação das ocorrências. Neste artigo apresentam-se os conceitos e o enquadramento das cheias progressivas e rápidas, discutem-se as questões teóricas e metodológicas relativas às inundações urbanas e propõem-se os termos FREN (inundações relacionadas com a antiga rede de drenagem natural) e FUNN (inundações não relacionadas com a actual ou antiga rede de drenagem natural). Os danos materiais reportados às seguradoras no município de Lisboa no período 2000-2011 apontaram as FUNN como o tipo de inundação mais frequente (53% dos sinistros). Por outro lado, foram as FREN que geraram maiores consequências (58% das indemnizações). Os resultados obtidos demonstram a importância do relevo e das antigas linhas de água nos danos materiais resultantes de inundações.

Palavras-chave: cheias rápidas; inundações urbanas; FREN; FUNN; danos materiais; seguros; Lisboa

1. Introdução

A Directiva 2007/60/CE, transposta para a realidade portuguesa pelo Decreto-Lei nº 115/2010, define inundação (*flooding*) como a “cobertura temporária por água de uma terra normalmente não coberta por água”. Esta é uma forma simples de explicar o que é uma inundação, embora aborde apenas o processo do ponto de vista do resultado/consequência. Pode dizer-se que uma inundação ocorre quando uma rede de drenagem recebe mais água do que a que consegue suportar (NRC, 2005).

A introdução do excesso de água num sistema natural ou mais ou menos artificializado pode dever-se a causas muito distintas: chuva de curta duração, mas intensa; chuvas

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, ULisboa.
mleal@campus.ul.pt

prolongadas; fusão rápida da neve ou do gelo; ruptura de barragens ou de diques; obstáculos ao escoamento; subida da toalha freática; *storm surge*; *tsunamis*; movimentos de vertente; ou rupturas de condutas na via pública (Pilgrim e Cordery, 1993; Ramos, 2009). Note-se que as inundações podem ser desencadeadas por uma ou mais das causas referidas, por exemplo quando se verifica o efeito combinado da chuva e da maré alta.

Devido às características físicas e antrópicas dos territórios e aos diversos factores que podem estar na génese das inundações, estas podem ser de diferentes tipos: cheias ou inundações fluviais (*floods*), inundações resultantes da subida da toalha freática (*groundwater flooding*), inundações costeiras (*coastal flooding*) e inundações urbanas (*urban flooding*).

Este trabalho pretende, numa primeira fase, discutir os conceitos ligados às cheias e inundações urbanas e compreender de que forma os diferentes tipos de inundações se distinguem quanto aos factores desencadeantes, processos hidrológicos, características hidrodinâmicas, extensão espacial e temporal e capacidade destruidora. Face ao crescimento das áreas impermeabilizadas, à canalização subterrânea de muitos cursos de água e ao aumento da população a residir nas cidades, importa dar uma atenção especial às inundações urbanas. No entanto, existem dificuldades em associar as ocorrências aos vários tipos de inundações urbanas referidos na bibliografia. Como tal, propõe-se a utilização dos termos FREN (inundações relacionadas com a antiga rede de drenagem natural) e FUNN (inundações não relacionadas com a actual ou antiga rede de drenagem natural). Neste âmbito são analisados os danos materiais fornecidos pelas companhias de seguros para Lisboa no período 2000-2011 em função da localização dos sinistros face à antiga rede de drenagem da cidade, actualmente canalizada subterraneamente quase por completo. Através destes dados pretende-se comprovar se as características físicas dos territórios continuam a ser relevantes nas consequências causadas por estes fenómenos.

2. Cheias progressivas e cheias rápidas

As cheias podem ser definidas como fenómenos hidrológicos extremos, de frequência variável, naturais ou induzidos pela acção humana, e que consistem no transbordo de um curso de água relativamente ao seu leito ordinário, originando a inundação dos terrenos ribeirinhos (leito de cheia) (Chow, 1956). Ainda que seja algo que gere alguma discussão no meio académico, as cheias pressupõem sempre a inundação das margens de um curso de água, independentemente da sua importância ou dimensão. Logo, pode dizer-se que todas as cheias provocam inundações, mas nem todas as inundações são causadas por cheias (Ramos, 2009). Em função das características da precipitação desencadeante e das bacias hidrográficas onde ocorrem, as cheias podem ser subdivididas em cheias progressivas e cheias rápidas.

As cheias progressivas ou lentas (*slow floods*, *slow-rising floods* ou *slow-onset floods*) ocorrem sobretudo nos rios com grandes bacias hidrográficas e são desencadeadas por

períodos de precipitação que se prolongam durante semanas a meses ou pela fusão da neve. Em Portugal, a manutenção deste tipo de situação meteorológica está relacionada com a permanência da circulação zonal de Oeste, em que se verifica a passagem de sucessivas depressões sub-polares e de sistemas frontais associados (Ramos e Reis, 2001). Para que os rios entrem em situação de cheia, é necessário que estes longos períodos chuvosos provoquem a saturação progressiva dos solos e o enchimento gradual das albufeiras das barragens (quando existem) (Ramos, 2005). O facto de demorarem muito tempo a formarem-se permite o alerta e a evacuação atempada das populações afectadas, o que torna as cheias progressivas em fenómenos naturais pouco perigosos, cuja probabilidade de causar vítimas mortais é diminuta, sobretudo em países desenvolvidos. A capacidade de encaixe do escoamento por parte das barragens e a correcta gestão das suas descargas é também fundamental para evitar ou minimizar os impactes das cheias.

No caso das cheias rápidas (*flash floods*) existem várias definições, podendo ser mais ou menos complexas. Trata-se de cheias que atingem elevados caudais de ponta, geradas por tempestades severas e que, normalmente, se restringem a uma área limitada (IAHS, 1974). Segundo o glossário de meteorologia da *American Meteorological Society* (AMS), as cheias rápidas são causadas pela rápida subida do nível da água dos cursos de água, geralmente em resultado de precipitações intensas em pequenas áreas, ou de precipitações moderadas a intensas em superfícies muito saturadas ou impermeáveis (AMS, 2000). Para além da precipitação, de acordo com a NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), as cheias rápidas também podem resultar de rupturas de barragens ou diques ou de uma libertação repentina da água anteriormente aprisionada pela acumulação de gelo.

Tempo e espaço são dimensões interligadas e fundamentais no âmbito das cheias rápidas. É frequente encontrar a referência a poucas horas entre a precipitação desencadeante e a ocorrência da cheia como limiar máximo para este tipo de inundações (Marchi *et al.*, 2010; Llasat *et al.*, 2016), mas as durações específicas de 6 horas (Barredo, 2007; Borga *et al.*, 2014; Llasat *et al.*, 2016) ou de 12 horas também são mencionadas (Georgakakos, 1986; Gaume *et al.*, 2009). Importa referir que estes valores são apenas empíricos, podendo ser adequados para um determinado local e não o serem para outro (Kobiyama e Goerl, 2007). Logo, utilizar um limiar máximo de tempo como critério de separação entre cheias rápidas e cheias progressivas pode não ser a melhor solução. Por outro lado, a maioria dos autores aponta as bacias hidrográficas com áreas inferiores a 1000 km² como aquelas em que podem ocorrer cheias rápidas (Barrera *et al.*, 2006; Marchi *et al.*, 2010; Borga *et al.*, 2014; Ruiz-Bellet *et al.*, 2015; Llasat *et al.*, 2016).

As cheias rápidas são um dos fenómenos mais perigosos e destruidores a nível mundial (Gaume e Borga, 2008; Gaume *et al.*, 2009; Marchi *et al.*, 2010), tendo uma importância muito acentuada na região do Mediterrâneo (Barnolas e Llasat, 2007; Barredo, 2007; Gaume *et al.*, 2009; Diakakis e Deligiannakis, 2017; Pereira *et al.*, 2017). Tal como noutros

países mediterrânicos (Jansá *et al.*, 2001; Llasat *et al.*, 2005; Barrera *et al.*, 2006; Barriandos e Rodrigo, 2006; Marchi *et al.*, 2010; Diakakis, 2014), em Portugal este tipo de inundações ocorre, sobretudo, no Outono (Fragoso *et al.*, 2010; Leal, 2011, 2013; Zêzere *et al.*, 2014; Pereira *et al.*, 2016), como consequência de depressões convectivas: gotas de ar frio ou depressões devidas à interacção entre as circulações polar e tropical (Ramos e Reis, 2001). A formação de gotas de ar frio beneficia da elevada temperatura do Oceano Atlântico depois do Verão, do enfraquecimento do anticiclone dos Açores e da intensificação da circulação meridiana (Ramos e Reis, 2001; Ruiz-Bellet *et al.*, 2015; Llasat *et al.*, 2016). No caso das depressões resultantes da interacção entre as circulações polar e tropical, estas dependem da intensidade convectiva da Convergência Intertropical (CIT) e da sua relação com as invasões de ar frio que são capazes de atingir as latitudes subtropicais (Brum Ferreira, 1985).

O perigo que as cheias rápidas representam advém dos elevados caudais atingidos, do curto tempo de resposta das bacias hidrográficas e da elevada carga sólida que os cursos de água são capazes de transportar. Acresce que estas características tornam praticamente impossível o aviso e/ou o evacuamento das populações expostas aquando da sua ocorrência.

3. Inundações urbanas

Tal como nas cheias rápidas, as precipitações com elevada intensidade num curto espaço de tempo são também a causa predominante das denominadas inundações urbanas. Estas ocorrem, como o próprio nome indica, em áreas urbanas ou em áreas fortemente artificializadas. A impermeabilização dos solos/terrenos leva à diminuição da infiltração, sendo que a precipitação que anteriormente se infiltrava, transforma-se em escoamento superficial directo. Para além do aumento do volume, também a velocidade do escoamento superficial aumenta devido à menor rugosidade dos materiais utilizados em espaços construídos, o que, por sua vez, provoca reduções nos tempos de concentração e de resposta das bacias hidrográficas.

Os sistemas de drenagem artificiais existem para resolver o défice de infiltração e, consequentemente, para evitar as inundações (DeSilva *et al.*, 2011; Cherqui *et al.*, 2015). As complexas redes de drenagem subterrâneas existentes nas áreas urbanizadas têm como objectivo retirar a água da superfície, evitando a sua acumulação. Como tal, as águas provenientes da precipitação têm de ser “capturadas” ao longo das numerosas sarjetas existentes, de modo a que cheguem rapidamente ao sistema de drenagem artificial subterrâneo. Tal como Butler e Davies (2004) referem, nas áreas urbanas existem dois tipos de água que requerem drenagem: pluviais e residuais. Estas podem ser drenadas de forma separada ou combinada, sendo a última a opção mais comum. Refira-se igualmente que, a canalização subterrânea das ribeiras faz com que estas sejam, normalmente, integradas nesta rede artificial.

É frequente não existirem ribeiras à superfície nas cidades maiores/mais antigas, pois, durante algumas décadas optava-se por canalizar subterraneamente ou aterrar os cursos de água. Tal permitia, não só eliminar visualmente as linhas de água, que, muitas vezes, eram espaços com problemas de saúde pública devido à acumulação de lixo e à falta de tratamento das águas residuais, como também possibilitava o desaparecimento das cheias rápidas. Por outro lado, estas áreas ficavam disponíveis para construção depois destas intervenções. Actualmente, esta opção de ordenamento do território já não é utilizada, preferindo-se dar espaço à água, de modo a que possa ocupar os seus leitos naturais. Em alguns casos, tem-se mesmo procedido à renaturalização dos cursos de água.

O cenário da canalização maciça das linhas de água fez com que muitas cidades passassem a ser exclusivamente afectadas por inundações (urbanas), mais frequentes do que as cheias rápidas, embora menos destrutivas (Spekkers *et al.*, 2013a; Rudari *et al.*, 2014; Cherqui *et al.*, 2015). No fundo, substituiu-se um fenómeno natural (cheias rápidas) com maior magnitude e menor frequência, por outro (inundações urbanas) com menor magnitude e maior frequência. Apesar da maior rapidez com que as pluviais chegam aos fundos de vale e do aumento do volume do escoamento superficial, fruto da impermeabilização dos terrenos, as inundações urbanas não são tão perigosas quanto as cheias rápidas. Isto deve-se à reduzida carga sólida transportada e à captação de parte do escoamento superficial por parte do sistema de drenagem artificial. Contudo, espera-se que as inundações urbanas venham a ser ainda mais frequentes e que atinjam magnitudes mais elevadas (Falconer *et al.*, 2009; Suriya *et al.*, 2012; Huong e Pathirana, 2013; C. F. Chen e Liu, 2014; Diakakis *et al.*, 2016), tornando este tipo de inundações um problema cada vez maior (Falconer *et al.*, 2009; Diakakis, 2014; Hammond *et al.*, 2015). Por um lado, isto deve-se à canalização subterrânea dos cursos de água que atravessam as cidades, à cada vez maior expansão das superfícies impermeabilizadas e ao sub-dimensionamento das redes de águas pluviais (Smith e Ward, 1998; Jha *et al.*, 2012; Huong e Pathirana, 2013). Por outro, o número de edifícios e a população têm crescido, aumentando a exposição às inundações e causando estragos e custos associados mais elevados (Brázdil *et al.*, 2006; Barnolas e Llasat, 2007; Barredo, 2009; Marchi *et al.*, 2010; Aerts e Botzen, 2011; Jha *et al.*, 2012; Hammond *et al.*, 2015; Diakakis *et al.*, 2016). Há ainda que considerar os possíveis efeitos das alterações climáticas no aumento da frequência e magnitude das precipitações intensas (Brázdil *et al.*, 2006; Marchi *et al.*, 2010; Aerts e Botzen, 2011; de Moel e Aerts, 2011; C. F. Chen e Liu, 2014; Hammond *et al.*, 2015).

Por norma, a relação entre a precipitação e a quantidade de ocorrências causadas por inundações urbanas não é muito significativa. Não é razoável esperar uma relação mais directa entre estas variáveis, pois existem diversos factores que podem aqui interferir: 1) a qualidade e disponibilidade dos dados de precipitação e das seguradoras (Merz *et al.*, 2004; Spekkers *et al.*, 2013b); 2) a distribuição espacial e temporal da precipitação desencadeante; 3) as características geomorfológicas, litológicas e hidrológicas das áreas afectadas; 4) a extensão das áreas edificadas/impermeabilizadas; 5) a quantidade de edifícios/propriedades expostas (e com seguro); 6) a capacidade dos sistemas de

drenagem de águas pluviais para lidar com eventos de precipitação intensa; 7) as características da malha urbana; e 8) o efeito da maré e/ou das situações de *storm surge* nos sectores terminais dos cursos de água localizados em áreas costeiras ou em estuários (Archetti *et al.*, 2011; Condon e Sheng, 2012; W. B. Chen e Liu, 2014).

4. Conceitos e classificações ligados às inundações urbanas

Visto o enquadramento das inundações urbanas, é importante compreender e discutir o conceito propriamente dito, até porque este tem sido um tema de debate recorrente junto da comunidade científica. Num sentido lato, as inundações urbanas podem ser consideradas todas as inundações que ocorrem em áreas urbanas, independentemente da sua causa (Hammond *et al.*, 2015). Assim, a ocorrência de inundações pode não resultar apenas da precipitação. A sobrelevação do nível do mar, episódios de *storm surge*, marés vivas ou simples situações de preia-mar podem causar, por si só, inundações ou exacerbar os seus efeitos nos sectores terminais dos cursos de água e/ou nas áreas baixas costeiras (Oliveira e Ramos, 2002; Archetti *et al.*, 2011; W. B. Chen e Liu, 2014). Também as rupturas de condutas na via pública e a obstrução das sarjetas por ramos e folhas de árvores ou outros detritos podem provocar inundações e/ou contribuir para a sua existência (DeSilva *et al.*, 2011; Rudari *et al.*, 2014; Cherqui *et al.*, 2015).

Numa perspectiva mais restrita e mais comum, as inundações urbanas podem ser todas as situações verificadas em áreas urbanas e que tenham sido desencadeadas por eventos de precipitação intensa, originando escoamento superficial e a sobrecarga dos sistemas de drenagem (CNT, 2014; Yu e Coulthard, 2015). Recentemente emergiu o conceito de *surface water flooding* (SWF), que descreve o efeito combinado de diversas inundações/cheias: pluviais (*pluvial flooding*), dos sistemas de drenagem (*sewer flooding*), das ribeiras que ainda escoam a céu aberto, dos cursos de água canalizados subterraneamente e as provocadas pelas nascentes de águas subterrâneas (Falconer *et al.*, 2009). Deste modo, SWF é um termo ainda mais abrangente do que o de inundação urbana, uma vez que as cheias rápidas e as inundações resultantes da subida da toalha freática estão incluídas e também porque estas inundações podem ocorrer fora das cidades (Priest *et al.*, 2011). Assim, os conceitos de SWF e de inundações urbanas não podem ser considerados sinónimos.

Na realidade, continua a não existir consenso acerca deste assunto (Falconer *et al.*, 2009; Priest *et al.*, 2011; Bernet *et al.*, 2017). Existem, por exemplo, alguns estudos em que não se faz qualquer distinção entre as SWF e as inundações pluviais (Pitt, 2008; Yu e Coulthard, 2015). As últimas podem ser definidas como inundações causadas pelo escoamento superficial e conseqüente acumulação de água antes de chegarem a um curso de água ou de entrarem no sistema de drenagem de águas pluviais (Falconer *et al.*, 2009; Jha *et al.*, 2012; Sperotto *et al.*, 2015). Podem igualmente acontecer quando um determinado volume de água não consegue entrar no sistema de drenagem artificial porque a rede já

tinha atingido a sua capacidade máxima de vazão (Falconer *et al.*, 2009; Jha *et al.*, 2012; Sperotto *et al.*, 2015). Este tipo de inundação é, normalmente, o primeiro a acontecer como resultado de uma precipitação intensa num curto espaço de tempo (Priest *et al.*, 2011), não sendo de descartar a sua ocorrência em episódios de precipitação menos intensa (Aronica e Lanza, 2005; Parker *et al.*, 2011; Bhattarai *et al.*, 2016). As inundações pluviais acontecem: 1) em áreas potencialmente favorecedoras de acumulação de escoamento superficial (áreas planas e/ou baixas e depressões naturais); 2) onde existem situações de bloqueio do escoamento (naturais ou induzidas pela acção humana); e 3) ao longo das ruas (Parker *et al.*, 2011; Jha *et al.*, 2012; Rudari *et al.*, 2014).

As inundações provenientes dos sistemas de drenagem são outro dos subtipos de SWF e são provocadas pela sobrecarga hidráulica dos sistemas de drenagem quando a sua capacidade de vazão é excedida em resultado de precipitações intensas (Butler e Davies, 2004; Parker *et al.*, 2011; Sun *et al.*, 2012). Como já foi referido, a expansão das áreas urbanizadas conduz ao aumento do volume e da velocidade do escoamento superficial, mas essa expansão urbana exige também o aumento do número de ligações residenciais ao sistema de águas pluviais e residuais. Existe, por isso, uma maior área e uma maior quantidade de água para ser drenada. Assim, a rede de drenagem artificial pode tornar-se desadequada e ineficaz quando a capacidade para a qual foi projectada é excedida durante um evento de precipitação (Aronica e Lanza, 2005; Hurford *et al.*, 2012; Jha *et al.*, 2012; Chang *et al.*, 2015; Yu e Coulthard, 2015). Nesses casos, é frequente ver as tampas do sistema de águas pluviais saltarem devido à elevada pressão exercida pela água que circula dentro das condutas (Figura 1A).

Tendo em conta a falta de consenso existente quanto à extensão das SWF e a quantidade de subtipos/categorias que delas fazem parte, não é prudente englobá-las no mesmo grupo, especialmente porque têm condições desencadeantes e consequências distintas (Jha *et al.*, 2012). Os conceitos atrás mencionados (inundações pluviais, provenientes dos sistemas de drenagem, etc.) não serão aqui utilizados devido às razões seguintes: 1) a informação disponível para cada ocorrência/sinistro não tem detalhe suficiente para determinar se foi causado por uma inundação pluvial ou por outro tipo de SWF; 2) regra geral, não existe distinção entre as inundações causadas pelos sistemas de drenagem artificiais e pelos cursos de água canalizados subterraneamente porque a rede de drenagem de águas pluviais está maioritariamente ligada aos cursos de água canalizados; e 3) apesar da existência de uma malha urbana mais ou menos complexa, o relevo e os antigos leitos de cheia continuam a ser os factores cruciais no actual comportamento do escoamento superficial (Oliveira e Ramos, 2002; Diakakis *et al.*, 2016). Assim, determinar qual dos tipos de inundação referidos foi responsável por uma ocorrência/sinistro é, na maioria dos casos, uma tarefa demasiado propensa a erros, dado que pode ter sido desencadeado por mais do que um tipo de inundação. Considerando todas estas condicionantes e incertezas é comum não se associar as ocorrências/sinistros a nenhum tipo de inundação ou optar-se por uma separação simples entre cheias (fluviais) e inundações urbanas/SWF (exemplo: Bernet *et al.*, 2017).

Deste modo, propõe-se uma classificação baseada nas características geológicas, geomorfológicas e hidrológicas do território, em que foram consideradas as inundações relacionadas com a antiga rede de drenagem natural (FREN – acrónimo do inglês *Floding RElated to the ancient Natural drainage network*) e as inundações não relacionadas com a actual ou antiga rede de drenagem natural (FUNN – acrónimo do inglês *Floding UNrelated to the present or ancient Natural drainage network*).

As FREN ocorrem em fundos de vale onde existem (através de colectores) ou existiam cursos de água, quer estejam canalizados subterraneamente ou enterrados. Podem também ocorrer nos antigos percursos dos cursos de água sendo que, até certo ponto, as FREN correspondem às cheias rápidas que ocorriam nas pequenas ribeiras antes de serem canalizadas subterraneamente. Considerando a já abordada relevância do relevo e do declive nas inundações, mesmo em áreas densamente construídas, observa-se que, quando decorre um evento de precipitação intensa, o escoamento superficial se dirige para as ruas coincidentes com as antigas linhas de água. Nessas situações, as ruas edificadas sobre os cursos de água comportam-se como autênticas ribeiras. As FREN podem gerar um escoamento superficial com elevada velocidade e/ou turbulência em ruas com declive mais acentuado (Figura 1B); ou de reduzida velocidade e/ou turbulência em áreas com pouco ou nenhum declive, normalmente nos sectores terminais das bacias hidrográficas (Figura 1C). Em alguns casos podem ocorrer FREN em fundos de vale em que cursos de água estão à superfície, contudo, a inundação não   causada pelo transbordo da linha de água, mas sim pela concentra o e acumula o do escoamento superficial proveniente das ruas localizadas nas vertentes. Essas situa oes sucedem quando não se verifica uma precipita o suficientemente intensa para que ocorra uma cheia rápida, mas que seja suficiente para originar uma inunda o urbana ao longo do fundo de vale, embora num nível superior ao do leito normal do curso de  gua.

A delimita o da área inundável/de influência das FREN pode ser realizada através: 1) da modela o hidráulica (escala local); 2) da espacializa o das áreas planas, ou com declives muito reduzidos, adjacentes  s linhas de água; ou 3) da área ocupada pelas aluviões e, quando estas não estão representadas no mapa geológico, da distância entre os edifícios de ambos os lados de um dado arruamento. Refira-se que, em áreas densamente urbanizadas, os arruamentos afectados por FREN, por norma, são construídos com a mesma orienta o das linhas de  gua.

Todas as inunda oes que não estão relacionadas com a rede de drenagem natural são designadas como FUNN, o que significa que os cursos de água não têm influência na sua ocorrência. Este tipo de inunda o acontece nos locais em que existe acumula o de água (depressões naturais ou artificiais) ou existem dificuldades de escoamento superficial devido ao fraco declive ( reas planas e/ou baixas) ou a situa oes de bloqueio (naturais ou induzidas pela ac o humana) (Figura 1D). Tendo em conta que a malha urbana pode ser bastante complexa nas áreas urbanas, que a sua disposi o pode conduzir ao bloqueio do escoamento com alguma frequência e que, por vezes, basta a obstru o das sarjetas

aquando de um episódio de precipitação intensa para se gerar uma inundação, pode concluir-se que as FUNN podem ocorrer praticamente em qualquer local. Recorde-se, contudo, que estas só podem ser classificadas como FUNN quando ocorrem em locais em que não existe influência das antigas linhas de água. Tipicamente, não são capazes de atingir velocidades de escoamento superficial tão elevadas como as FREN e, por isso, o seu potencial destruidor é também menor.



Figura 1. Fotografias referentes a situações causadas por FREN (A, B, C) e por FUNN (D) em Lisboa. (A) rua Dom Duarte, junto ao Martim Moniz, 22/09/2014, *frame* de vídeo publicado no YouTube por Sara Vitorino; (B) rua de São José, 22/09/2014, foto de Sara Matos publicada no *site* do jornal Observador; (C) largo de São Domingos e rua das Portas de Santo Antão, 29/10/2010, fonte: Correio da Manhã; (D) rua de Xabregas, 29/10/2010, foto publicada no *site* do jornal Correio da Manhã.

5. Danos materiais causados por inundações urbanas no município de Lisboa (2000-2011)

Tendo em conta o seu contexto geográfico e uso/ocupação do solo, o município de Lisboa é frequentemente afectado por inundações urbanas. Note-se que, todos os cursos de água que percorrem o concelho de Lisboa foram canalizados subterraneamente ou enterrados ao longo do século XX, com excepção de pequenos sectores de montante.

Através dos dados cedidos pela Associação Portuguesa de Seguradores (APS), foi possível estimar os danos materiais resultantes de eventos de precipitação neste concelho entre Janeiro de 2000 e Outubro de 2011. Integram esta base de dados cerca de 60% do universo total de apólices de seguros. No período considerado foram registados 1169 sinistros em Lisboa, ou seja 14 sinistros/km². Daqui resultaram 4.923.527 € em indemnizações pagas pelas companhias de seguros (57.963 €/km²), o que significa que, em média, em cada sinistro ocorrido foi pago um valor de 4212 €. Todavia, só 55% dos registos que compõem a base de dados da APS possui informação relativa à localização exacta, não permitindo associar os tipos de inundação a todos os sinistros. Assim, os sinistros com localização precisa foram 652 e as indemnizações resultantes atingiram 2.266.083 €.

Como esperado, as FREN e as FUNN possuem comportamentos distintos no que concerne aos danos materiais no município de Lisboa. As FUNN apresentaram um maior número de sinistros (53% do total), facto que é compreensível considerando que tem uma maior área potencialmente afectável. Por outro lado, as FREN, que só ocorrem ao longo dos antigos fundos de vale da cidade, foram capazes de gerar indemnizações mais elevadas (58% do total). Estas circunstâncias reflectem-se nos valores ponderados das indemnizações, já que as FREN totalizaram 4313 € por sinistro, enquanto as FUNN alcançaram apenas 2735 € por sinistro. Confirma-se, assim, que o relevo e os antigos cursos de água continuam a ser determinantes nas consequências das inundações urbanas, dado que os danos materiais mais relevantes ocorrem, de uma forma genérica, nos mesmos locais em que ocorriam as cheias (antes da canalização subterrânea das linhas de água). A distribuição espacial dos sinistros causados por FREN e FUNN está patente na Figura 2.

6. Conclusões

Os conceitos ligados aos fenómenos naturais e a respectiva abrangência nem sempre são claros, algo que redundava, muitas vezes, em dificuldades na sua aplicação. No que diz respeito às cheias progressivas e cheias rápidas, este problema não ocorre, pois são conceitos já consolidados cientificamente, algo que não ocorre no universo das inundações urbanas. Estas podem ser consideradas todas as inundações que ocorrem em áreas urbanas, porém, esta perspectiva inclui cheias rápidas, inundações costeiras, inundações pluviais, etc.. Esta visão generalista não distingue nem os processos

hidrológicos nem os factores desencadeantes, e como tal, não reflecte a capacidade destruidora de cada um dos subtipos de inundações incluídos no conceito de inundação urbana. Há que ter também em conta que as fontes de informação das bases de dados que contêm ocorrências nem sempre tornam possível associar uma determinada ocorrência a um subtipo de inundação e, por isso, é comum recorrer-se simplesmente ao termo inundação urbana.

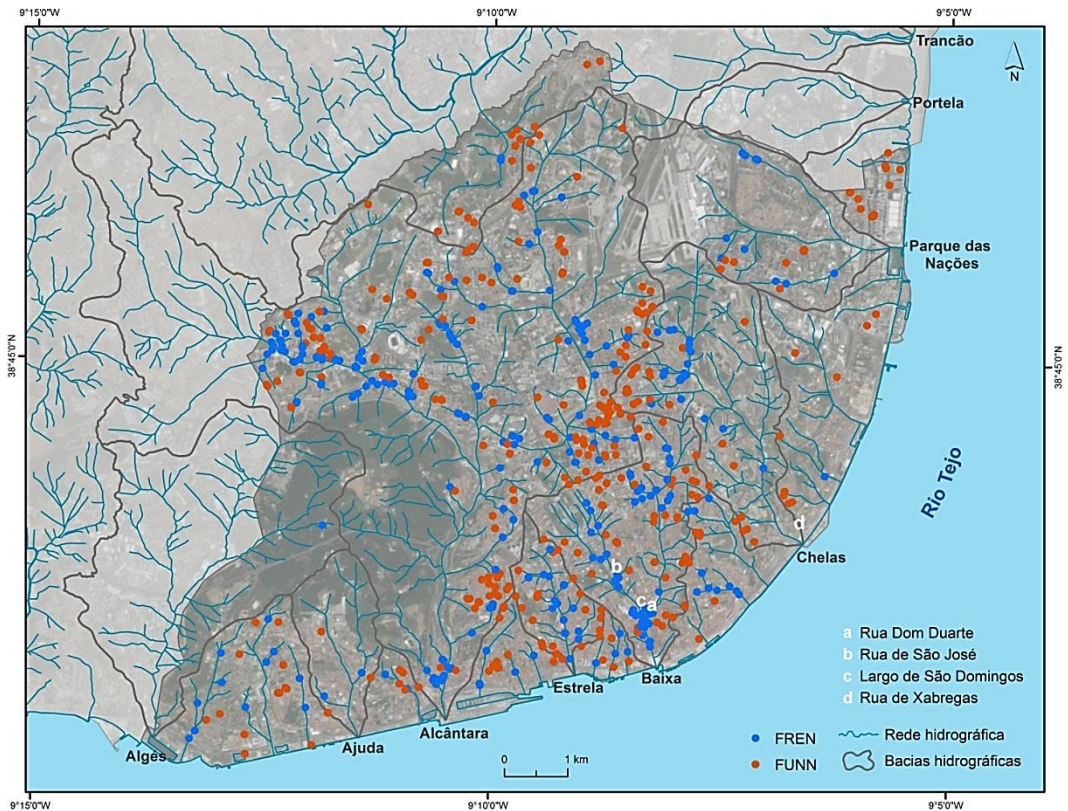


Figura 2. Distribuição espacial dos sinistros causados por FREN e FUNN no município de Lisboa (2000-2011).

Devido às questões referidas, este artigo propõe as designações de FREN e FUNN, numa classificação baseada nas características geológicas, geomorfológicas e hidrológicas do território. Esta classificação permite quais as ocorrências desencadeadas por FREN e por FUNN, em função da sua localização e da presença/ausência da rede de drenagem. Confirma-se que o relevo, os declives e os antigos fundos de vale e linhas de água continuam a ser factores essenciais no comportamento do escoamento superficial nas áreas edificadas e nos danos materiais aquando da ocorrência de precipitações intensas. Os resultados obtidos com recurso aos dados das seguradoras para o município de Lisboa

permitem concluir que as FUNN geraram um maior número de sinistros, contudo, os danos materiais foram mais elevados nos locais afectados pelas FREN, confirmando-se o seu maior potencial destruidor.

Notas e agradecimentos

Este artigo constitui uma parte da dissertação de Doutoramento do autor.

Agradece-se à Associação Portuguesa de Seguradores (APS) e ao projecto CIRAC (Cartas de Inundações e de Risco em Cenários de Alterações Climáticas) pela disponibilização dos dados referentes aos danos materiais. O autor foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através da bolsa de Doutoramento com referência SFRH/BD/96632/2013.

Bibliografia

Aerts, J.C.J.H., Botzen, W.J.W., 2011. Climate change impacts on pricing long-term flood insurance: A comprehensive study for the Netherlands. *Glob. Environ. Chang.* 21, 1045–1060. doi:10.1016/j.gloenvcha.2011.04.005

AMS, 2000. *Glossary of Meteorology*. Second edition, American Meteorological Society.

Archetti, R., Bolognesi, A., Casadio, A., Maglionico, M., 2011. Development of flood probability charts for urban drainage network in coastal areas through a simplified joint assessment approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 3115–3122. doi:10.5194/hess-15-3115-2011

Aronica, G.T., Lanza, L.G., 2005. Drainage efficiency in urban areas: A case study. *Hydrol. Process.* 19, 1105–1119. doi:10.1002/hyp.5648

Barnolas, M., Llasat, M.C., 2007. A flood geodatabase and its climatological applications: the case of Catalonia for the last century. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7, 271–281. doi:10.5194/nhess-7-271-2007

Barredo, J.I., 2007. Major flood disasters in Europe: 1950–2005. *Nat. Hazards* 42, 125–148. doi:10.1007/s11069-006-9065-2

Barredo, J.I., 2009. Normalised flood losses in Europe: 1970–2006. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 97–104. doi:10.5194/nhess-9-97-2009

Barrera, A., Llasat, M.C., Barriendos, M., 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6, 505–518. doi:10.5194/nhess-6-505-2006

Barriendos, M., Rodrigo, F.S., 2006. Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data. *Hydrol. Sci. J.* 51, 765–783. doi:10.1623/hysj.51.5.765

Bernet, D.B., Prasuhn, V., Weingartner, R., 2017. Surface water floods in Switzerland: What insurance claim records tell us about the damage in space and time. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17, 1659–1682. doi:10.5194/nhess-17-1659-2017

- Bhattacharai, R., Yoshimura, K., Seto, S., Nakamura, S., Oki, T., 2016. Statistical model for economic damage from pluvial floods in Japan using rainfall data and socioeconomic parameters. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16, 1063–1077. doi:10.5194/nhess-16-1063-2016
- Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F., Jakob, M., 2014. Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. *J. Hydrol.* 518, 194–205. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.022
- Brázdil, R., Kundzewicz, Z.W., Benito, G., 2006. Historical hydrology for studying flood risk in Europe. *Hydrol. Sci. J.* 51, 739–764. doi:10.1623/hysj.51.5.739
- Brum Ferreira, D., 1985. Les depressions convectives du bassin Atlantique nord subtropical oriental. *Finisterra* 20, 25–45. doi:10.18055/Finis2065
- Butler, D., Davies, J.W., 2004. *Urban Drainage*, 2nd edition. ed. Spon Press, London. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Chang, T.J., Wang, C.H., Chen, A.S., 2015. A novel approach to model dynamic flow interactions between storm sewer system and overland surface for different land covers in urban areas. *J. Hydrol.* 524, 662–679. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.03.014
- Chen, C.F., Liu, C.M., 2014. The definition of urban stormwater tolerance threshold and its conceptual estimation: An example from Taiwan. *Nat. Hazards* 73, 173–190. doi:10.1007/s11069-013-0645-7
- Chen, W.B., Liu, W.C., 2014. Modeling flood inundation induced by river flow and storm surges over a river basin. *Water (Switzerland)* 6, 3182–3199. doi:10.3390/w6103182
- Cherqui, F., Belmeziti, A., Granger, D., Sourdril, A., Le Gauffre, P., 2015. Assessing urban potential flooding risk and identifying effective risk-reduction measures. *Sci. Total Environ.* 514, 418–425. doi:10.1016/j.scitotenv.2015.02.027
- Chow, V. Te, 1956. Hydrologic Studies of Floods in the United States. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.* 42, 134–170.
- CNT, 2014. *The Prevalence and Cost of Urban Flooding: A Case Study of Cook County, IL*. The Center for Neighborhood Technology.
- Condon, A.J., Sheng, Y.P., 2012. Evaluation of coastal inundation hazard for present and future climates. *Nat. Hazards* 62, 345–373. doi:10.1007/s11069-011-9996-0
- de Moel, H., Aerts, J.C.J.H., 2011. Effect of uncertainty in land use, damage models and inundation depth on flood damage estimates. *Nat. Hazards* 58, 407–425. doi:10.1007/s11069-010-9675-6
- DeSilva, D., Marlow, D., Beale, D., Marney, D., 2011. Sewer Blockage Management: Australian Perspective. *J. Pipeline Syst. Eng. Pract.* 2, 139–145. doi:10.1061/(ASCE)PS.1949-1204.0000084
- Diakakis, M., 2014. An inventory of flood events in Athens, Greece, during the last 130 years. Seasonality and spatial distribution. *J. Flood Risk Manag.* 7, 332–343. doi:10.1111/jfr3.12053
- Diakakis, M., Deligiannakis, G., Pallikarakis, A., Skordoulis, M., 2016. Factors controlling the spatial distribution of flash flooding in the complex environment of a metropolitan urban area. The case of Athens 2013 flash flood event. *Int. J. Disaster Risk Reduct.* 18, 171–180.

doi:10.1016/j.ijdr.2016.06.010

Diakakis, M., Deligiannakis, G., 2017. Flood fatalities in Greece: 1970–2010. *J. Flood Risk Manag.* 10, 115–123. doi:10.1111/jfr3.12166

Falconer, R.H., Cobby, D., Smyth, P., Astle, G., Dent, J., Golding, B., 2009. Pluvial flooding: New approaches in flood warning, mapping and risk management. *J. Flood Risk Manag.* 2, 198–208. doi:10.1111/j.1753-318X.2009.01034.x

Fragoso, M., Trigo, R.M., Zêzere, J.L., Valente, M.A., 2010. The exceptional rainfall event in Lisbon on 18 February 2008. *Weather* 65, 31–35. doi:10.1002/wea.513

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *J. Hydrol.* 367, 70–78. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028

Gaume, E., Borga, M., 2008. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. *J. Flood Risk Manag.* 1, 175–189. doi:10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x

Georgakakos, K.P., 1986. On the Design of National, Real-Time Warning Systems with Capability for Site-Specific, Flash-Flood Forecasts. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* doi:10.1175/1520-0477(1986)067<1233:OTDONR>2.0.CO;2

Hammond, M.J., Chen, A.S., Djordjević, S., Butler, D., Mark, O., 2015. Urban flood impact assessment: A state-of-the-art review. *Urban Water J.* 12, 14–29. doi:10.1080/1573062X.2013.857421

Huong, H.T.L., Pathirana, A., 2013. Urbanization and climate change impacts on future urban flooding in Can Tho city, Vietnam. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 379–394. doi:10.5194/hess-17-379-2013

Hurford, A.P., Priest, S.J., Parker, D.J., Lumbroso, D.M., 2012. The effectiveness of extreme rainfall alerts in predicting surface water flooding in England and Wales. *Int. J. Climatol.* 32, 1768–1774. doi:10.1002/joc.2391

IAHS, 1974. *Flash-floods: Proceedings of the Paris Symposium*. Publication No. 112, International Association for Hydrological Sciences, IAHS-UNESCO-WMO, Wallingford, UK.

Jansá, A., Genovés, A., Picornell, M.A., Campins, J., Riosalido, R., Carretero, O., 2001. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol. Appl.* 8, 43–56. doi:10.1017/S1350482701001049

Jha, A.K., Bloch, R., Lamond, J., 2012. *Cities and Flooding: A Guide to Integrated Urban Flood Risk Management for the 21st Century*. World Bank. doi:10.1596/978-0-8213-8866-2

Kobiyama, M., Goerl, R.F., 2007. Quantitative method to distinguish flood and flash flood as disasters. *SUISUI Hydrol. Res. Lett.* 1, 11–14. doi:10.3178/suisui.1.11

Leal, M., 2011. *As cheias rápidas em bacias hidrográficas da AML Norte: factores condicionantes e desencadeantes*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território,

Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

Leal, M., 2013. A importância das condições de humidade do solo na repartição intra-anual dos eventos danosos de cheia: o caso da Área Metropolitana de Lisboa, in: *VI Congresso Nacional de Geomorfologia*. Coimbra, pp. 37–40.

Llasat, M.C., Barriendos, M., Barrera, A., Rigo, T., 2005. Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *J. Hydrol.* 313, 32–47. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.02.004

Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M., 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia. *J. Hydrol.* 541, 24–37. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.05.040

Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Gaume, E., 2010. Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *J. Hydrol.* 394, 118–133. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.017

Merz, B., Kreibich, H., Thieken, A., Schmidtke, R., 2004. Estimation uncertainty of direct monetary flood damage to buildings. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 4, 153–163. doi:https://doi.org/10.5194/nhess-4-153-2004

NRC, 2005. *Flash flood forecasting over complex terrain: with an assessment of the Sulphur Mountain NEXRAD in Southern California*. Committee to Assess NEXRAD Flash Flood Forecasting Capabilities at Sulphur Mountain, California & National Research Council, Board on Atmospheric Sciences and Climate e NEXRAD Joint System Program Office, National Research Council (U.S.). National Academi, Washington, D.C.

Oliveira, P.E., Ramos, C., 2002. Inundações na cidade de Lisboa durante o século XX e seus factores agravantes. *Finisterra* 37, 33–54. doi:http s://doi.org/10.1805 5/Fini s158 9

Parker, D.J., Priest, S.J., McCarthy, S.S., 2011. Surface water flood warnings requirements and potential in England and Wales. *Appl. Geogr.* 31, 891–900. doi:10.1016/j.apgeog.2011.01.002

Pereira, S., Zêzere, J.L., Quaresma, I., Santos, P.P., Santos, M., 2016. Mortality patterns of hydrogeomorphologic disasters. *Risk Anal.* 36, 22. doi:10.1111/risa.12516

Pereira, S., Diakakis, M., Deligiannakis, G., Zêzere, J.L., 2017. Comparing flood mortality in Portugal and Greece (Western and Eastern Mediterranean). *Int. J. Disaster Risk Reduct.* 22, 147–157. doi:10.1016/j.ijdrr.2017.03.007

Pilgrim, D.H., Cordery, I., 1993. Flood runoff, in: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, p. 9.1-9.42.

Pitt, M., 2008. Learning Lessons from the 2007 Floods. *Floods Review*. doi:10.1007/s13398-014-0173-7.2

Priest, S.J., Parker, D.J., Hurford, A.P., Walker, J., Evans, K., 2011. Assessing options for the development of surface water flood warning in england and wales. *J. Environ. Manage.* 92, 3038–3048. doi:10.1016/j.jenvman.2011.06.041

Ramos, C., 2005. Os Recursos Hídricos, in: Medeiros, C.A. (Ed.), *Geografia de Portugal – O Ambiente Físico*. Círculo de Leitores, Lisboa, pp. 386–415.

- Ramos, C., 2009. *Dinâmica Fluvial e Ordenamento do Território*. Núcleo de Investigação em Sistemas Litorais e Fluviais: Dinâmicas, Mudanças Ambientais e Ordenamento do Território (SLIF – 6), Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Ramos, C., Reis, E., 2001. As cheias no Sul de Portugal em diferentes tipos de bacias hidrográficas. *Finisterra* 36, 61–82. doi:10.18055/Finis1648
- Rudari, R., Gabellani, S., Delogu, F., 2014. A simple model to map areas prone to surface water flooding. *Int. J. Disaster Risk Reduct.* 10, 428–441. doi:10.1016/j.ijdrr.2014.04.006
- Ruiz-Bellet, J.L., Balasch, J.C., Tuset, J., Barriendos, M., Mazon, J., Pino, D., 2015. Historical, hydraulic, hydrological and meteorological reconstruction of 1874 Santa Tecla flash floods in Catalonia (NE Iberian Peninsula). *J. Hydrol.* 524, 279–295. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.023
- Smith, K., Ward, R., 1998. *Floods: Physical Processes and Human Impacts*. Wiley, Chichester.
- Spekkers, M.H., Kok, M., Clemens, F.H.L.R., Ten Veldhuis, J.A.E., 2013a. A statistical analysis of insurance damage claims related to rainfall extremes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 913–922. doi:10.5194/hess-17-913-2013
- Spekkers, M.H., Zhou, Q., Arnbjerg-Nielsen, K., Veldhuis, M.-C., 2013b. Correlations between rainfall data and insurance damage data related to sewer flooding for the case of Aarhus, Denmark. *Int. Conf. Flood Resilience*, Exp. Asia Eur. 5-7 Sept. 2013, Exet. UK.
- Sperotto, A., Torresan, S., Gallina, V., Coppola, E., Critto, A., Marcomini, A., 2015. A multi-disciplinary approach to evaluate pluvial floods risk under changing climate: The case study of the municipality of Venice (Italy). *Sci. Total Environ.* 562, 1031–1043. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.03.150
- Sun, S., Fu, G., Djordjević, S., Khu, S.T., 2012. Separating aleatory and epistemic uncertainties: Probabilistic sewer flooding evaluation using probability box. *J. Hydrol.* 420–421, 360–372. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.027
- Suriya, S., Mudgal, B. V., Nellyat, P., 2012. Flood damage assessment of an urban area in Chennai, India, part I: Methodology. *Nat. Hazards* 62, 149–167. doi:10.1007/s11069-011-9985-3
- Yu, D., Coulthard, T.J., 2015. Evaluating the importance of catchment hydrological parameters for urban surface water flood modelling using a simple hydro-inundation model. *J. Hydrol.* 524, 385–400. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.040
- Zêzere, J.L., Pereira, S., Tavares, A.O., Bateira, C., Trigo, R.M., Quaresma, I., Santos, P.P., Santos, M., Verde, J., 2014. DISASTER: A GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal. *Nat. Hazards* 72, 503–532. doi:10.1007/s11069-013-1018-y

ANÁLISE SECULAR DA FREQUÊNCIA DE CHEIAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO VEZ

Glória Gonçalves¹
Jorge Trindade²

Resumo

O estudo das cheias é necessário na prevenção das consequências para a população, dependendo da frequência, magnitude, localização dos elementos expostos e nível de vulnerabilidade dos mesmos. O estudo secular de fontes da imprensa periódica (1900-2015), validada com dados de caudal e de precipitação, permitiu estabelecer a frequência das cheias na bacia hidrográfica do rio Vez. 84,3 % das notícias sobre as cheias tiveram correspondência com os dados instrumentais. Para o período estudado foi ainda possível conhecer a frequência anual e mensal dos eventos e consequências associadas. A primeira década do século XX, assim como as décadas de 30, 50, 60 e 90, foram aquelas em que ocorreram mais eventos de cheia. A nível intra-anual, os eventos e respetivas ocorrências foram mais frequentes entre outubro e março. Este estudo permitiu ainda a identificação das áreas mais críticas da bacia do rio Vez, destacando-se o seu maior centro urbano: Arcos de Valdevez.

Palavras-chave: Cheias; eventos; ocorrências; frequência anual e mensal; bacia hidrográfica do rio Vez.

1. Introdução

A pesquisa sobre as cheias constitui um contributo importante para entender a complexidade e a dinâmica de eventos passados, fornecendo informações relevantes para a construção e validação de modelos de previsão de cheias, bem como planejar as medidas de mitigação apropriadas (Napolitano *et al.*, 2018). Os dados podem ser séries hidrométricas, salientando-se, no entanto, que estes registos são habitualmente escassos no que se refere à dimensão aceitável das séries temporais para estudos de eventos extremos e à dispersão dos pontos de medição (Bellu *et al.*, 2016). Pode afirmar-se que uma das vantagens da utilização de dados hidrométricos é a sua fiabilidade, permitindo classificar a magnitude e frequência dos eventos de cheia.

¹ Investigadora do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Portugal. goncalves.gloria@gmail.com.

² Professor da Universidade Aberta e Investigador do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Portugal. jorge.trindade@uab.pt.

Também a quantidade e concentração de precipitação podem representar indicadores instrumentais indiretos sobre cheias. Outras fontes, como os jornais, permitem estimar suas consequências e avaliar a sua evolução temporal e distribuição espacial (Organização Meteorológica Mundial [OMM], 2011; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2013). Alguns autores reconhecem que o aumento das catástrofes naturais associadas às cheias, especialmente a partir dos anos 80, parece estar mais relacionado com o aumento da exposição ao risco do que propriamente da frequência e da intensidade dos processos perigosos (Monteiro *et al.*, 2015). Consequentemente, a análise da distribuição espacial das ocorrências de cheias à escala da bacia hidrográfica ou à escala local pode constituir uma vantagem para a compreensão e previsão das suas consequências (Cunha *et al.*, 2014).

A utilização de fontes históricas constitui também um importante contributo para o alargamento do conhecimento sobre determinada bacia hidrográfica e sobre os eventos que aí ocorrem (Boudou *et al.*, 2016; Turconi *et al.*, 2014). Estas podem corresponder a notícias de jornais nacionais, regionais e locais (Boorstin, 1971; Bosompra, 1989; Gasher *et al.*, 2007; Gonçalves, 2018; Rilo *et al.*, 2015; Santos, 2015), registos paroquiais (Gonçalves, 2018), dados resultantes de inquéritos por questionário (Gonçalves e Trindade, 2014; Gonçalves, 2018), registos físicos, como por exemplo as marcas de cheia em edifícios (Gonçalves, 2018) ou ainda informação presente em literatura diversa (Bellu *et al.*, 2016; Čermák *et al.*, 1982; Pavese *et al.*, 1992).

Embora um evento de cheia corresponda a um fenómeno perigoso limitado no tempo ao aumento e conseqüente diminuição do caudal de cheia, as suas consequências podem perdurar no tempo. De acordo com Napolitano *et al.* (2018), as consequências de um evento de cheia englobam a data de todas as ocorrências relacionadas, podendo distinguir-se não apenas um momento no tempo, mas sim um intervalo ao longo do qual uma cheia tem consequências no território. Refere ainda que, por outro lado, pode ainda analisar-se a recorrência dos eventos hidrológicos, como o período de retorno ou frequência, além do tempo médio de uma cheia.

A componente espacial da análise de dados relacionada com as cheias é igualmente crucial, pois permite avaliar a distribuição no espaço deste fenómeno natural, a sua frequência de ocorrência num local ou a tipologia dos danos (Benito *et al.*, 2015; Napolitano *et al.*, 2018; Rilo *et al.*, 2015; Xiong *et al.*, 2016). Estes são requisitos elementares descritos na Diretiva 60/2007, transcrita para a legislação nacional pelo Decreto-Lei n.º 115/2010, relativa à gestão dos riscos de cheia (Comunidade Europeia, 2007; Diário da República, 2010). A legislação em causa proíbe as construções abaixo da cota de cheia centenária (Pardal *et al.*, 2016). Embora o período de retorno centenário possa ser calculado através de dados hidrométricos, estes não se encontram sempre disponíveis, quer pelo curto período das séries temporais, quer pela rede de recolha de dados, ou não existem mesmo, nomeadamente nas bacias nacionais de média e pequena dimensão.

Tendo em conta a relevância que o conhecimento do funcionamento do sistema hidrológico encerra, especialmente em bacias de média e pequena dimensão, pretende-se com este trabalho: (i) caracterizar fontes documentais baseadas na imprensa escrita e validar ocorrências de cheias; (ii) caracterizar a distribuição temporal e espacial das cheias na bacia hidrográfica do rio Vez (BHRVez), no período 1900-2015, com base na imprensa periódica.

2. Caracterização geral da bacia hidrográfica do rio Vez

A BHRVez está localizada no Noroeste de Portugal continental, sendo uma das principais sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Lima, pertencentes à Região Hidrográfica 1 [RH1] (Figura 1). A BHRVez integra-se nos concelhos de Monção, Melgaço, Ponte de Lima, Ponte da Barca, Paredes de Coura e Arcos de Valdevez. Do total da BHRVez, 94 % está incluída no concelho de Arcos de Valdevez. Nesta bacia estão ainda agregadas, na totalidade ou parcialmente, 41 uniões de freguesias/freguesias (Direção Geral do Território [DGT], 2017).



Figura 1. Enquadramento geral da BHRVez: regiões hidrográficas (RH) portuguesas (DGT, 2006; Carta Militar de Portugal, Instituto Geográfico do Exército [IGeoE], 1996, 1997).

Esta é uma bacia hidrográfica de pequena a média dimensão, com uma área de 263 km² e uma altitude média de 447 m, sendo a Serra da Peneda o ponto mais elevado com 1416 m (Costa *et al.*, 2017). Integra-se num contexto geográfico de relevo montanhoso, com rugosidade topográfica de 5201,8, uma das mais elevadas em Portugal (Ramos-Pereira e Ramos, 2000; Santos, 2015). Esta bacia possui uma forma próxima de circular, atingindo

um índice de compacidade de Gravelius igual a 2,1 e de circularidade de 0,22 (Santos, 2015), admitindo-se, por isso, que o potencial de suscetibilidade às cheias seja superior em relação a bacias com formas menos circulares. A BHRVez é constituída por granitos hercínicos. Destes, 90,3 % são granitos de duas micas e de permeabilidade reduzida (Moreia e Simões, 1998; Ramos-Pereira e Ramos, 2000), o que facilita o escoamento superficial (Ferguson e Ashley, 2017; Hipólito e Vaz, 2013). O declive médio do canal principal do rio Vez é elevado, com 33,9 m/km (Santos, 2015).

As serras, como a da Peneda-Gerês, funcionam como barreira de condensação (Ramos-Pereira e Ramos, 1998, 2000), podendo apresentar menos horas de sol, mas valores superiores de precipitação (Cheng e Couto, 2006). Por estes motivos, os concelhos minhotos são aqueles que apresentam linhas de água com escoamento mais elevado (Ramos-Pereira e Ramos, 1998). Tendo em conta a distribuição da precipitação média anual na região Noroeste de Portugal, verifica-se que é na BHRVez que os valores são mais elevados, deduzidos das normais 1960/61-2000/01, podendo atingir quantitativos superiores a 2100 mm, associados a 123 dias com precipitação superior a 1 mm, por ano e em média, (Santos, 2015). Segundo a mesma autora, a precipitação média mensal é superior nos meses de dezembro e janeiro. No entanto, Ramos (1987) considera o mês de janeiro aquele em que se podem atingir valores mais elevados de precipitação. Nesta bacia hidrográfica denota-se um Inverno rigoroso e frio, com abundância em água (Ramos-Pereira e Ramos, 1998 e 2000). Estes factos permitem que o rio Vez possua um regime hidrológico perene (Gonçalves, 2018). Devido às características climáticas e geomorfológicas, a bacia hidrográfica apresenta uma boa aptidão agrícola (Ramos-Pereira e Ramos, 2000). Estas e outras características, como as formações de substratos de base siliciosa podem ser favoráveis à vegetação de feição atlântica (Ramos-Pereira e Ramos, 1998, 2000), podendo encontrar-se nesta bacia o habitat da Rede Natura 2000 do Sítio de Importância Comunitária da Peneda-Gerês, regulamentado pela Lei Nº 237 do Diário da República (2007).

3. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho pode ser descrita em duas fases (Figura 2). Na primeira fase procedeu-se à recolha e tratamento de dados contidos nas fontes de informação. Utilizaram-se dados da imprensa periódica (IP) regional e local e dados instrumentais de caudais (Q) e precipitação (P), tendo os primeiros sido compilados por eventos em base de dados (eBD). Ainda nesta fase efetuou-se a validação da informação da IP. A segunda fase do trabalho incidiu na exploração e análise estatística e espacial dos dados das três fontes de informação referidas (Figura 2).

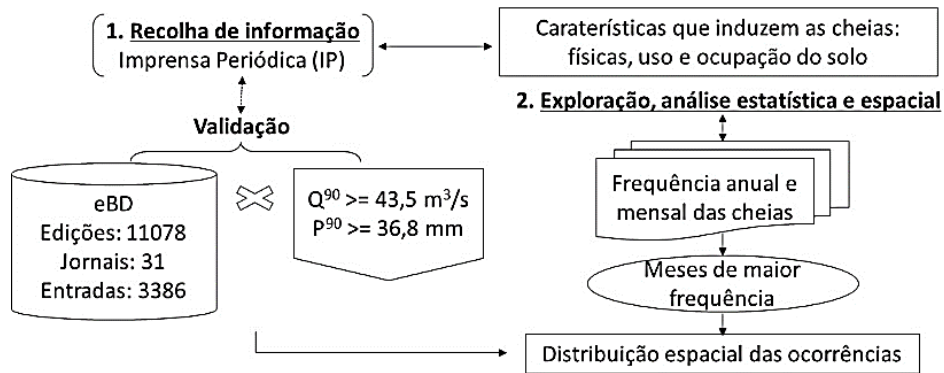


Figura 2. Esquema metodológico.

Detalhando a metodologia e após, a revisão bibliográfica dos fatores condicionantes das cheias e, construiu-se a eBD, com dados georreferenciados, relacionados com as notícias de cheias ocorridas na BHRVez, presentes na imprensa periódica (IP) regional e local, quinzenal ou mensal, no período 1900-2015. Consultaram-se 11078 edições em 31 jornais com longevidades distintas (Figura 3). Para efeitos de registo na eBD apenas foram considerados 17 jornais, perfazendo 3386 entradas de dados com referência a cheias: *Notícias dos Arcos*, *Vanguarda*, *Notícias Arcuenses*, *A Voz do Minho*, *O Povo da Barca*, *Concórdia*, *O Arcoense*, *Alvorada do Vez*, *O Vez*, *Jornal dos Arcos*, *Alvorada*, *Regionalista*, *Notícias da Barca*, *A Semana*, *O Realista*, *Echos do Vez* e *Noticioso*. Os cinco primeiros jornais contribuíram com 95 % da informação, sendo que o que mais contribuiu foi o *Notícias dos Arcos*, com 67 % da informação recolhida.

Os critérios de seleção de notícias dependeram: de um período mínimo de 1 ano de edição do jornal; da referenciação geográfica absoluta ou relativa das notícias à BHRVez; da presença de termos associados às cheias referentes a eventos ou a ocorrências, tais como: 'cheia', 'tempestade' 'inundação', 'tempo', 'chuva/s', 'chuvas torrenciais', 'inverno', 'neve', 'caraterização do clima', 'trovoadas', 'ciclone' 'águas selvagens', 'pontilhão', 'rio na Valeta', 'tormenta', 'avolumou'. As consequências das cheias reportadas na IP podem corresponder a perda de vidas, a perda ou danos de edificado e infraestruturas edificadas, circulação ou proteção face às cheias, a perda de funções vitais do quotidiano de pessoas e atividades, como sejam o abastecimento de água potável, de alimentos, de energia e telefones, ou ainda a perda de colheitas, animais e rendimentos associados à atividade agrícola.

As séries de dados de caudal (Q) e de precipitação (P), entre os anos 1959/60 e 1989/90, foram analisadas com o objetivo de estabelecer uma comparação com dados de cheias, interpretados da IP. Foram utilizados dados diários de Q, da estação hidrométrica do Pontilhão de Celeiros, e de P, da estação udográfica de Casal Soeiro, sendo estes

consultados online durante o ano de 2018, no Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos [SNIRH].

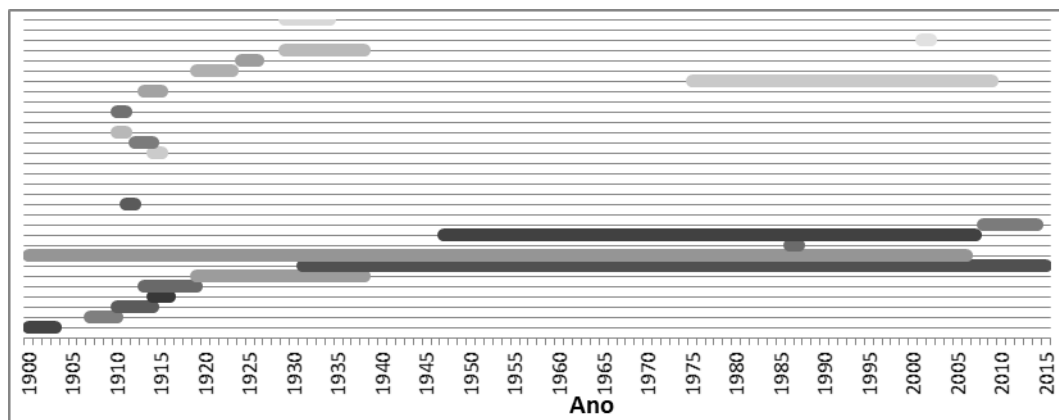


Figura 3. Distribuição temporal dos periódicos analisados (Imprensa Periódica, 1900/2015). Pela ordem de leitura inferior-superior do gráfico: *Jornal dos Arcos*, *O Arcoense*, *Alvorada*, *Alvorada do Vez*, *Regionalista*, *A Concórdia*, *Notícias dos Arcos*, *O Povo da Barca*, *Notícias da Barca*, *Vanguarda*, *Notícias Arcoenses*, *Galhofa*, *A Semana*, *O Ferrão*, *A Troça*, *O Zé Pouza*, *O Evolucionista*, *A Campanha*, *O Vez*, *Echos do Vez*, *Voz dos Arcos*, *Avante*, *Correio dos Arcos*, *O Concelho*, *A Voz de Soajo*, *Noticioso*, *O Realista*, *A Voz do Minho*, *Ecos da Nossa Terra*, *A Zebra de Gondoriz* e *Credo*.

Por fim, foi também utilizada a informação cartográfica contida no Atlas do Ambiente (1998), nas Cartas Militares de Portugal pertencentes à BHRVez e editadas pelo Instituto Geográfico do Exército [IGeoE], 1996, 1997, e a Carta Administrativa Oficial de Portugal [CAOP] (2017). Com as fontes de dados da imprensa periódica e instrumentais do SNIRH, validaram-se as primeiras e avaliou-se a frequência mensal de cheias na BHRVez.

Para a validação das fontes empíricas foi necessário verificar a relação entre as três séries de dados (IP, Q e P), tomando-se os seguintes procedimentos metodológicos:

- (i) Ordenação temporal de dados da imprensa periódica regional e local, compilados em eBD (2018);
- (ii) Seleção dos meses pela frequência de eventos baseados no Q e na P;
- (iii) Determinação dos limiares de Q e de P que podem desencadear uma cheia:
 - a) Determinação de eventos de cheia recorrendo ao percentil 90 (P 90), obtendo-se um Q mínimo de cheia a partir dos dados do mês de maior escoamento. Verificou-se que o mês de fevereiro obteve valores mais elevados de escoamento, tendo-se obtido um $Q^{90} \geq 43,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (Gonçalves, 2018);

b) Determinação de eventos de precipitação intensa com base no P 90 dos valores diários superiores a 1 mm (Hipólito e Vaz, 2013). O limiar foi estabelecido em $P^{90} \geq 38,6$ mm (Gonçalves, 2018);

(i) Sobreposição dos eventos da IP com os de Q e de P, sendo a data a chave da relação;

(ii) Avaliação da relação entre as três fontes, para os anos 1959/60 a 1989/90, e validação dos dados da IP, apresentadas no ponto seguinte.

4. Resultados

4.1 Validação dos dados da imprensa periódica

A validação de dados para posterior análise é um processo relevante no estudo de eventos e ocorrências de cheias deduzidos da IP (Bayliss e Reed, 2001; Belmonte e Bescós, 2004). O período temporal escolhido para a validação da eBD, conforme já foi referido, correspondeu ao intervalo entre 1959/60 a 1989/90, sendo possível sobrepor dados da IP, Q e P, de acordo com os limiares definidos na metodologia. Dos referidos limiares estabelecidos para o período de referência de validação, foram considerados 198 eventos em que foi atingido o caudal mínimo de cheia (Q^{90}), identificados na estação hidrométrica de Pontilhão de Celeiros, 271 de precipitação intensa (P^{90}), registados na estação udográfica de Casal Soeiro, e 89 eventos de cheia da IP registados na eBD. Destes, foram validados total (IP = Q^{90} e P^{90} ; Tabela 1) ou parcialmente (IP = Q^{90} ou P^{90} ; Tabela 1) 84,3 % das observações feitas na IP com os dados instrumentais de Q^{90} e P^{90} (Tabela 1).

Tabela 1. Dados de validação dos eventos de cheia IP.

Eventos	n	%
Total dos eventos Q^{90}	198	-
Total dos eventos P^{90}	271	-
Total dos eventos IP	89	100,0
Validação total (Q^{90} e P^{90})	69	77,6
Validação parcial (Q^{90} ou P^{90})	6	6,7
Sem validação	14	15,7

Verificou-se uma discrepância entre a frequência de casos de Q^{90} , P^{90} e de cheia IP (Tabela 1). A menor frequência de eventos de cheia da IP está relacionada com as consequências que os caudais elevados e as precipitações intensas possam efetivamente gerar. Conclui-se que nem todos os eventos Q^{90} e/ou P^{90} tiveram consequências suficientemente

gravosas no território para gerarem notícias, dependendo estas da percepção do jornalista e do impacto que este pretende transmitir com a notícia. Por outro lado, também se considera que o tipo de imprensa consultado, com incidência essencialmente regional e local, diminui a probabilidade de desconhecimento das consequências destes eventos.

4.2 Distribuição dos eventos

Os meses com maior frequência de cheias são referenciados na Tabela 2, onde, entre 1900 e 2015, a IP reporta 293 eventos de cheia. Considerando a totalidade de eventos, o coeficiente de variação obtido para os dados a 12 meses, 73 %, é superior ao obtido para os eventos contabilizados entre outubro e março, 32 %.

Tabela 2. Comparação da distribuição de eventos a 12 meses e entre outubro e março (IP, 1900/2015).

Estadísticas	Eventos out/set	Eventos out/mar
Média (n.º)	24	39
Desvio Padrão (n.º)	18	12
Coeficiente de variação (%)	73	32
	n = 293	n = 235

Foi realizada a mesma abordagem, comparando IP, Q^{90} e P^{90} (1959/60 – 1989/90) a 12 meses (outubro a setembro) e a 6 meses (outubro a março). Como se pode verificar na Tabela 3, os valores de coeficiente de variação são igualmente superiores, quando considerados os dados a 12 meses. Esta relação determinou a escolha do período entre outubro e março como referência para toda a análise das cheias neste estudo. Além disso, pela correlação de Pearson e tendo como critério o pressuposto de Cohen de 1988 (Faul *et al.*, 2009), a relação entre as três variáveis pode considerar-se significativa (Tabela 4).

4.3 Um século de cheias na BHRVez

Entre 1900 e 2015, foram registados 293 eventos e 970 ocorrências de cheia, deduzidos da IP (Figura 4). Considerando o período temporal em análise, os anos que registaram maior frequência de eventos foram 1910, 2001, 2013 e 2014. Pode verificar-se na mesma figura que o início do século XX e as décadas de 30, 50, 60 e 90 apresentaram elevada frequência de eventos, excedendo 5 eventos por ano em vários anos. Por outro lado, as décadas de 20, 40, 70 e 80 tiveram uma baixa incidência de eventos de cheia, seguindo o mesmo comportamento registado relativamente às tendências seculares de precipitação em Portugal continental (Miranda *et al.*, 2006). Embora pareça existir uma tendência de

aumento da frequência anual de eventos ao longo do século XX e início do século XXI, o valor de R^2 relativo ao ajuste linear da tendência não é significativo.

Tabela 3. Comparação dos eventos: 12 meses; 6 meses (Imprensa Periódica, 1959/1990; SNIRH, 1959/1990).

Estatísticas	Eventos out/set			Eventos out/mar		
	IP	Q^{90}	P^{90}	IP	Q^{90}	P^{90}
Média (n.º)	7	23	17	12	38	27
Desvio Padrão (n.º)	7	17	14	7	9	11
Coefficiente de variação (%)	94	76	87	55	24	39
n	89	198	271	74	226	164

n1 = meses out/set; n2 = meses out/mar.

Tabela 4. Relação entre as variáveis: cheias associados à IP, Q^{90} e P^{90} entre 1959/60 e 1989/1990.

Correlação de Pearson	Q^{90}	P^{90}
IP	0,774 (0,003)	0,692 (0,13)
Q^{90}	--	0,863 (0,00)

**. A correlação é significativa no nível 0,01 (bilateral).

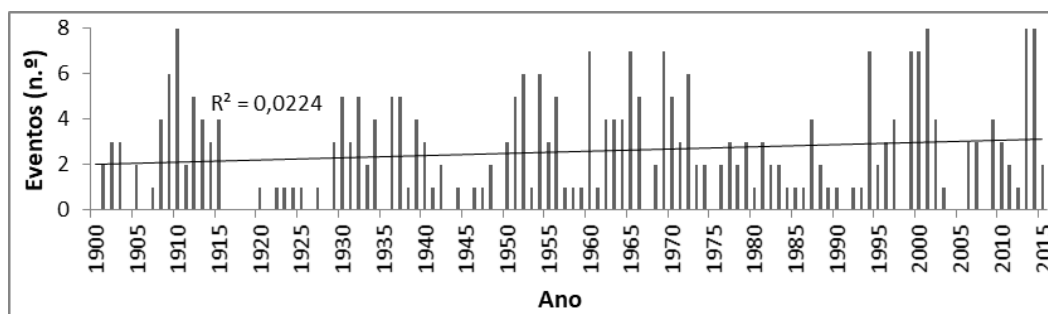


Figura 4. Frequência anual de eventos de cheia IP, entre 1900 e 2015.

A distribuição mensal de eventos de cheia e de ocorrências associadas confirmou o esperado (Figura 5a). Grande parte dos eventos reportados na IP (80 %) concentrou-se entre outubro e março (Figura 5a), destacando-se os meses de janeiro e fevereiro com 36 % dos eventos.

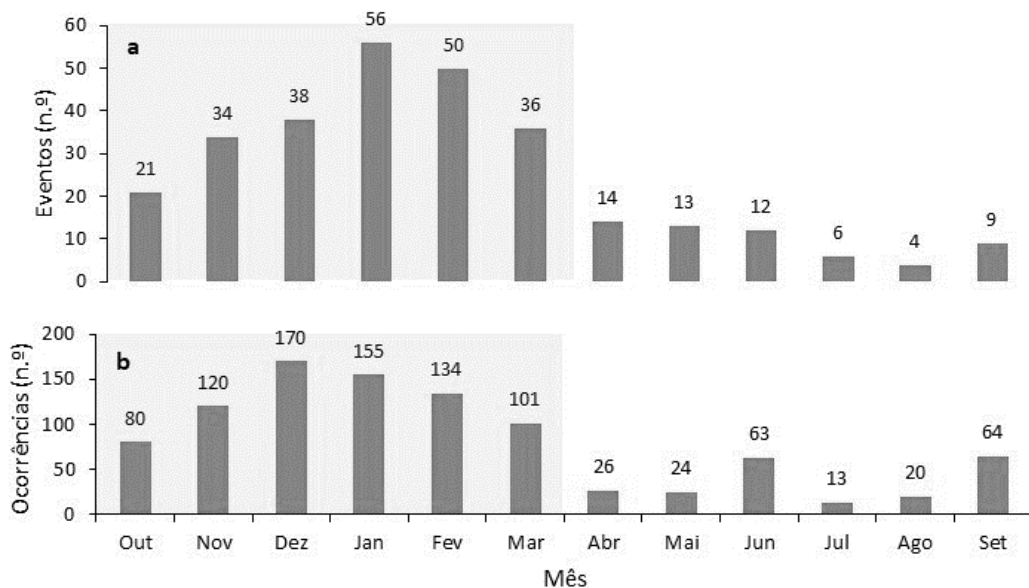


Figura 5. Distribuição mensal dos eventos IP (a) e ocorrências IP (b), entre 1900 e 2015.

Quanto às ocorrências, ressaltam os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, com 47 % do total (Figura 5b). De toda a série estudada, até 1930/31 registaram-se 60 eventos e 204 ocorrências, com o máximo a ocorrer no mês de dezembro: 70 ocorrências. No período 1930/31-1958/59 foram contabilizados 72 eventos e 139 ocorrências, em que o máximo foi atingido no mês de janeiro: com 36 ocorrências. De 1959/90 a 1989/90 ocorreram 89 eventos e 270 ocorrências, em que o máximo se verificou no mês de fevereiro: 69 ocorrências. Seguidamente, entre 1990/91 e 2015/16, foram contabilizados 72 eventos e 357 ocorrências. Nesse período o máximo aconteceu no mês de janeiro, com 66 ocorrências. Na realidade, verifica-se que um maior número de eventos não significa um maior número de ocorrências. Por outro lado, o mês com maior número de ocorrências varia, embora se mantenha entre os meses mais chuvosos, sendo aqueles em que os eventos são mais frequentes.

O período com mais ocorrências verificou-se igualmente entre outubro e março. Os seis meses considerados caracterizam melhor a dinâmica de cheias no território da BHRVez, uma vez que a média destes é superior à média dos eventos de todos os meses do ano.

De acordo com Ramos (1987), o regime da estação chuvosa abrange o período compreendido entre novembro e março, sendo que o período das estações intermédias abrange os meses de setembro a outubro. No entanto, a mesma autora também refere que o mês de setembro é um mês que pertence ao fim do Verão, enquanto outubro pertence ao Outono, sendo caracterizado pela grande irregularidade de precipitações, devido à dominância de correntes ondulatórias, originando situações anticiclónicas (Ramos, 1987).

Grande parte das consequências verificadas ocorreu nas margens do rio Vez, em Arcos de Valdevez, e nos afluentes de maior hierarquia (Strahler, 1951) e magnitude da rede de drenagem (Shreve, 1966) (**Erro! A origem da referência não foi encontrada.**).

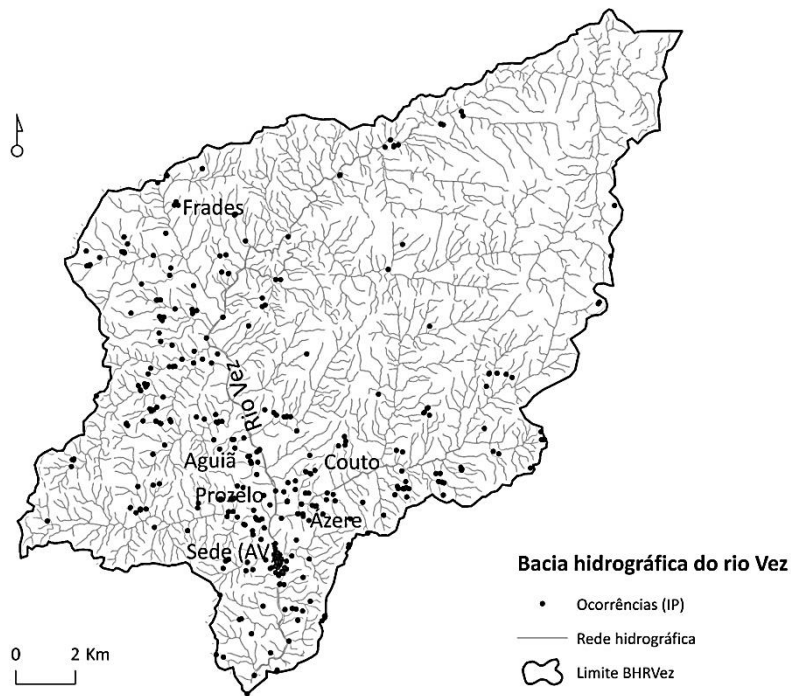


Figura 6. Espacialização das ocorrências na BHRVez entre 1900 e 2015 (Atlas do Ambiente, 1998; Carta Militar de Portugal, IGeoE, 1996, 1997, 2013, Imprensa periódica, 1900/2015).

A densificação de ocupação do solo por habitações e infraestruturas de apoio (Gonçalves, 2018), bem como a presença de campos agrícolas, são razões para um maior reporte de consequências nestes locais. As ocorrências foram, por isso, mais frequentes na sede do concelho de Arcos de Valdevez [AV], mais concretamente na União das Freguesias Arcos de Valdevez (São Paio) e Giela e São Salvador, Vila Fonche e Parada e nas freguesias de Couto, Ázere, Prozelo e Aguiã. Nas proximidades dos afluentes de menor ordem e

magnitude foram localizadas 21 % das ocorrências, como aconteceu na União de Freguesias de Portela e Extremo, lugar de Frades. As restantes 19 % sem especificação do local exato ou junto à confluência do rio Vez com o rio Lima.

5. Conclusões

Os dados recolhidos na imprensa periódica regional e local permitiram a determinação da frequência dos eventos e ocorrências de cheias na BHRVez. A validação dos dados centrou-se na comparação entre registos da IP, de Q e de P de estações de referência na bacia. Constatou-se que a maioria dos eventos da imprensa periódica são validados pelos limiares calculados de Q^{90} e/ou P^{90} . A componente de notícias não explicada pelos dados de Q^{90} e/ou P^{90} pode ser interpretada pela falta de consequências efetivas ou pela forma como estas podem ter sido interpretadas pelo jornalista.

Confirma-se ainda que a maior parte dos eventos e ocorrências de cheias ocorreram entre outubro e março, com destaque para janeiro e fevereiro nos eventos, e para dezembro, janeiro e fevereiro nas ocorrências. Esta informação é útil para a gestão de respostas e prontidão de meios de socorro, mas também para o ordenamento do território na BHRVez e planeamento de atividades, infraestruturas e usos na planície aluvial do Rio Vez e em outros pontos críticos da bacia. Estas orientações podem ser apoiadas pela distribuição espacial das ocorrências.

Analisar o regime hidrológico de uma bacia hidrográfica, demonstrando quais os meses com maior frequência de eventos e ocorrências de cheia, permitiu uma melhor compreensão da realidade dinâmica da BHRVez. Este conhecimento é útil para os intervenientes no território, como por exemplo o poder político, podendo optar por ações humanas que contribuam para a sustentabilidade hidrológica da bacia, ou seja, dos investimentos.

Nota

Em homenagem à Professora Catarina Ramos (1958-2018), do Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, que partiu cedo, deixando uma saudade enorme pela forma como transmitia os saberes.

Bibliografia

- Bayliss, A. C., e Reed, D. W. (2001). *The use of historical data in flood frequency estimation*. Centre for Ecology and Hydrology.
- Bellu, A., Fernandes, L. F. S., Cortes, R. M., e Pacheco, F. A. (2016). A framework model for the dimensioning and allocation of a detention basin system: The case of a flood-prone mountainous watershed. *Journal of Hydrology*, 533, 567–580. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.043>.
- Belmonte, A. M. C., e Bescós, A. (2004). La creciente ocupación antrópica del espacio inundable y el aumento de la vulnerabilidad en las poblaciones del bajo Arga (Navarra). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (37), 101-118.
- Benito, G., Brázdil, R., Herget, J., e Machado, M. J. (2015). Quantitative historical hydrology in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 3517-3539, <https://doi.org/10.5194/hess-19-3517-2015>, 2015
- Boorstin, D. J. (1963). From news-gathering to news-making: A flood of pseudo-events. in D. J. Boorstin - *The Image: or what happened to the American Dream*, Penguin, p.19-54.
- Bosompra, K. (1989). African news in the world press: A comparative content analysis of a North and a South newspaper. *Africa Media Review*, 3(3), 58–69.
- Boudou, M., Danière, B. e Lang, M. (2016). Assessing changes on urban flood vulnerability through mapping land use from historical information. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 161–173, doi:10.5194/hess-20-161-2016.
- Čermák, J., Úlehla, J., Kučera, J., e Penka, M. (1982). Sap flow rate and transpiration dynamics in the full-grown oak (*Quercus robur* L.) in floodplain forest exposed to seasonal floods as related to potential evapotranspiration and tree dimensions. *Biologia Plantarum*, 24(6), 446–460. <https://doi.org/10.1007/BF02880444>.
- Cheng, C., e Couto, V. (2006). Simulação do Fósforo Originado de Fontes Difusas Na Bacia Hidrográfica do Arade no Algarve Utilizando um Modelo Matemático de WinHSPF. *1as Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente*, 101–109.
- Comunidade Europeia. (2007). Diretiva 2007/60/CE do Parlamento Europeu e do Conselho de 23 de Outubro de 2007 relativa à avaliação e gestão dos riscos de inundações, *Diretivas*, Pub. L. No. 60/2007.
- Costa, N. C. D., de Sousa Venâncio, S., da Silva Pinho, J. L., e Vieira, J. M. P. (2017). Análise hidrodinâmica do estuário do rio Lima, Portugal, a partir de simulação numérica. *Ambiente e Água - An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, 12(3), 476–488.
- Cunha, L., Leal, C., e Ramos, A. (2014). Territoires de risques à l'échelle des communes. Un exemple dans la ville de Torres Novas (Portugal). *Geo-Eco-Trop*, 38(1), 45–52.
- Decreto-Lei n.º 115/2010. *Diário da República*. Ministério do Ambiente e do Ordenamento do Território, 4757 - 4764.
- Direção Geral do Território [DGT]. (2006). *Regiões hidrográficas portuguesas*. <http://mapas.dgterritorio.pt>. Regiões Hidrográficas do INAG em 2006, Hayford Gauss Datum Lisboa Militar (EPSG: 20790).

- Direção Geral do Território [DGT]. (2017). *Carta Administrativa Oficial de Portugal* (CAOP). eBD. (2018). Eventos em base de dados para a BHRVez entre 1900/2015. Hayford Gauss Datum Lisboa Militar. Imprensa periódica regional. *Obra autónoma*.
- Faul, F., Erdfelder, E., Buchner, A., e Lang, A.-G. (2009). Statistical power analyses using G*Power 3.1: Tests for correlation and regression analyses. *Behavior Research Methods*, 41(4), 1149–1160. <https://doi.org/10.3758/BRM.41.4.1149>.
- Ferguson, A. P., e Ashley, W. S. (2017). Spatiotemporal analysis of residential flood exposure in the Atlanta, Georgia metropolitan area. *Natural Hazards*, 87(2), 989–1016. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2806-6>.
- Gasher, M., Hayes, M., Hackett, R., Gutstein, D., Ross, I., e Dunn, J. (2007). Spreading the news: social determinants of health reportage in Canadian daily newspapers. *Canadian Journal of Communication*, 32(3/4), 557. <https://doi.org/10.22230/cjc.2007v32n3a1724>.
- Gonçalves, G. e Trindade, J. (2014). Registos das maiores cheias do rio Vez em Arcos de Valdevez. *Em Formação e Ocupação de Litorais nas Margens do Atlântico - Brasil / Portugal*, Vol. IV, pp. 73–82.
- Gonçalves, M. G. S. (2018). *As cheias na bacia hidrográfica do rio Vez durante os séculos XX e XXI e a sustentabilidade*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Aberta.
- Hipólito, J. R., e Vaz, Á. C. (2013). *Hidrologia e Recursos Hídricos* (2.^a). Instituto Superior Técnico de Lisboa.
- Instituto do Ambiente, Atlas do Ambiente. (1989). *Carta Hidrográfica Continental*. Direção Geral dos Recursos Naturais, Escala 1:1.000.000. www.apambiente.pt.
- Instituto Geográfico do Exército [IGeoE]. (1996, 1997). *Carta Militar de Portugal*. Folhas: 3, 4, 8, 9, 16, 16, 28 e 29. Escala 1:25 000.
- Instituto Nacional de Estatística (INE). (1900/11). *Recenseamento da População e Habitação*.
- Lei N.º. 237. (2007). Regulamento do Plano Director Municipal de Arcos de Valdevez, *Diário da República*, 35479.
- Miranda, P. M. A., Valente, M. A., Tomé, A. R., Trigo, R., Coelho, M. F. E. S., Aguiar, A., e Azevedo, E. B. (2006). O clima de Portugal nos séculos XX e XXI. *Alterações Climáticas em Portugal. Cenários, Impactos e Medidas de Adaptação*, 45-113.
- Monteiro, Sílvia, Freire, J. S., e Cunha, L. (2015). Os riscos naturais nos estudos geográficos em Cabo Verde. Em *As novas Geografias dos Países da língua Portuguesa* (pp. 168–174). Coimbra.
- Moreia, A., e Simões, M. (1998). *Notícia explicativa da Folha 1-D. Arcos de Valdevez*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Napolitano, E., Marchesini, I., Salvati, P., Donnini, M., Bianchi, C., e Guzzetti, F. (2018). LAND-deFeND—An innovative database structure for landslides and floods and their consequences. *Journal of Environmental Management*, 207, 203–218.
- Organização Meteorológica Mundial [OMM]. (2011). *Guía de Prácticas Hidrológicas. I. Hidrología – De la medición a la información hidrológica* (No. 168).

- Pardal, J., Cunha, L., e Tavares, A. (2016). As Cheias na Sub-Bacia Hidrográfica do Rio dos Fornos: Pontos Críticos e Medidas de Minimização. *Territórios de Água*, 15–30.
- Pavese, M., Banzon, V., Colacino, M., Gregori, G., e Pasqua, M. (1992). Three historical data series on floods and anomalous climatic events in Italy. *Climate since AD, 1500*, 155–170.
- Ramos, C. (1987). A influência das situações anticiclónicas no regime da precipitação em Portugal. *Finisterra*, XXII(43), 5–38.
- Ramos-Pereira, A. e Ramos, C. (1998). Avaliação da diversidade biofísica do território (base administrativa). *Inforgeo*, (1213), 47–55.
- Ramos-Pereira, A. e Ramos, C. (2000). *Contrastes espaciais concelhios de algumas componentes ambientais em Portugal continental*. Centro de Estudos Geográficos. -Linha de Investigação em Dinâmica Litoral e Fluvial, DILIF 1.
- Rilo, A., Freire, P., Santos, P., Tavares, A., e Sá, L. (2015). Historical flood events in the Tagus estuary: contribution to risk assessment and management tools. *Safety and reliability of complex engineered systems, natural hazards*. CRC Press, Taylor and Francis Group, London, 4281–4286.
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Bodoque, J. M., Ballesteros Cánovas, J. A., e Stoffel, M. (2013). Characterisation of flash floods in small ungauged mountain basins of Central Spain using an integrated approach. *CATENA*, 110, 32–43. 32–43. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.015>.
- Santos, M. S. M. (2015). Análise hidro-meteorológica de cheias na região norte de Portugal. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Shreve, R. L. 1966, Statistical law of stream numbers. *Journal of Geology*, v. 74, p. 17- 37.
- Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos [SNIRH]. (2018). *Dados sintetizados*. Agência Portuguesa do Ambiente. <http://snirh.apambiente.pt>.
- Strahler, A. N. (1953). Hypsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, v. 63, p. 1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Turconi, L, Nigrelli, Guido e Conte, R. (2014). Historical datum as a basis for a new GIS application to support civil protection services in NW Italy. *Computers and Geosciences*, 66, 13-19. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.12.008>.
- Xiong, Y., Wei, Y., Zhang, Z., e Wei, J. (2016). Evolution of China's water issues as framed in Chinese mainstream newspaper. *Ambio*, 45(2), 241–253. <https://doi.org/10.1007/s13280-015-0716-y>.

APLICAÇÃO DE UM PROCESSO DE ANÁLISE HIERÁRQUICA PARA A AVALIAÇÃO MUNICIPAL DA SUSCETIBILIDADE A CHEIAS RÁPIDAS EM PORTUGAL CONTINENTAL

Pedro Pinto Santos¹
Susana Pereira¹
Eusébio Reis¹
José Luís Zêzere¹
Ricardo A. C. Garcia¹
Sérgio Cruz Oliveira¹
Mónica Santos²

Resumo

As cheias rápidas são tipicamente imprevisíveis no espaço e no tempo, o que torna muito complexa a gestão do risco de desastre e a mitigação dos seus impactos. Em Portugal continental, um único evento de cheias rápidas, em 25 e 26 de novembro de 1967, foi responsável por mais de metade de todas as vítimas mortais devidas a cheias, no período coberto pela base de dados DISASTER (1865-2015). Neste estudo pretende-se hierarquizar a suscetibilidade a cheias rápidas em Portugal continental, baseado na construção de um índice municipal. Partindo de um conjunto de sete fatores condicionantes – escoamento acumulado potencial, densidade da rede de drenagem, declive, depósitos aluvionares, grau de impermeabilidade do terreno, litologia de elevada permeabilidade e escoamento anual – e aplicando um processo de análise hierárquica definiu-se de forma empírica, a hierarquia e fatores de ponderação a utilizar no cálculo do índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas (IMSCR).

Os valores mais elevados de suscetibilidade municipal a cheias rápidas encontram-se nos municípios com sectores ribeirinhos em bacias hidrográficas de pequena e média dimensão, como sejam: a) Ave, Leça, Tâmega, Tua, Vouga, Mondego e Nabão, nas regiões Norte e Centro; b) Trancão e ribeiras que drenam os municípios de Cascais e Oeiras, na região de Lisboa; e c) Sorraia, Ardila, Odivelas (pertencente à bacia do Sado) e Oeiras (pertencente à bacia do Guadiana), na região Sul. O cruzamento dos valores do IMSCR com os registos de ocorrências e de pessoas afectadas permite identificar os contextos geográficos em que a exposição atua como

¹ Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Portugal. *pmpsantos@campus.ul.pt; susana-pereira@campus.ul.pt; eusebioreis@campus.ul.pt; zezere@campus.ul.pt; rgarcia@campus.ul.pt; cruzdeoliveira@campus.ul.pt.*

² Centro de Investigação e de Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Portugal. *monica.santos@utad.pt.*

fator mais relevante que a suscetibilidade na explicação das elevadas perdas observadas. Contudo, também se regista a situação inversa em que, a contextos de elevada suscetibilidade a cheias rápidas correspondem perdas reduzidas. A identificação das condicionantes físicas é fundamental para a compreensão do risco e para a adoção de estratégias de gestão e mitigação que reduzam o impacto das cheias rápidas.

Palavras-chave: cheias rápidas; suscetibilidade; processo de análise hierárquica; nível municipal

1. Introdução

As cheias rápidas são o fenómeno natural que mais vítimas causou em Portugal continental desde pelo menos o séc. XIX (Ramos e Reis, 2002; Trigo *et al.*, 2016). O evento de cheias rápidas de 25 e 26 de novembro de 1967 tem associado um total ainda hoje incerto de mais de 500 vítimas mortais – cerca de 52% de todas as vítimas mortais por cheia, registadas na base de dados DISASTER no período 1865-2010 (Zêzere *et al.*, 2014; Trigo *et al.*, 2016; Pereira *et al.*, 2017). Apesar da excepcionalidade destes valores, este evento afetou apenas 14 dos 278 municípios de Portugal continental, ao longo de uma faixa de aproximadamente 60 km de extensão no sector norte da Área Metropolitana de Lisboa (Trigo *et al.*, 2016).

As cheias rápidas são marcadas por uma elevada imprevisibilidade temporal e dispersão espacial (Ramos e Reis, 2001; Ramos e Reis, 2002; Santos *et al.*, 2015) nas bacias hidrográficas de pequena e média dimensão, associadas à imprevisibilidade das chuvadas desencadeantes. Estas características salientam a importância das ações preventivas – ordenamento do território, sistemas de monitorização, aviso e alerta, entre outras – como as abordagens mais adequadas à redução e mitigação dos seus impactos. Ao contrário das cheias lentas ou progressivas, caracterizadas por uma evolução lenta do hidrograma de cheia e com uma incidência espacial restrita às planícies aluviais dos grandes rios, as cheias rápidas ocorrem em bacias hidrográficas de média e pequena dimensão, com tempos de concentração reduzidos e caudais de ponta excepcionais (Ramos e Reis, 2001; Ramos e Reis, 2002).

De um modo muito sucinto, refiram-se alguns estudos anteriores realizados em Portugal, que demonstram e salientam as especificidades das cheias rápidas ao nível dos fatores condicionantes de natureza climática, hidrológica e geomorfológica, bem como dos contextos sociais em que os processos físicos se desenvolvem. Fragoso *et al.* (2012) estudaram as cheias rápidas de 20 de fevereiro de 2010 na Ilha da Madeira ao nível das condições sinópticas que promoveram a anómala disponibilidade de humidade e o mecanismo de elevação orográfica que induziu a actividade convectiva. Leal e Ramos (2013) analisaram 12 pequenas e médias bacias hidrográficas do sector norte da Área Metropolitana de Lisboa e avaliaram a sua suscetibilidade à geração de cheias, relacionando esse conhecimento com as modificações de uso do solo e seus impactos, quer nos tempos de concentração, quer na exposição das populações causada pela

ocupação humana das áreas propensas a inundação. Dado o carácter muito localizado dos processos hidrometeorológicos que geram cheias rápidas, a incorporação de bases de dados específicas e com boa georreferenciação – nomeadamente as provenientes da atividade seguradora – na análise dos locais afectados e da tipologia de perdas revelou-se uma mais-valia na avaliação dos danos materiais associados aos processos hidrológicos mais frequentes e menos severos, para além dos eventos excepcionais (Leal *et al.*, 2018). No entanto, este tipo de análise limitou-se apenas à Área Metropolitana de Lisboa. As bases de dados de ocorrências hidrogeomorfológicas, como a base de dados DISASTER são essenciais para análise da distribuição espaço-temporal dos danos humanos (mortos, feridos, evacuados, desalojados e desaparecidos) gerados por cheias em Portugal continental (Zêzere *et al.*, 2014; Santos *et al.*, 2015; Trigo *et al.*, 2016; Pereira *et al.*, 2017).

Portugal continental apresenta uma área de 89089 km², da qual mais de metade é drenada por bacias internacionais, das quais se destacam as bacias dos rios Minho (1920 km² em território nacional), Douro (18245 km², *idem*), Tejo (25906 km², *idem*) e Guadiana (12054 km², *idem*). Quanto aos rios exclusivamente portugueses, o Sado é o que apresenta a maior bacia hidrográfica (7692 km²), seguido pelo Mondego (6645 km²) e Vouga (3632 km²) (APA, 2016). Contudo, no estudo da problemática das cheias rápidas em Portugal continental, interessa considerar principalmente as pequenas e médias bacias hidrográficas – quer as que compõem bacias transfronteiriças quer as que compõem bacias de menor dimensão.

O regime fluvial é determinado fundamentalmente pelo regime da precipitação. A fusão das neves, embora possa ter um papel no escoamento fluvial em grandes bacias, como a do rio Tejo (Diéz-Herrero *et al.*, 2013), tem uma influência praticamente desconhecida, mas certamente negligenciável, em termos de suscetibilidade a cheias rápidas no contexto nacional, tanto mais que estas cheias são mais frequentes na metade Sul do País. As cheias rápidas mais mortíferas em Portugal continental ocorreram em 1967, 1983 e 1997, localizando-se, respetivamente, nas regiões de Lisboa, Alentejo e Algarve (Ramos e Reis, 2001). Esta mesma característica é salientada em Santos *et al.* (2017) onde, partindo da análise de seis bacias hidrográficas – três no norte e três no sul do país – no período 1950-2003, se verificou que 96 das 131 cheias rápidas detetadas haviam ocorrido nas bacias do Sul.

De acordo com os registos de perdas recolhidos no âmbito do projecto DISASTER (Zêzere *et al.*, 2014), as cheias rápidas são o tipo de cheia que causou o maior número de vítimas mortais em Portugal continental (Pereira *et al.*, 2016). Não sendo o tipo de cheia mais frequente em termos de ocorrências que cumprem os critérios da base de dados DISASTER – a existência de uma ou mais vítimas mortais, pessoas desaparecidas, feridas, evacuadas ou desalojadas – é, contudo, o processo de cheia responsável por maior número de mortos em quase todas as NUTS II do território continental, principalmente nas regiões do Centro, Lisboa e Sul (Pereira *et al.*, 2016). No período 1865-2015, 21% das ocorrências do tipo DISASTER estão associadas a cheias rápidas em Portugal continental.

O registo histórico de perdas associadas a cheias e inundações em Portugal continental de 1865 a 2015 contabiliza 1605 ocorrências na base de dados DISASTER. Destas, 393 ocorrências relacionam-se unicamente com processos de cheia rápida. Deve-se salientar que a classificação da tipologia de cheias baseada em fontes hemerográficas, como no caso da base de dados DISASTER, por vezes levanta algumas dúvidas na interpretação do processo físico em causa, devido à descrição pouco detalhada das ocorrências. Na dúvida, as cheias rápidas foram associadas a processos de escoamento repentino em pequenas bacias hidrográficas e em contexto não totalmente urbano. Não obstante esta dificuldade, parece clara a existência de uma relação próxima entre as ocorrências classificadas como cheias rápidas e inundações urbanas, dado o elemento comum que é a existência de bacias hidrográficas de pequena e média dimensão.

A distribuição espacial das ocorrências do tipo DISASTER associadas a cheias rápidas permite verificar a existência de uma elevada concentração de ocorrências na Região de Lisboa (sobretudo nas pequenas bacias da margem direita do Tejo, e nas pequenas bacias dos municípios de Cascais e Oeiras), fortemente associadas aos eventos de cheias rápidas de 1967 e 1983 (Figura 1). Em contraste, observa-se uma ausência ou um número muito reduzido de ocorrências na Região Norte e Centro (ausência nas áreas cársticas do Maciço de Sicó e Maciço Calcário Estremenho) mas também na Península de Setúbal, sector oriental da serra algarvia, zona raiana da Beira Baixa até Trás-os-Montes e, por fim, nas áreas de interflúvio entre os rios Tejo e Sorraia e entre este e o rio Sado. Finalmente, nas restantes áreas, existe uma dispersão de ocorrências, onde se realçam as bacias dos rios Lima, Tâmega, Vouga, Mondego, Zêzere, ribeiras do Oeste e sectores do Alto e Baixo Alentejo, bem como do Algarve (estes últimos marcados pelas cheias rápidas de novembro de 1997).

O presente estudo contribui para o conhecimento da suscetibilidade a cheias rápidas ao sintetizar e analisar um conjunto de fatores condicionantes ao nível municipal. O objetivo principal é a elaboração de um índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas aplicado à escala nacional que caracterize e hierarquize os municípios de Portugal continental. Posteriormente, será realizada uma análise cruzada entre o índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas e o registo de danos humanos ocorridos no passado.

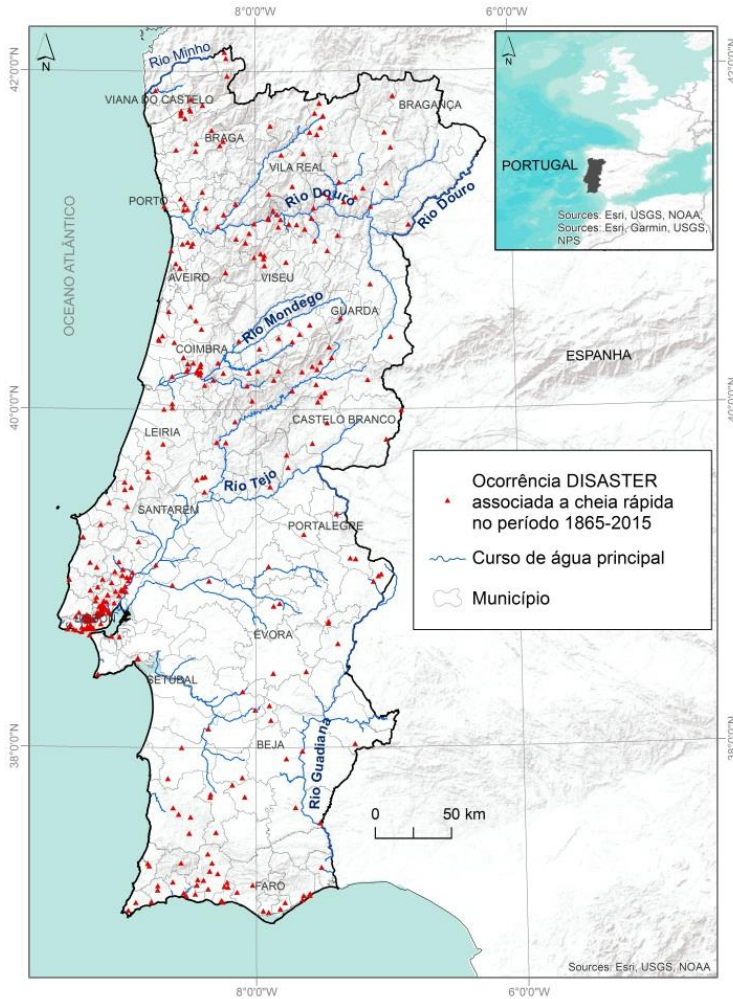


Figura 1. Ocorrências de cheias rápidas em Portugal continental, segundo a base de dados DISASTER (1865-2015).

2. Metodologia

Para a avaliação da suscetibilidade a cheias rápidas foram considerados sete fatores condicionantes: escoamento acumulado potencial, densidade da rede de drenagem, declive, depósitos aluvionares, grau de impermeabilidade do terreno, litologia de elevada permeabilidade e escoamento anual (Figura 2). Os valores das variáveis foram convertidos para um valor único por município e normalizados de 0 a 100. Posteriormente, aplicou-se um processo de análise hierárquica para ponderação dos fatores condicionantes e cálculo do índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas.

2.1. Fatores condicionantes

Escoamento acumulado potencial

O escoamento acumulado potencial é frequentemente considerado o fator mais importante na avaliação da suscetibilidade a cheias (e.g., Kazakis *et al.*, 2015). Em pequenas bacias hidrográficas este parâmetro pode ser utilizado como indicador do volume de precipitação útil na bacia hidrográfica. O valor de cada célula representa o número de células que estão a montante, pelo que, valores elevados de escoamento acumulado potencial significam uma área contributiva maior a montante, com potencial para gerar maiores valores de escoamento, resultando numa maior suscetibilidade a cheias.

O escoamento acumulado potencial foi obtido por aplicação da função *Flow Accumulation* da extensão *Spatial Analyst*[®] do programa *ArcGIS*[®] utilizando o *Digital Elevation Model over Europe* (EU-DEM) disponibilizado pela Agência Europeia do Ambiente (AEA, 2017) com uma resolução de 25 m. A opção por esta fonte de informação prende-se com o facto de ser necessário considerar o contributo para o escoamento das bacias transfronteiriças. De modo a não valorizar os cursos de água mais extensos e que apenas experienciam cheias progressivas, excluíram-se da representação do escoamento acumulado potencial as células com valores superiores a 8×10^6 .

Densidade da rede de drenagem

A forma como se organiza a rede de drenagem e a sua densidade condicionam quer o tempo para a ponta de cheia quer a sua magnitude. Mantendo constantes os restantes fatores, quanto mais densa for a rede de drenagem menor é o tempo de circulação do escoamento sob a forma não canalizada, menor será o tempo para a ponta de cheia e maior o caudal, aumentando a suscetibilidade para a ocorrência de cheia (Patton e Baker, 1976; Lencastre e Franco, 1984; Reis, 2006; Hipólito e Vaz, 2012).

A informação vectorial relativa à rede de drenagem é aquela disponibilizada no Atlas da Água através do Sistema Nacional de Informação de Ambiente (APA, 2018) que disponibiliza uma rede hidrográfica definida automaticamente recorrendo a ferramentas SIG e que tem por base um modelo digital de terreno (MDT) com resolução de 25 m. Verificou-se contudo que, em virtude do processo automático que é adotado na definição da rede hidrográfica, a mesma não é diferenciadora dos contextos de drenagem: municípios com redes de drenagem e permeabilidade muito distintas surgem com densidades de drenagem aproximadas. Neste contexto, calculou-se a hierarquia fluvial segundo *Strahler* (Strahler, 1964) para a totalidade da área de estudo. Em seguida, calculou-se a densidade de drenagem utilizando apenas as linhas de água com ordem ≥ 3 .

Declive

Em termos de suscetibilidade a cheias, as áreas de declive reduzido – geralmente, inferior a 2° – são aquelas onde se irá acumular o escoamento gerado a montante. As áreas adjacentes aos canais são os locais para onde naturalmente se expandirá o perímetro de inundação em situação de cheia.

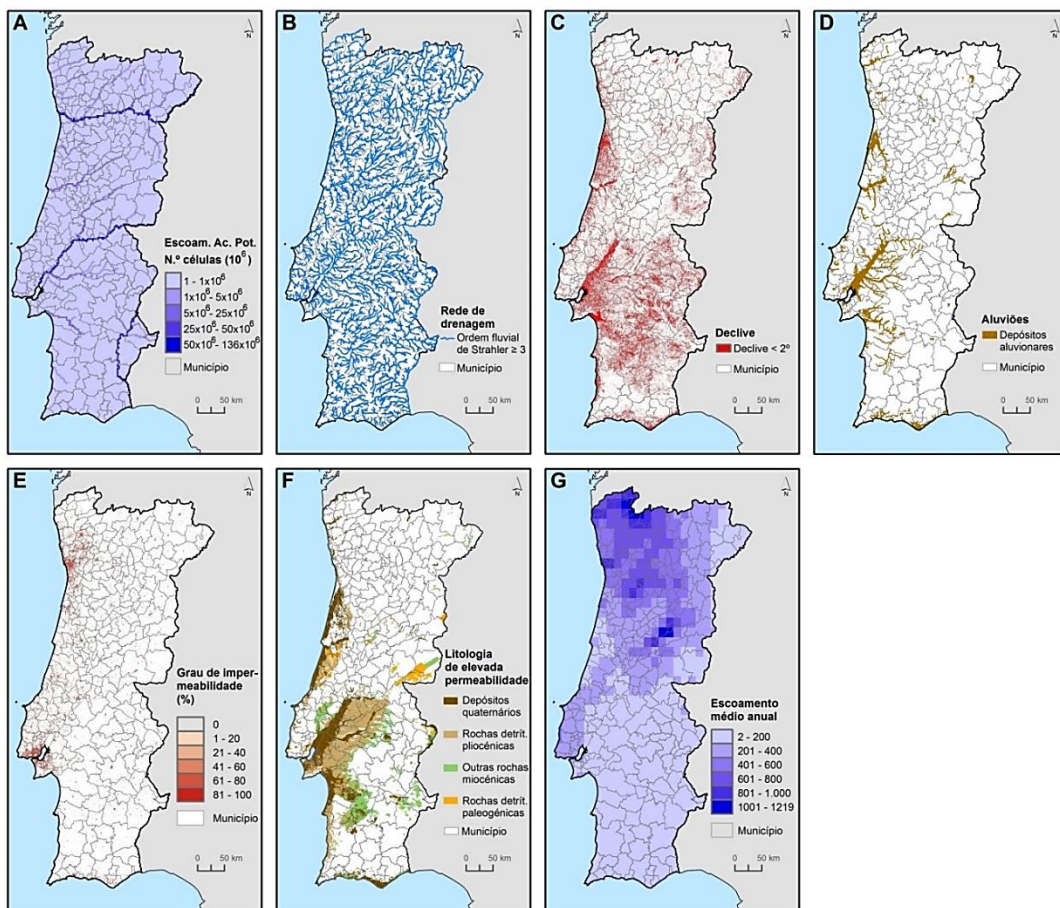


Figura 2. Fatores condicionantes seleccionados para a avaliação da suscetibilidade a cheias rápidas em Portugal continental: a) escoamento acumulado potencial; b) rede de drenagem; c) declive $< 2^\circ$; d) depósitos aluvionares; e) grau de impermeabilidade do terreno; f) litologia de elevada permeabilidade; g) escoamento médio anual.

O declive foi obtido por aplicação da função *Slope* da extensão *3D Analyst*[®] do programa *ArcGIS*[®], tendo por base o EU-DEM de 25 m. O resultado, em graus, foi reclassificado de modo a incluir unicamente as áreas de declive $< 2^\circ$, excluindo-se da análise as áreas de albufeira de barragens (declive igual a 0°).

Depósitos aluvionares

A consideração dos depósitos aluvionares como fator condicionante da suscetibilidade a cheias rápidas assenta no princípio fundamental da geologia de que “o passado é a chave do presente” (Hutton, 1788). Com efeito, a configuração litológica – e geomorfológica – atual apenas pode ser explicada pela compreensão dos processos ocorridos no passado. A existência actual de aluviões num dado fundo de vale numa pequena bacia hidrográfica significa que a sua deposição se deu por ocasião de cheias passadas que, possivelmente, poderão voltar a ocorrer no futuro, mantendo-se o contexto morfológico.

A Carta Geológica de Portugal na escala de 1:500 000 foi a fonte de informação geológica que serviu de base à identificação das áreas de depósitos aluvionares (Oliveira *et al.*, 1992). Cruzando este nível de informação com a Carta Administrativa Oficial de Portugal para 2017 (DGT, 2017) verifica-se que existem 130 municípios com depósitos aluvionares.

Grau de impermeabilidade do terreno

O grau de impermeabilidade do terreno tal como disponibilizado pela Direção Geral do Território (DGT, 2018) a partir de dados de uso e ocupação do solo do *Corine Land Cover* de 2012 (CLC'2012), distingue as áreas artificializadas entre 1 e 100, exprimindo assim em % a impermeabilidade associada a cada tipo de ocupação do solo. O valor de zero é atribuído a todas as áreas não artificializadas (códigos 2, 3, 4 e 5 do 1º nível de representação da CLC'2012). A consideração da impermeabilidade do terreno para a avaliação da suscetibilidade a cheias é relevante sobretudo em pequenas e médias bacias hidrográficas, com forte ocupação humana. Quanto maior a impermeabilidade menor a infiltração da precipitação e mais rapidamente ocorrerá a ponta da cheia a jusante.

Litologia de elevada permeabilidade

As formações litológicas de elevada permeabilidade favorecem a infiltração da água, reduzindo o escoamento superficial em favor da circulação subterrânea, aumentando por essa via o tempo de concentração e atenuando o pico do caudal de cheia. Esta influência é válida tanto para as áreas de cabeceira e vertente como para os leitos fluviais onde ocorre a acumulação do escoamento. As áreas de elevada permeabilidade são assim aquelas que, mantendo-se constantes os restantes fatores, apresentam menor suscetibilidade para gerar cheias rápidas. Recorrendo igualmente à Carta Geológica de Portugal (Oliveira *et al.*, 1992) identificaram-se como áreas de elevada permeabilidade as seguintes classes litológicas: depósitos quaternários, rochas detríticas pliocénicas e paleogénicas e outras rochas miocénicas.

Escoamento anual

Na ausência de variáveis que representem a distribuição espacial da precipitação diária ou horária máximas, assume-se que os quantitativos diários ou horários que geram cheias em pequenas e médias bacias hidrográficas, têm correlação com os valores anuais de precipitação. Por esse motivo utiliza-se o escoamento anual para diferenciar a área de

estudo de acordo com o potencial para gerar situações de cheia: quanto maior o escoamento maior será a propensão para a ocorrência de cheias rápidas e lentas. O escoamento anual médio, representado por células de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ (aproximadamente 10 km x 13 km), foi obtido do portal do *Joint Research Centre* (CE e JRC, 2014). Esta variável é calculada a partir de dados de escoamento observados em perto de 4000 pequenas e médias bacias hidrográficas distribuídas pelo globo, relacionando essas observações com os atributos das bacias em termos de precipitação, topografia, uso do solo, solos e geologia, permitindo estimar assim o escoamento para as bacias não monitorizadas (Beck *et al.*, 2015).

2.2. Representação municipal dos fatores condicionantes

Numa fase inicial procedeu-se à identificação e exclusão da área do território municipal – definida segundo a CAOP de 2016 –, das seguintes tipologias de acordo com o Atlas da Água disponível em APA (2018): corpos de água superficiais e rias. Os reservatórios de barragens tal como identificados na Carta de Ocupação do Solo de 2015 (COS'2015) e a área da lezíria do rio Tejo também foram excluídos à área dos municípios. Este procedimento tem por objetivo não considerar as áreas que manifestamente não são afectadas por cheias rápidas e cuja inclusão iria introduzir um erro significativo na representação dos fatores condicionantes da suscetibilidade a cheias rápidas de alguns municípios, nomeadamente daqueles com vastas áreas intertidais ou atravessados pelos grandes rios transfronteiriços.

Cada um dos fatores condicionantes foi expresso ao nível do município com recurso às variáveis identificadas na Tabela 1. Os valores das variáveis, tal como resumidos na tabela, foram posteriormente normalizados de 0 a 100, com exceção das variáveis que já se encontravam expressas em percentagem.

Relativamente ao fator condicionante relacionado com a litologia de elevada permeabilidade, deve-se realçar que quanto maior a presença destas classes litológicas menor a suscetibilidade para a ocorrência de cheias rápidas, havendo uma relação inversa. Por este motivo, e dado que para efeitos de cálculo do IMSCR se pretende que um valor elevado neste fator contribua para maior suscetibilidade, o valor da variável foi invertido ($100 - i$).

2.3. Aplicação do processo de análise hierárquica e cálculo da suscetibilidade a cheias rápidas

A hierarquia e peso de cada um dos sete fatores condicionantes da suscetibilidade a cheias rápidas foram definidos pelos autores através do processo de análise hierárquica (AHP). A AHP consiste numa teoria geral de medida que permite apoiar a articulação, hierarquização e ponderação de diversas opções ou fatores (Saaty, 1987). Recorrendo a

uma matriz de comparações par-a-par (Tabela 2), a relevância dos sete fatores na explicação da suscetibilidade a cheias rápidas é avaliada, tendo por base a questão “quão importante é o fator A relativamente ao fator B”?

Tabela 1. Variáveis que expressam os fatores condicionantes a cheias rápidas ao nível municipal.

Fator condicionante	Variável expressa ao município	Acrónimo da variável	Unidade	Mín.	Média	Máx.
Escoamento acumulado potencial	Valor médio do escoamento acumulado potencial	VMEAP	Nº de células (250 x 250 m)	0,02*10 ⁶	22*10 ⁶	136*10 ⁶
Densidade da rede de drenagem	Densidade da rede de drenagem de ordem de <i>Strahler</i> ≥ 3	DRD	km/km ²	0,00	0,21	0,46
Declive	Áreas de declives < 2°	AD	%	0,3	13,1	53,5
Depósitos aluvionares	Áreas cobertas por depósitos aluvionares	ACDA	%	0,0	2,38	42,4
Grau de impermeabilidade do terreno ^(a)	Grau de impermeabilidade médio segundo a CLC 2012	GIM	%	0,3	6,4	64,0
Litologia de elevada permeabilidade	Áreas cobertas por litologia de elevada permeabilidade	ACLEP	%	0,0	80,6	100,0
Escoamento anual	Valor médio do escoamento anual	VMEAn	mm/ano	17,1	335,5	948,7

^(a)Apesar de o grau de impermeabilidade ser originalmente já representado em % os valores foram normalizados igualmente para o intervalo [0, 100] pois ao contrário das restantes variáveis expressas em %, esta representa uma característica (a impermeabilidade do terreno) e não uma proporção de uma característica.

Do processo de aplicação da AHP resultam os pesos a atribuir a cada fator, validados segundo o rácio de consistência resultante da hierarquização efectuada. Para a hierarquia e pesos indicados na Tabela 2, o rácio de consistência obtido é de 0,04 que, sendo inferior a 0,1, é considerado um indicador da boa consistência da avaliação realizada (Saaty, 1987:165). Os pesos obtidos são utilizados na Eq. 1 de modo a calcular o índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas (IMSCR):

$$IMSCR = \sum_{i=1}^n v_i \cdot p_i = v_1 \cdot p_1 + \dots + v_n \cdot p_n \quad (\text{Eq. 1})$$

em que v_i é o valor do fator i em cada município, p_i é o peso de cada fator i e n é o número de fatores condicionantes.

Tabela 2. Matriz de comparações par-a-par segundo a escala fundamental de Saaty para os fatores condicionantes a cheias rápidas e respectivos pesos.

Fatores*	VMEAP	DRD	GIM	AD	ACDA	ACLEP	VMEAn	Peso
VMEAP	1	2	3	4	5	6	7	0,350
DRD	1/2	1	2	3	4	5	6	0,237
GIM	1/3	1/2	1	2	3	4	5	0,159
AD	1/4	1/3	1/2	1	2	3	4	0,106
ACDA	1/5	1/4	1/3	1/2	1	2	3	0,070
ACLEP	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2	1	2	0,046
VMEAn	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2	1	0,032

* Para facilidade de leitura, os fatores são inseridos na matriz já segundo a hierarquia definida.

Legenda: VMEAP - Valor médio do escoamento acumulado; DRD - Densidade da rede de drenagem de ordem de *Strahler* ≥ 3 ; AD - Áreas de declives inferiores a 2° (AD); ACDA - Áreas cobertas por depósitos aluvionares; GIM - Grau de impermeabilidade médio segundo a CLC 2012; ACLEP - Áreas cobertas por litologia de elevada permeabilidade; VMEAn - Valor médio do escoamento anual.

3. Resultados

Os resultados do IMSCR foram divididos em 10 classes utilizando o método de classificação em decis (Figura 3).

O IMSCR varia desde um mínimo de 6,8, no município de Golegã, até um máximo de 59,3 no município de Barrancos, apresentando valor médio de 22 e mediana de 21,1. Os resultados obtidos, segundo a hierarquia e pesos dos fatores condicionantes definidos, indicam como mais suscetíveis os municípios incluídos nas bacias dos rios: a) Ave, Leça, Tâmega, Tua, Vouga, Mondego e Nabão, na região Norte e Centro; b) Trancão e ribeiras de Cascais e Oeiras, na região da Grande Lisboa; c) Sorraia, Odivelas (bacia hidrográfica do rio Sado), Ardila e Oeiras (bacia hidrográfica do rio Guadiana), nas regiões a sul do rio Tejo (Figura 3). O valor do IMSCR é menor na generalidade dos municípios localizados nos seguintes contextos: a) vale inferior dos rios Tejo e Sado, onde predominam as cheias lentas em detrimento das cheias rápidas; b) zonas costeiras cujos municípios não são atravessados por cursos de água relevantes, como por exemplo, Peniche, Sines ou Vila do Bispo; c) cabeceira de bacias hidrográficas, como por exemplo, os municípios de Trancoso, Sernancelhe e Aguiar da Beira situados na zona de interflúvio entre o Rio Távora (pertencente à bacia hidrográfica do rio Douro) e o rio Dão (pertencente à bacia hidrográfica do rio Mondego), e o município de Cuba (no interflúvio entre os rios Sado e Guadiana) (Figura 3).

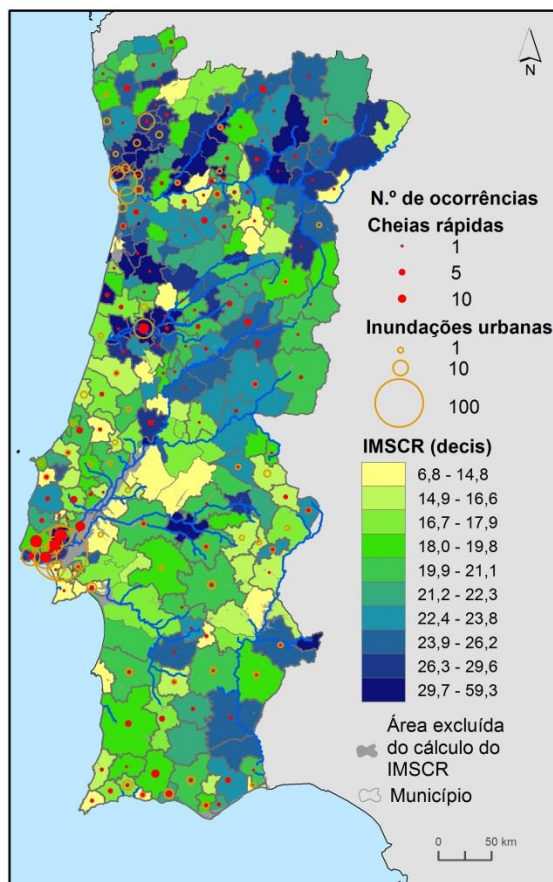


Figura 3. Índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas em Portugal continental e registo histórico de ocorrências de perdas de tipologia DISASTER relacionadas e cheias rápidas e inundações urbanas.

Os cinco municípios com maiores valores de IMSCR têm – praticamente todos – em comum, valores elevados nos dois fatores que maior peso têm no IMSCR: escoamento acumulado e densidade da rede de drenagem (Tabela 3). Por oposição, os cinco municípios de menor IMSCR situam-se praticamente todos no 5º quintil relativamente àqueles mesmos fatores. A diversidade geográfica do país em matéria de condições – sobretudo naturais – que influenciam a suscetibilidade às cheias rápidas está bem evidente no facto de que mesmo os municípios com maior IMSCR se situarem nos últimos quintis relativamente a alguns dos fatores condicionantes de menor peso (o município de Barrancos, por exemplo, ao nível da existência de depósitos aluvionares, grau de impermeabilidade do terreno e escoamento anual). A situação inversa também é observável relativamente aos municípios com menor IMSCR (Tabela 3).

Tabela 3. Hierarquia dos cinco municípios com maior e menor IMSCR.

Os valores assinalados a negrito com fundo cinza representam a posição do valor em cada fator condicionante no 1º quintil de municípios e apenas a negrito a posição do 5º quintil.

Ordem	Município	VMEAP	DRD	AD	ACDA	GIM	ACLEP	VMEAn	IMSCR
1º	Barrancos	85,8	100,0	6,5	0,0	0,6	100,0	7,6	59,3
2º	V. N. da Barquinha	100,0	60,3	14,4	3,4	11,6	59,9	10,1	56,0
3º	Coimbra	82,7	66,9	14,5	14,0	14,6	76,2	22,9	53,9
4º	S. João da Madeira	1,4	100,0	7,3	0,0	70,5	100,0	60,7	42,7
5º	Vila Nova de Poiares	60,1	57,3	5,3	0,0	4,4	100,0	28,4	41,4
274º	Porto de Mós	1,0	15,3	9,1	0,0	5,8	90,1	32,8	11,1
275º	Fr. de Espada à Cinta	1,7	20,9	2,9	0,0	0,8	99,8	16,9	11,1
276º	V. R. Santo António	0,7	12,5	29,9	1,7	11,7	52,6	6,5	11,0
277º	Lagoa	4,3	0,0	21,0	9,1	22,1	17,5	3,3	8,8
278º	Golegã	0,0	0,0	49,9	0,0	0,6	24,9	7,3	6,8

Legenda: VMEAP - Valor médio do escoamento acumulado; DRD - Densidade da rede de drenagem de ordem de *Strahler* ≥ 3 ; AD - Áreas de declives inferiores a 2º (AD); ACDA - Áreas cobertas por depósitos aluvionares; GIM - Grau de impermeabilidade médio segundo a CLC 2012; ACLEP - Áreas cobertas por litologia de elevada permeabilidade; VMEAn - Valor médio do escoamento anual.

A matriz de correlações de *Pearson* entre as sete variáveis definidas a partir dos fatores condicionantes e o IMSCR (Tabela 4) mostra que, no geral, existem fracas correlações entre os sete fatores, com exceção da relação entre as áreas de declive $< 2^\circ$ (AD) e as classes litológicas com elevada permeabilidade (ACLEP) (-0,727), e entre as primeiras (AD) e o escoamento anual médio (VMEAn) (-0,557). Os dois fatores condicionantes que receberam os maiores pesos na AHP são aqueles que apresentam os coeficientes de correlação mais elevados com o IMSCR: 0,753 com a variável relacionada ao escoamento acumulado (VMEAP) e 0,689 com a variável relacionada à densidade da rede de drenagem (DRD).

Os eventos extremos, como a cheia rápida de novembro de 1967, evidenciam-se claramente na comparação entre o IMSCR e o número de ocorrências do tipo DISASTER (Figura 4, à esquerda), contudo, é isolando a análise pelo número de pessoas afetadas que se realçam os municípios mais atingidos por aquele evento extremo – Odivelas, Loures e Vila Franca de Xira (Figura 4, à direita).

A Figura 4 salienta ainda os contextos geográficos de número de ocorrências com a tipologia DISASTER acima da média (1,41 ocorrências por município) mas com reduzido impacto ao nível do número de pessoas afetadas, dos quais os municípios de Ourique, Covilhã ou Chaves são exemplo. No sentido contrário, por exemplo encontram-se os municípios de Soure e Tomar – que apresentam apenas 2 e 4 ocorrências, respetivamente, mas um número de pessoas afetadas muito acima da média de 23,2 pessoas por município – testemunham contextos de maior exposição pontual, dado que

os respetivos valores de IMSCR de 27,2 e 28,3, são próximos ao valor médio de Portugal continental (22).

Tabela 4. Matriz de correlações de *Pearson* entre os fatores condicionantes a cheias rápidas e o índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas (IMSCR). A negrito estão assinaladas as correlações < -0,5 e > 0.5.

Fator	VMEAP	DRD	GIM	AD	ACDA	ACLEP	VMEAn	IMSCR
VMEAP	1	0,274	-0,147	-0,128	0,038	0,059	0,004	0,753
DRD	0,274	1	-0,147	-0,294	-0,087	0,289	0,092	0,689
GIM	-0,147	-0,147	1	0,176	0,172	-0,162	0,145	0,218
AD	-0,128	-0,294	0,176	1	0,448	-0,727	-0,557	-0,183
ACDA	0,038	-0,087	0,172	0,448	1	-0,433	-0,125	0,076
ACLEP	0,059	0,289	-0,162	-0,727	-0,433	1	0,482	0,227
VMEAn	0,004	0,092	0,145	-0,557	-0,125	0,482	1	0,207
IMSCR	0,753	0,689	0,218	-0,183	0,076	0,227	0,207	1

Legenda: VMEP - Valor médio do escoamento acumulado; DRD - Densidade da rede de drenagem de ordem de *Strahler* ≥ 3 ; AD - Áreas de declives inferiores a 2° (AD); ACDA - Áreas cobertas por depósitos aluvionares; GIM - Grau de impermeabilidade médio segundo a CLC 2012; ACLEP - Áreas cobertas por litologia de elevada permeabilidade; VMEAn - Valor médio do escoamento anual. A negrito estão assinaladas as correlações superiores a 0,5 ou inferiores a -0,5.

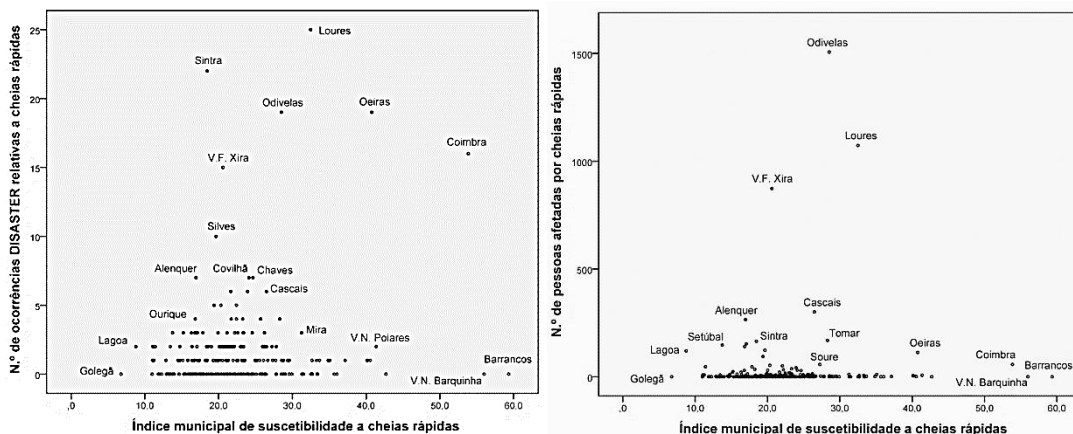


Figura 4. Relação entre o valor do IMSCR e o total de ocorrências de cheias rápidas (à esquerda) e o total de afectados por cheias rápidas (à direita), segundo a base de dados DISASTER.

4. Conclusão

Considerando os fatores condicionantes incluídos na análise, a informação produzida permite a diferenciação dos municípios de Portugal continental em termos da capacidade natural para gerar processos de cheia rápida. Com efeito, fatores como o escoamento acumulado, o escoamento anual médio ou a densidade de linhas de água de ordem de *Strahler* ≥ 3 constituem condições que influenciam a quantidade de caudal e o respetivo tempo de concentração. Por outro lado, outros fatores explicam essencialmente as áreas onde esse escoamento se acumulará: áreas com declive $< 2^\circ$ e a existência de depósitos aluvionares. Finalmente, alguns dos fatores acima listados apresentam uma dupla função, isto é, simultaneamente identificam as áreas com maior potencial para gerar caudais elevados em curtos períodos, como igualmente identificam áreas suscetíveis de testemunhar inundações por cheia.

O índice municipal de suscetibilidade a cheias rápidas, cruzado com o registo de perdas, permite compreender até que ponto os impactos devidos a cheias rápidas têm sido controlados por estrangimentos naturais. É igualmente importante estudar os fatores explicativos para os contextos em que, existindo elevada suscetibilidade, o registo histórico de perdas é reduzido. A análise do IMSCR com os registos de perdas associados a inundações urbanas poderá ser igualmente interessante, dada a estreita relação que existe entre aquela tipologia de inundações e o funcionamento hidrológico e hidráulico de pequenas e médias bacias hidrográficas – frequentemente impermeabilizadas e com leitos artificializados – que drenam os espaços urbanos.

A compreensão das condicionantes físicas à ocorrência de cheias rápidas é uma das componentes fundamentais para a compreensão do risco de desastres de natureza hidrogeomorfológica. À escala nacional, a definição de perfis municipais que cruzem aquele tipo de conhecimento com os forçadores climáticos, as dinâmicas de uso do solo e a exposição e vulnerabilidade do território permite o apoio à decisão em matéria de alocação de recursos para a implementação de estratégias de adaptação e mitigação do risco de cheia.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., no quadro do projeto FORLAND – Riscos hidro-geomorfológicos em Portugal: forçadores e aplicações ao ordenamento do território (PTDC/ATP-GEO/1660/2014) e pela Unidade de Investigação UID/GEO/00295/2019. S. C. Oliveira é financiado por uma bolsa de Pós-Doutoramento (SFRH/BPD/85827/2012) pela FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P.

Bibliografia

AEA. (2017). European Union Digital Elevation Model (EU-DEM). Agência Europeia do Ambiente. Extraído de <https://land.copernicus.eu/>.

APA (2016). *Plano de Gestão dos Riscos de Inundações. Região Hidrográfica 5 - Tejo e Ribeiras do Oeste*. Lisboa: Agência Portuguesa do Ambiente.

APA (2018). SNIAmb – Sistema Nacional de Informação de Ambiente. Extraído de <https://sniamb.apambiente.pt/>.

Beck, H. E., de Roo, A., e van Dijk, A. I. J. M. (2015). Global Maps of Streamflow Characteristics Based on Observations from Several Thousand Catchments. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1478–1501. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0155.1>

DGT (2017). Carta Administrativa Oficial Portuguesa. Extraído de http://www.dgterritorio.pt/cartografia_e_geodesia/cartografia/carta_administrativa_oficial_de_portugal_caop/.

DGT (2018). Catálogo de Serviços de Dados Geográficos da DGT. Direção-Geral do Território. Extraído de <http://mapas.dgterritorio.pt/geoportal/catalogo.html>.

Diéz-Herrero, A., Benito, G., ee Bodoque, J. M. (2013). Las avenidas e inundaciones históricas del Tajo en Toledo. In Iribas, B. L. ee Saavedra, A. C. (Eds.), *El río Tajo, lecciones del pasado para un futuro mejor* (pp. 185-233). Toledo: LEDORIA.

Fragoso, M., Trigo, R. M., Pinto, J. G., Lopes, S., Lopes, A., Ulbrich, S., ee Magro, C. (2012). The 20 February 2010 Madeira flash-floods: synoptic analysis and extreme rainfall assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(3), 715–730. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-715-2012>

Hipólito, J. R. ee Vaz, Á. C. (2012). *Hidrologia e Recursos Hídricos*. Lisboa: Instituto superior Técnico.

Hutton, J. (1788). *A Teoria da Terra*. Edimburgo: Royal Society of Edinburgh.

Kazakis, N., Kougias, I., e Patsialis, T. (2015). Assessment of flood hazard areas at a regional scale using an index-based approach and Analytical Hierarchy Process: Application in Rhodope-Evros region, Greece. *Science of the Total Environment*, 538, 555–563. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.055>

Leal, M. e Ramos, C. (2013). Susceptibilidade às cheias na Área Metropolitana de Lisboa Norte. Factores de predisposição e impactes das mudanças de uso do solo. *Finisterra*, XLVIII(95), 17–40. <https://doi.org/10.18055/Finis3129>

Leal, M., Ramos, C., Pereira, S. (2018). Different types of flooding lead to different human and material damages: the case of the Lisbon Metropolitan Area. *Natural Hazards*, 91(2), 735–758. <https://doi.org/10.1007/s11069-017-3153-3>

Lencastre, A., Franco, F. M. (1984). *Lições de Hidrologia*. Monte da Caparica: Universidade de Lisboa.

Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M., ee Monteiro, J. (1992). Mapa geológico de Portugal, 1:500.000, 5ª edição. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.

- Patton, P.C., Baker, V.R., 1976. Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. *Water Resources Research* 12, 941–952. <https://doi.org/10.1029/WR012i005p00941>
- Pereira, S., Diakakis, M., Deligiannakis, G., e Zêzere, J. L. (2017). Comparing flood mortality in Portugal and Greece (Western and Eastern Mediterranean). *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 22(March), 147–157. <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2017.03.007>
- Pereira, S., Zêzere, J. L., Quaresma, I., Santos, P. P., e Santos, M. (2016). Mortality Patterns of Hydro-Geomorphologic Disasters. *Risk Analysis*, 36(6). <https://doi.org/10.1111/risa.12516>
- Ramos, C., e Reis, E. (2001). As cheias no Sul de Portugal em diferentes tipos de bacias hidrográficas. *Finisterra*, 36(71), 61–82.
- Ramos, C. e Reis, E. (2002). Floods in southern Portugal: their physical and human causes, impacts and human response. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 7, 267–284. <https://doi.org/10.1023/A:1024475529524>
- Reis, E. (2006). *As Bacias Hidrográficas das Ribeiras da Serra de Grândola: Dinâmica Hidrológica e Factores Condicionantes*. Tese de doutoramento em Geografia (espec. Geografia Física). Lisboa: Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.
- Saaty, R. W. (1987). The analytic hierarchy process-what it is and how it is used. *Mathematical Modelling*, 9(3–5), 161–176. [https://doi.org/10.1016/0270-0255\(87\)90473-8](https://doi.org/10.1016/0270-0255(87)90473-8)
- Santos, M., Santos, J. A., e Fragoso, M. (2015). Historical damaging flood records for 1871 – 2011 in Northern Portugal and underlying atmospheric forcings. *Journal of Hydrology*, 530, 591–603. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.011>
- Santos, M., Santos, J. A., e Fragoso, M. (2017). Atmospheric driving mechanisms of flash floods in Portugal. *International Journal of Climatology*, 37(Suppl. I), 671–680. <https://doi.org/10.1002/joc.5030>
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks. In V. T. Chow (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology* (pp. 439–476). Nova Iorque: McGraw-Hil.
- Trigo, R. M., Ramos, C., Pereira, S. S., Ramos, A. M., Zêzere, J. L., e Liberato, M. L. R. (2016). The deadliest storm of the 20th century striking Portugal: Flood impacts and atmospheric circulation. *Journal of Hydrology*, 541, 597–610. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2015.10.036>
- Zêzere, J. L., Pereira, S., Tavares, A. O., Bateira, C., Trigo, R. M., Quaresma, I., Santos, P. P., Santos, M., Verde, J. (2014). DISASTER: a GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal. *Natural Hazards*, 72(2), 503–532. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-1018-y>
- EC e JRC (2014). Global Streamflow Characteristics Dataset (GSCD) - Mean annual streamflow per unit area (observed). Comissão Europeia, Joint Research Centre. Extraído de <http://data.europa.eu/89h/c5f5bb5c-cdd4-49c2-af5d-d1aab8c5b32b>.

AS CHEIAS NA CONSTRUÇÃO E EVOLUÇÃO DA LEZÍRIA DO TEJO: SÍNTESE DE DOIS PROJETOS

Teresa Mira de Azevêdo¹
Ana Ramos-Pereira²
Elisabete Nunes³

Abstract

This article presents a summary of the final results of two projects funded by the Foundation for Science and Technology (FCT) in the field of fluvial dynamics, specifically, the floods of the greatest Portuguese rivers and the results of which are scattered in chapters of books, articles, abstracts, conferences or have never been disclosed as a whole: IDAFRE (An Interdisciplinary Approach to Flood Risk Evaluation - Hydrology, Geomorphology and Sedimentology of the Douro, Tagus and Sado Basins) (1997-2001) and GEOTARIF (Geology and Archaeology of the Tagus Floodplain Over Time) (2002-2006), where the Tagus river was mainly studied.

The methods used can be divided into three categories: 1) data research in libraries, periodical archives, topographic and geological maps, history books, newspapers and magazines and old and recent bibliography, reconstruction of the history of the Tagus through the various sources consulted, with special relevance to the changes of the river channel throughout history, elaboration of flood and degree hazard maps; 2) field work for *in situ* observation of flood marks and their cataloguing, carrying out both manual and mechanical cores, sampling in present-day geomorphological elements of the alluvial plain, field observation of old abandoned channels and other morphological elements, monitoring and photographing flood episodes that took place between 1997 and 2006; 3) laboratory analyses of samples from all the cores, including sedimentological, pollen, organic matter, geochemical, ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb dating analyses, and analyses of radionuclide concentrations in the sediments of the alluvial plain.

This set of techniques and methodologies made possible the development of a Flood Hazard map, calculation of the return period, the development of a table of the impact indices for progressive floods, variations in channel positioning, channel bars, natural dikes and flood plain and channel infilling, the variation of sedimentation rates throughout the twentieth century, the concentration of the floodplain by the contamination by heavy metals and radionuclides.

¹ Centro de Geologia do Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. tazevedo@fc.ul.pt.

² Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (CEG/IGOT-ULisboa). anarp@campus.ul.pt.

³ Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (IGOT-ULisboa). enunes@igot.ulisboa.pt.

The available data also allowed evaluate the evolution of the Tagus since the last glacial maximum, where it was probably an anastomosed river that carried sandy and pebbly sediments regarding a lower sea level than the present-day one. During the Holocene, the river built an alluvial plain composed of fine sediments with large and relatively stable isles between the channels, in an anastomosed pattern. However, successive human interventions in the alluvial plain are responsible for its transformation into a single channel river with alternating bars. The building up of the Tagus alluvial plain, throughout the Holocene, depended on natural causes affecting the entire drainage basin (climatic fluctuations and sea level rise) and anthropogenic causes, manifested either in the basin or in the floodplain, markedly obvious during the Bronze Age (from 3500 cal BP), with large-scale deforestation and consequent soil erosion, leading to a huge increase in the sedimentation rates of the floodplain. The direct human intervention on the Tagus alluvial plain was felt mainly from the Roman period on and intensified at the beginning of Portuguese nationality; XIII-XIV centuries (reign of D. Dinis). These interventions were aimed at draining alluvial plains with poor drainage, protecting agricultural lands from flood destruction and making the Tagus navigable, by avoiding its silting.

The results show the importance of a multidisciplinary approach, in which the combination of different data allows a clear evolution in the research of sedimentary environments as complex as the alluvial plains.

Keywords: floods; paleofloods; Holocene evolution; dating; anthropogenic forcing factor; contamination; climatic fluctuations.

1. Introdução

Na área das Geociências, no final da década de 1990 e primeira década de 2000, eram escassas as investigações sobre a dinâmica hidrológica holocénica e atual dos grandes rios portugueses, nomeadamente as grandes cheias que os afetavam.

Uma das autoras deste capítulo (Teresa Mira de Azevêdo), sedimentóloga de formação e cuja investigação sempre se orientou para a dinâmica fluvial, estando ciente da falta de conhecimentos e de investimentos académicos nesse tema, em particular, do que se relacionava com os episódios de cheias, concorreu como Investigadora Principal à FCT e obteve financiamento.

A investigação desenvolveu-se com dois projetos financiados pela mesma entidade. O primeiro Projecto - *IDAFRE - An Interdisciplinary Approach to Flood Risk Evaluation-Hidrology, Geomorphology and Sedimentology of the Douro, Tejo and Sado Basins* (PRAXIS/CTE/14271/98), com a duração de quatro anos (1997-2001), foi aprovado e considerado de grande originalidade, pioneirismo nos objetivos propostos. A meta seria melhorar o conhecimento do comportamento dos rios a estudar, alargando-o a épocas em que não existiam registos de leituras, permitindo deste modo aprofundar substancialmente as estimativas efectuadas para grandes períodos de retorno, i.e., para as cheias de grande magnitude. Para os três rios selecionados pretendeu-se também evidenciar as paleo-inundações e zonas de risco, com recurso a amostragem

sedimentológica em locais representativos de todos os elementos morfológicos do corredor fluvial, nomeadamente em depósitos de barras de canal, diques naturais, *crevasse-splays*, planície de inundação, meandros abandonados, mas também com recurso a sondagens realizadas especificamente para o estudo da sequência holocénica. Uma vez que as planícies de inundação são consideradas a principal “armadilha” para todos os contaminantes, fez-se também pesquisa da contaminação por metais pesados (como o Pb, Sr, Cd e Ni) antes, durante e após a revolução industrial e em relação com minerações situadas a montante. Procurou-se ainda conhecer a velocidade de sedimentação na planície de inundação através de datações ^{14}C e da estimativa da concentração de ^{210}Pb e ^{137}Cs após o início das experiências nucleares, bem como a correlação com o início do funcionamento das centrais nucleares espanholas, nomeadamente a de Almaraz.

A equipa era constituída por geógrafos (Catarina Ramos, Ana Ramos-Pereira e Eusébio Reis), geólogos (Conceição Freitas, César Andrade, Nuno Pimentel e Diamantino Pereira), investigadores e docentes das Universidades de Lisboa e Minho e por Paolo Mozzi, Juan Sanchez-Cabeza como consultores estrangeiros, aos quais se juntaram posteriormente Elisabete Nunes e Cristina Aires, como bolsistas.

Neste Projeto foram escolhidos o Tejo, o Douro e o Sado julgando-se possível, nesse momento, abarcar de modo equitativo os aspetos propostos, relativos a estes três rios de Portugal. À medida que o IDAFRE ia decorrendo a equipa ia-se apercebendo do gigantesco trabalho que estava por realizar em Portugal nesta área, sendo cada vez mais nítida a impossibilidade de abarcar com equidade os três sistemas fluviais, de acordo com os propósitos iniciais.

O Tejo acabou por usufruir de uma maior atenção, não só por ter sido o tema da Tese de Doutoramento da responsável do Projeto, mas também pela sua importância aliada ao desconhecimento profundo que existia a nível académico, de aspetos em investigação.

Os excelentes resultados obtidos no Projeto *IDAFRE*, permitiram a obtenção de financiamento da FCT de um novo Projeto intitulado *GEOTARIF (Geology and Archaeology of the Tagus Floodplain Over Time - POCTI/39427/2001)*, com a duração de dois anos prorrogados por mais dois, que terminou em 2006 com a realização de um *workshop* internacional, um dos objetivos iniciais a atingir. Este Projecto beneficiou da existência de toda a amostragem de uma sondagem de 20m de profundidade realizada ainda no final do Projecto IDAFRE, quando as condições meteorológicas permitiram a perfuração. Contou ainda com os dados de outras três sondagens manuais (Quinta da Boavista, Fonte Bela e Goucharia).

A investigação desenvolvida no IDAFRE foi continuada e completada no GEOTARIF, com ênfase na: (i) a investigação histórica de inundações do Tejo, nomeadamente as relações entre os vários episódios históricos de cheia e a artificialização do rio com base em cartas antigas (1760); (ii) a pesquisa geomorfológica baseada em cartas topográficas atuais e do

início do século XX, completada por levantamento de campo para precisar a mesomorfologia da planície aluvial, as antigas posições dos canais, bem como a dinâmica dos últimos 500 anos; iii) a pesquisa sedimentológica para a avaliação dos parâmetros texturais e comparação com os análogos sedimentológicos atuais a fim de avaliar mudanças de energia hidrológica dos fluxos; (iv) a análise geoquímica de 34 elementos diferentes para avaliar, através da variação de picos de concentrações, o grau de poluição da planície de inundação; (v) as datações de amostras usando ^{14}C , ^{210}Pb e ^{137}Cs e avaliação das taxas de sedimentação.

A região central da investigação foi a lezíria do Tejo (Figura 1), descrito desde a Idade Média como um segundo Nilo, devido à extraordinária fertilidade de sua "lezíria" (de *al-jazira* em língua árabe, que significa ilha) e onde as inundações foram, desde sempre, os eventos mais catastróficos, matando gado e pessoas, destruindo casas e terras agrícolas. Até hoje, as enchentes isolam populações por semanas, causam cortes de estradas e de ferrovias e conduzem a grandes perdas económicas, sendo já, uma das principais preocupações dos governadores portugueses, desde o século XII. Desde a década de 1970, estes eventos tornaram-se menos frequentes na sequência da construção de barragens na bacia do Tejo, nos territórios espanhol e português.



Figura 1. Lezíria do Tejo vista do miradouro de Santarém, em 2000 (foto de Ramos-Pereira).

1. A informação disponível e adquirida

Os projetos anteriormente mencionados basearam-se em abordagens multidisciplinares, englobando informação de natureza documental e laboratorial. Os subpontos que

seguem incorporam as fontes, os métodos e as diferentes técnicas utilizadas, ainda que de forma sumária.

1.1 Os dados hidrológicos

A equipa pretendia caracterizar as grandes cheias e o seu período de retorno, através do estudo da sua frequência das cheias com recurso a métodos estatísticos, simultaneamente quantitativos e qualitativos, utilizando, por um lado, séries contínuas de dados (séries foronómicas) e, por outro, informação histórica e paleohidrológica (séries descontínuas). Porém, por motivos vários alheias à própria equipa, desde o início da pesquisa que os investigadores se depararam com inúmeras dificuldades para conseguir uma boa aferição dos resultados devido à falta de dados hidrológicos, nomeadamente séries de estações hidrométricas e das descargas das barragens, por motivos vários, alheios à própria equipa. A ausência de dados de séries contínuas suficientemente longas no tempo, para o Tejo, implicou que o cálculo dos principais parâmetros fosse limitado a um período de 20 anos, entre 1972 e 1992.

Tentou-se compensar esta falta essencial de dados hidrológicos, com a aquisição de dados através de:

- (i) compilação de relatos históricos presentes em bibliotecas e arquivos históricos, compêndios de história, revistas e jornais nacionais e regionais;
- (ii) compilação de dados hidrológicos desde as primeiras leituras datadas de 1872, no caso do Tejo, permitindo obter os registos de cheias ao longo de épocas históricas;
- (iii) compilação da informação sobre obras de engenharia;
- (iv) sistematização sobre a artificialização dos canais, das medidas implementadas para a redução dos danos, bem como a adaptação das populações aos episódios recorrentes de cheia;
- (v) recenseamento das marcas de cheia, distribuídas um pouco por toda a planície aluvial do Tejo, localizadas e com as respetivas cotas determinadas com GPS digital, e recorrendo a inquéritos às populações (Figura 2).

1.2 As cartas antigas e os dados geomorfológicos

As cartas históricas disponíveis dizem especialmente respeito ao Médio Tejo (Figura 3), a área de estudo, e às mudanças do seu percurso.



Figura 2. Exemplo de marcas de cheia na lezíria do Tejo, em muros e no interior de um café em Reguengo do Alviela (Santarém), indicando as cheias de 1979 e 1989, entre outras (Nunes, fotos tiradas em 2004).

1.2.1 Artificializações históricas nos canais do Tejo

O Rio Tejo, à saída de Vila Nova da Barquinha, sempre foi considerado um rio difícil de domar, pelas violentas cheias que o afetavam e pela erosão que provocava nas margens, bem como as mudanças frequentes de canal/ais. Conhecem-se três grandes mudanças artificiais de percurso no que respeita ao canal principal.

A primeira informação que a equipa utilizou data do reinado de D. João III (1502-1557) e é, ilustrada por uma carta que exhibe os três percursos possíveis do Tejo. Este documento surge na sequência da erosão que o rio causava na margem esquerda, à saída do Maciço Antigo, nos terrenos da Carregueira, propriedade do irmão do rei e onde os prejuízos eram consideráveis. Foi então proposta a criação de “um Tejo novo”, em posição central no seio da planície (Figura 4).

A criação de um canal artificial, a meio da lezíria, constituiu um trabalho hercúleo, em que participaram milhares de trabalhadores, mas pouco eficiente uma vez que era desconhecida a morfologia típica de uma planície aluvial e a dinâmica hidrológica. Por outras palavras, a planície é mais alta em torno do canal devido aos diques naturais que o rio constrói e a parte mais baixa, a baixa de inundação, situa-se exatamente no lado

oposto da planície aluvial. A consequência foi o Tejo ter migrado em poucos anos para a área mais deprimida, junto à margem direita, indo erodir as margens da Quinta da Cardiga. Ainda hoje se reconhecem os vários canais ao longo dos quais o Tejo migrou (Guerra, 1861; Azevêdo, 2001 e 2004; Azevêdo e Nunes, 2000a e b; Ramos-Pereira *et al.*, 2006).

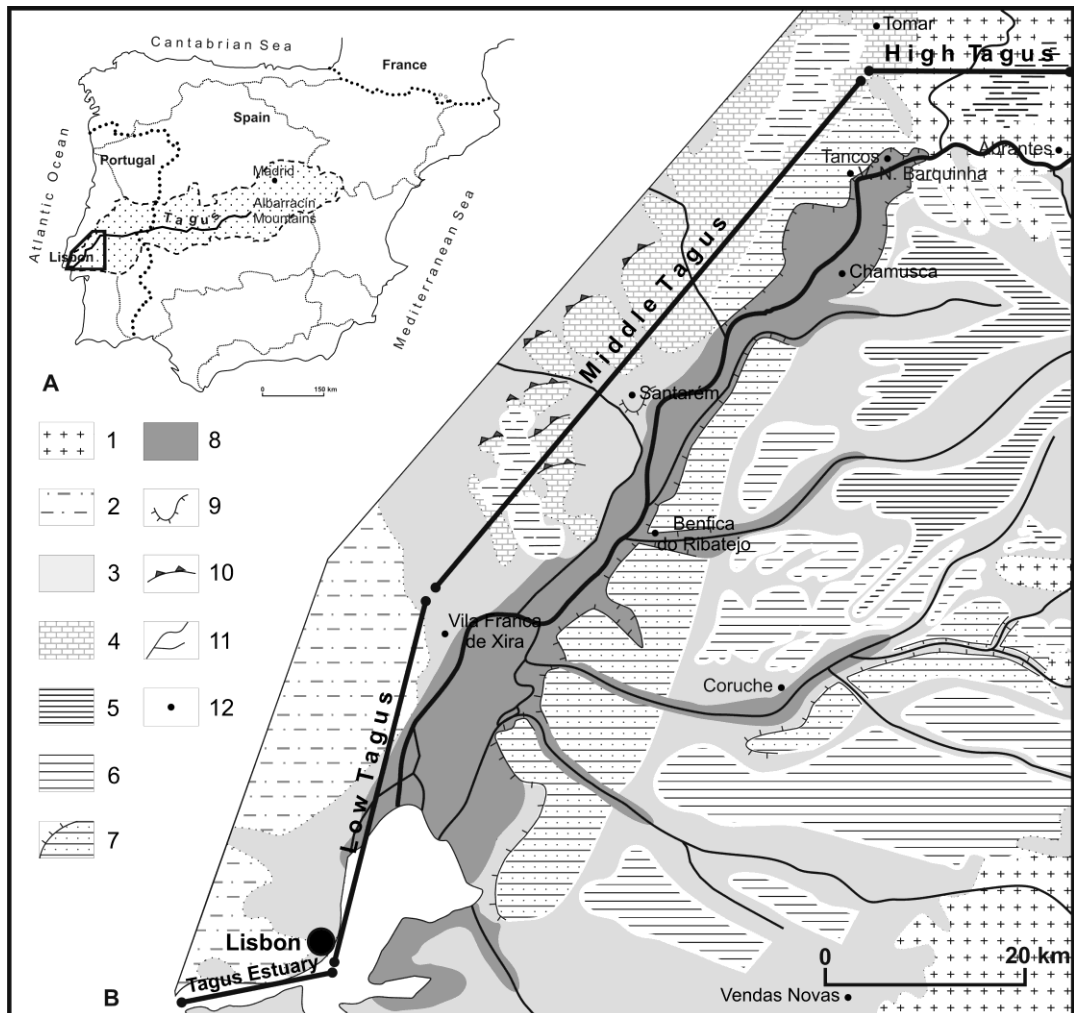


Figura 3. Enquadramento da planície aluvial do Tejo. A – A bacia de drenagem e a área estudada; B – O esquema geomorfológico. 1 – Maciço Hercínico; 2 – Margas jurássicas; 3 – Sedimentos Paleogénicos-Miocénicos-Pliocénicos; 4 – Calcários Miocénicos; 5 – Nível de superfície culminante; 6 – Nível Mora-Lamarosa; 7 – Terraços fluviais; 8 – Planície aluvial; 9 – *Horst* de Santarém; 10 – Costeiras; 11 – Rede de drenagem; 12 – Localidades (Extraído de Ramos-Pereira *et al.*, 2008).

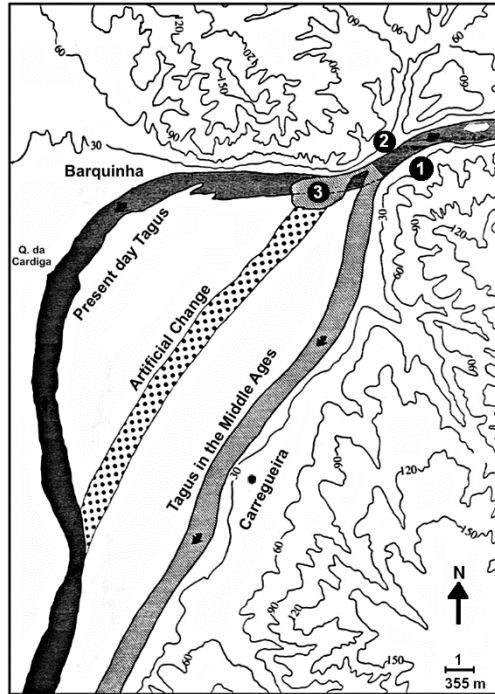


Figura 4. Mapa do século XVIII mostrando os três percursos do Tejo no século XVI, entre Tancos e Chamusca (A.N.T.T. Convento de Tomar, Ordem de Cristo, Maço 30 (vermelho), nos 1, 2 e 4, fl. 21; foto. José António Silva), à esquerda, e alterações do curso do Tejo no sec. XVI (reconstituição; Alves Dias, 1984), à direita.

Uma outra mudança, ordenada por D. João V e mencionada no Elogio Fúnebre do rei, em 1750, é referida por Estevão Dias Cabral (1790) quando diz que na perigosa passagem designada por Voltas da Andreza, o leito do Tejo foi deslocado e que os cinco canais que antes davam saída às cheias foram reduzidos a um único e ainda que "a primeira abertura ha memoria, que foi um pequeno canal capaz de duas barcas; hoje he largo palmos 1300 e fundo palmos 50". Segundo Teodoro de Matos (1980), as obras realizaram-se em 1746 e traduziram-se na abertura de um alvéolo próximo da Valada. Rodrigues d'Azevedo (1926), por seu lado, cita que essa abertura situar-se-ia "entre campos de Vila Nova da Rainha e a terra chamada Caldeira, nas lezírias de Vila Franca" e deve ter sido alargada nos finais desse século. Leite de Vasconcelos considera esta obra um "maravilhoso feito da nossa hidráulica". (Azevêdo e Nunes, 2000a). Quem passa na ponte de Vila Franca de Xira e pensa que o Tejo sempre ali esteve, engana-se redondamente.

Deve também ter sido feita uma obra próximo de Almeirim, já que Leite de Vasconcelos refere que, em 1936, ainda se encontrava nesta vila um local pedregoso, uma acumulação de calhaus, resultante do entulhamento do antigo canal e a que chamavam Tejo Velho (in Alves Dias, 1984).

1.2.2 A paisagem primitiva. Os Mouchões, os Acrescidos e as Lezírias. Análise documental

Todos os dados e a própria cartografia mais antiga encontrada, indicam que o Tejo era até ao século XIX um sistema fluvial do tipo anastomosado (Azevêdo e Nunes., 2000a) com múltiplos canais entrecortando-se, separados por grandes barras arenosas, de acordo com a definição de Smith e Putnam (1980).

Essas gigantescas barras ou *Mouchões*, (de que são exemplos no troço a jusante de Tancos, o do Inglês, o dos Coelhos, o do Alfange, o do Conde da Vidigueira), situam-se principalmente na margem esquerda e inicialmente encontravam-se separados desta por estreitos canais deixados para trás pelo afastamento progressivo do canal principal para a margem direita. O Mouchão do Conde da Vidigueira, situado a jusante do dos Coelhos, era servido, segundo Custódio (1992/1993) por um braço do Tejo Velho. No século XIX, no mapa de Júlio Guerra, o mesmo mouchão estava já encostado à margem. Aquele autor, que fornece inúmeras e importantes informações sobre este e outros assuntos relacionados com o Tejo, atribui a formação dos Mouchões à Alta Idade Média. Refere que *“a consolidação dos campos, obra dos homens aquando do advento da agricultura na região, não se fez toda de uma vez, foi o resultado de vários momentos cuja lógica nascia do próprio funcionamento do curso do Tejo e dos ciclos climáticos. O Tejo tem a capacidade de formar Mouchões ou aljazares, terras ou lezírias cercadas de água – as ilhas do Tejo. Estas, com as aluviões cresciam e o Tejo encarregava-se de as moldar nos seus meandros”*.

Sendo as barras separadas das margens do rio por canais, os proprietários dos terrenos ribeirinhos *“colavam”* os mouchões aos seus terrenos por enchimento artificial dos canais, formando os *Acrescidos* e aumentando assim, à custa da eliminação progressiva dos múltiplos canais, a área das suas terras de cultivo. Só no século XIX, no reinado de D. Maria Pia, esta prática foi alvo de legislação, tendo sido proibidos os *Acrescidos*. Nessa altura, porém, a maior parte dos canais estava já colmatado e o rio tendia consequentemente cada vez mais para um sistema de canal único.

Verificou-se, na consulta de mapas topográficos do início do século XX, que as folhas do mapa topográfico continham informação preciosa e detalhada que excedia em muita a fornecida pelas curvas de nível, cuja equidistância é de 10m. Com a informação morfológica de pormenor, as geógrafas que integraram o projecto, utilizando os pontos cotados, reconstruíram manualmente as curvas de nível da lezíria de metro a metro (Figura 5), o que permitiu a reconstituição dos paleocanais.

Esse trabalho moroso, que o computador não podia fazer, pois o traçado das curvas exige um conhecimento que a interpolação automática, mesmo assistida, não podia fazer, permitiu definir os elementos morfológicos presentes na planície aluvial (Ramos-Pereira *et al.*, 2002 e 2006 e Azevêdo *et al.*, 2007), tais como várias gerações de diques naturais, barras, canais abandonados, bacias de inundação e rios *yazoo*. A reconstituição da mesomorfologia da lezíria permitiu também pormenorizar a diversidade do seu perfil ao longo do trecho tratado.

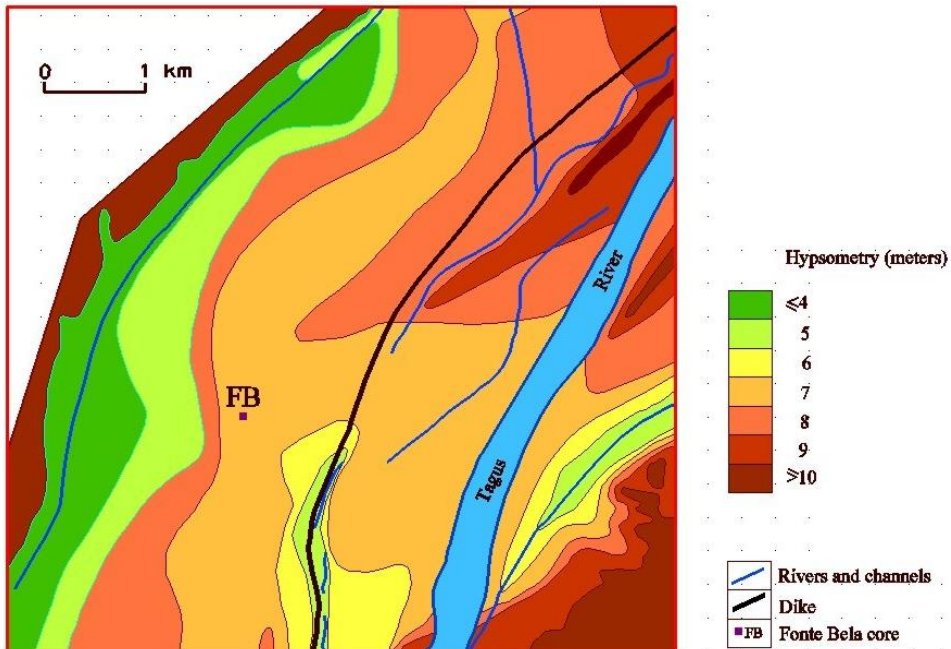


Figura 5. Extrato do esboço de reconstituição das curvas de nível metro a metro na lezíria do Tejo, com recurso aos pontos cotados (Ramos *et al.*, 2002).

A análise cartográfica e documental mostrou, pois, que o sistema fluvial do Tejo foi sendo artificializado por numerosos trabalhos hidráulicos que tinham como principal objetivo minimizar a destruição das culturas pelas frequentes cheias do rio. Com efeito, o Tejo, de acordo com a sua (i) altamente variável sinuosidade, (ii) elevada variação da razão W/D, (iii) muito baixo declive (0,0006) e (iv) carga de fundo predominantemente arenosa, podia ser definido como um rio anastomosado (D_A5 da classificação de Rosgen (Rosgen e Silvey., 1996), se não houvesse artificialização ao longo dos séculos (Ramos *et al.*, 2006 e Azevêdo *et al.*, 2007).

A situação presente - um rio de um único canal com barras alternadas - é o resultado dessas múltiplas intervenções antrópicas.

1.3. O trabalho de campo

O trabalho de campo centrou-se no Médio Tejo (Figura 2). Foram muitas as saídas de campo realizadas no âmbito dos dois projetos. Visaram objetivos variados: (i) recenseamento das marcas de cheia; (ii) reconhecimento da mesomorfologia da planície, (iii) escolha dos locais adequados para a realização das sondagens; (iv) recolhas dos análogos sedimentológicos atuais (Figura 6)



Figura 6. Recolha dos análogos sedimentológicos atuais no Patacão, Alpiarça (foto de Nunes, em 2003).

Foram realizadas ao todo quatro sondagens, três das quais manuais, que alcançaram 8,4m de profundidade, e uma sondagem mecânica de 20m de profundidade (SEV - Santarém Entre Valas), 6km a N de Santarém, na margem direita do Tejo. A seleção do melhor local para a realização dessa sondagem mais profunda (a cargo da empresa Teixeira Duarte), obedeceu a certas condições, como as de estar suficientemente próximo do rio para que registasse o maior número possível de cheias e suficientemente afastados para que os sedimentos depositados fossem de natureza argilosa e não arenosa. (Figura 7).



Figura 7. Amostragens manuais: A – Quinta da Boavista; B – Goucharia; amostragem mecânica C- amostragem SEV, amostradores Shelby de 75mm de diâmetro e 1m de comprimento acionados por pressão hidráulica e executados dentro de um furo de sondagem revestido; D-exemplos das carotes. Fotos de Nunes e Azevêdo (em 1999 e 2002).

1.4. Os dados sedimentológicos

Uma vez que estava também em investigação o comportamento do Tejo durante o Holocénico, foi analisado um total 232 amostras obtidas nas quatro sondagens, para além de 27 análogos atuais, como já foi referido, nomeadamente as suas características texturais, com avaliação da razão areia/argila, da média, do desvio padrão e assimetria, tendo-se revelado particularmente importante a correlação interparâmetros. Acrescente-

se ainda que os parâmetros texturais das amostras dos principais elementos morfológicos da planície foram utilizados como padrão, a fim de identificar esses diferentes elementos nos sedimentos mais antigos.

Após a descrição das sondagens, selecionaram-se amostras com 1cm de espessura, cada 10cm. Estas foram sujeitas ao protocolo laboratorial habitual (sedimento seco a 60° e crivado de -3 to 4 φ ou 8,0 de 0,0625 mm), com SEDIGRAPH (de 4 a 11 φ ou 0,0625 a 0,0005 mm) e utilizando o *software* SEDPC para a determinação dos referidos parâmetros texturais (Henriques, 1998, 2003, 2004), pelo método dos momentos. A classificação textural, parâmetros de calibragem e de simetria basearam-se em Fleming (2000) e Friedman (1961), respetivamente. Foram ainda feitas análises de minerais pesados e de minerais de argila (estes últimos não serão aqui referenciados).

O teor em matéria orgânica constituiu também uma preciosa informação e foi determinada para as amostras da sondagem SEV, usando 1gr de sedimento seco, através da oxidação com diacromato de potássio, seguido de uma titulação de sulfato de ferro (*Standard* E-201; LNEC, 1967).

Na impossibilidade de apresentar nesta síntese os dados e resultados referentes a todas as sondagens, optou-se por descrever apenas os obtidos para a sondagem mais profunda – a sondagem SEV (Santarém Entre Valas), já que foi nela que se testaram várias metodologias e técnicas, de que são exemplos, a contaminação por metais pesados da planície através do estudo geoquímico de pormenor e datações por ¹³⁷Cs e ²¹⁰Pb, cujas variações na concentração ao longo do primeiro metro.

1.5. Os dados geoquímicos e de metais pesados

A análise geoquímica e de metais pesados para as sondagens de Fonte Bela, Quinta da Boavista e da sondagem "SEV" foi realizada no Laboratório "Actalabs" no Canadá, para pacotes de 30 elementos. Foram estabelecidos os valores de fundo de elementos químicos seleccionados de entre os disponíveis e avaliadas as contaminações relacionadas com a atividade antrópica.

Apesar de haver alguns trabalhos sobre o conteúdo em metais pesados nas águas e sedimentos da Bacia do Tejo, nada existia sobre a sua concentração nos solos e aluviões da planície. Contudo, os metais pesados são os maiores e mais dispersos poluentes nos sistemas fluviais. Durante as cheias, os elementos traço são tipicamente absorvidos pelos grãos mais finos, principalmente pelas argilas devido à sua maior área. Assim sendo, elas dispersam-se através das águas e depositam-se na planície de inundação onde podem permanecer durante séculos.

Os elementos traço dependem principalmente da rocha mãe, no entanto, os processos de meteorização e velocidades de mineração são também significativos. Este último factor foi muito importante ao longo dos últimos 3000 anos com as ocupações sucessivas

de Alanos, Suevos, Cartagineses, Fenícios, Romanos, Visigodos (1600 a 1300 anos BP) e Árabes (1300 a 500 anos BP) (Blanco e Rothenberg, 1981). Os Romanos e Fenícios, em particular, exploraram intensivamente toda a espécie de recursos minerais do território português.

A assinatura geoquímica, tanto de origem natural como antropogénica, implicou a definição dos valores de fundo para um conjunto de elementos mais importantes. Foram usados dois métodos: gráficos de frequência cumulativa e método da área de concentração, aplicada a perfis de amostragem, bem como dois métodos numéricos, comprimento / concentração e frequência cumulativa, sendo o resultado semelhante. A mais notável observação é a que resulta da concordância geral entre os valores obtidos por cada método, com as unidades sedimentares identificadas e descritas para o SEV (Azevedo e Gonçalves, 2009) A interpretação dos resultados sobre a assinatura geoquímica dos 2,84m superiores da sondagem ignorou os efeitos da compactação pós deposicional, uma vez que, segundo Baldwin (1971) e Perrier e Quiblier (1974), esta só tem significado a partir dos primeiros 10 m.

1.6. As datações isotópicas

Para a datação isotópica foram selecionadas sete amostras consistindo em fatias de 1 cm de espessura do volume total do material orgânico (incluindo fragmentos de raízes, carvão e madeira) que foram secadas a 60°C e datadas por ^{14}C por (AMS), no *Beta Analytic Inc.* (USA). A calibragem dos dados do radiocarbono foi executada usando o método da curva de calibragem de Fairbanks0807' (Reimer *et al.*, 2004; Fairbanks *et al.*, 2005).

As amostras para identificação de elementos geoquímicos foram enviadas para *Activation Laboratories Ltd*, no Canada, seguindo o código CODE 1D Enhanced INAA (INAAGEO.REV1) para aumentar os limites de deteção e os pacotes analíticos CODE 1E-Cu e Pb-Água-Régia ICP (AQUAJA.REV3) que determinam um conjunto de metais básicos e sulfureto de enxofre através de uma extração por *aqua regia* com um ICP/OES (Espectroscopia de Emissão Ótica de Plasma Acoplado Indutivamente) e também para limites de deteção. As amostras foram encapsuladas, irradiadas e medidas num modo multielementar por INAA para o Au + 34 elementos, que foram determinados sem destruição da amostra.

Os resultados das datações pelos marcadores de radionuclídeos (6 por ^{137}Cs e 11 por ^{210}Pb), bem como a sua interpretação, foram realizados pelo então Director do Laboratório do Instituto de Ciência e Tecnologia Ambiental, do Departamento de Física, da Universidade Autónoma de Barcelona e consultor deste projecto, Dr. Joan Albert Sanchez-Cabeza. Tratou-se especificamente do estudo dos primeiros 2,84 m dos 20m da sondagem SEV, *i.e.*, a profundidade correspondente ao radiotraçador ambiental ^{137}Cs , bem como à parte superficial dos análogos actuais dos elementos morfológicos da planície aluvial.

2. Das grandes cheias do Tejo à periodicidade da lezíria

Devido à falta de informação já anteriormente assinalada, existem poucas ou nenhuma séries contínuas longas de caudais, pelo que foram utilizadas alturas hidrométricas, da Ponte de Santarém, para o estudo das cheias no Médio Tejo. Para preencher estas lacunas, os dados disponíveis para a região de Santarém foram recolhidos em diversos arquivos (INAG, Custódio, 1992/93, L.N.E.C. 1990 e 1992, jornais, marcas de cheia) e cobrem um período, descontínuo, de 150 anos, abrangendo um período de regime natural e outro depois da construção das barragens (Figura 8). Dentro da série foi possível obter uma série contínua, de 71 anos consecutivos (1921-1991) que permitiu calcular os períodos de retorno para esta área.

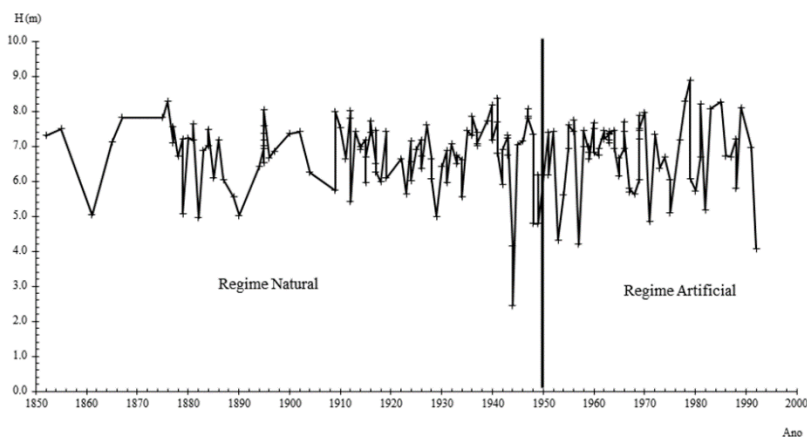


Figura 8. Alturas das cheias do Tejo, na estação de Ponte de Santarém, ao longo de um período de 150 anos e a sua quantificação antes e após a construção de barragens ao longo do rio Tejo. Extraído de Nunes (2001)

No entanto, a utilização dos dados de Ponte de Santarém carece de alguns cuidados, se tivermos em conta as características morfológicas da região (uma planície cuja largura varia entre 2 e 10 km), do próprio leito do rio e a existência de barragens a montante, cujas descargas reais são difíceis de calibrar (ainda que conhecida a curva de vazão para esta estação hidrométrica). Estas condicionantes afetam a quantificação dos caudais com precisão e, por esta razão, considerou-se a utilização das alturas hidrométricas como dados mais fiáveis para determinar a probabilidade de cheias no troço estudado, tendo sempre em consideração os valores dos caudais, quando disponíveis.

O período de retorno (T) da maior cheia do século XX (1979, $H=8,89$ m) é de aproximadamente 210 anos (Tabela 1), tendo sido calculado com o programa estatístico *HydroTech Analysis System* (1997). Esta cheia ocorreu após um período de 15 dias de precipitação consecutiva e de descargas sucessivas e mal coordenadas entre as barragens de Alcântara (Espanha) e do Castelo do Bode (Portugal), tendo inundado uma área de

871km². Verificou-se que as cheias acima de 7m cobrem quase toda a planície aluvial (Figura 9), com um período de retorno de 10 anos.

Tabela 1. Períodos de retorno das maiores cheias do séc. XX.

Ano	Nível atingido (m)(x)	Probabilidade	Período de retorno aproximado (T anos)
1940/41	8.37	0.948	22,5
1977/78	8.29	0.939	16,4
1978/79	8.89	1.007	210

(x) a este valor deve acrescentar-se 3,29m que corresponde à altitude da estação de Ponte de Santarém

O fenómeno natural que as inundações ilustram, tem claras repercussões no território e nas actividades humanas, gerando vulnerabilidade e risco. Elaborou-se então um mapa de perigosidade às inundações na região de Santarém (Figura 9). A maioria das ocorrências (58%) não causa danos humanos, mas perdas na agricultura e suportes de vida.

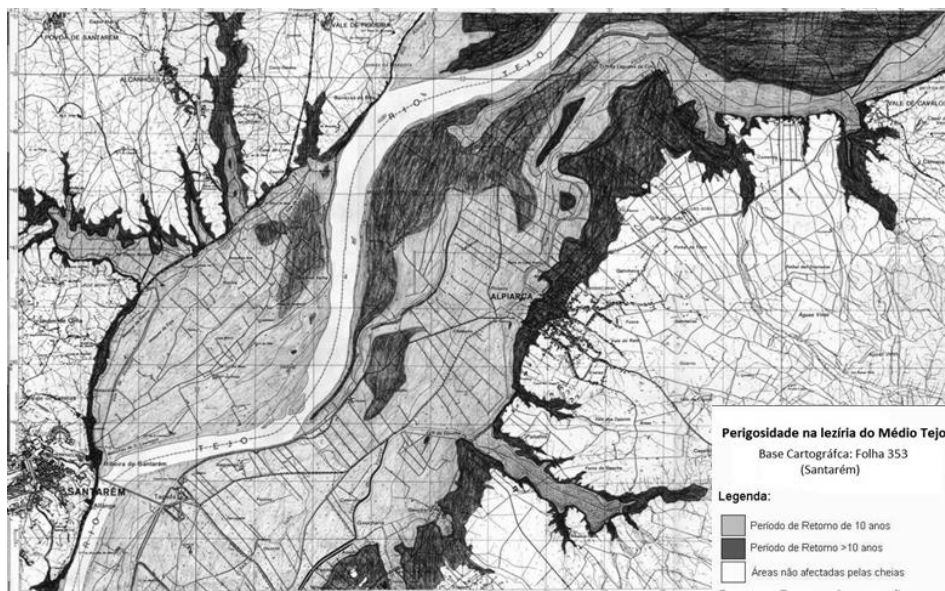


Figura 9. Perigosidade na lezíria do Médio Tejo. O mapa de base tem a escala 1:25 000. Extraído e adaptado de Nunes (2001).

Com base em todos os dados recolhidos e nos estudos efetuados, aqui muito sintetizados, foi construída uma escala de vulnerabilidade às cheias que teve em conta seis parâmetros,

agrupados em impactes humanos, agrícolas e de suporte de vida. Os primeiros foram subdivididos em mortes e população deslocada, os segundos em perda de gado e perdas na agricultura, e o terceiro em obstrução de meios de comunicação e impedimento de distribuição de víveres à população. A cada um deles foi atribuído um fator de ponderação como mostra a tabela 2.

Tabela 2. Magnitudes dos eventos de cheia na área de Santarém com base nos dados recolhidos em fontes diversas (adaptado de Nunes, 2001)

Mês/Ano	IMPACTES HUMANOS		IMPACTES AGRÍCOLAS		IMPACTES DE SUPORTE DE VIDA		IMPACTES ÀS CHEIAS PROGRESSIVAS	
	Mortes [12]	Pessoas desalojadas ⁽¹⁾ [6]	Gado perdido [8]	Agricultura perdida ⁽²⁾ [4]	Meios de comunicação bloqueados ⁽³⁾ [2]	Incapacidade de abastecer ⁽⁴⁾ [10]	Valor ponderado	Classes de impacte
02-1855				X	X	X	24	II
10-1855			X	X	X	X	20	II
01-1856			X		X	X	22	II
12-1876				X	X	X	24	II
02-1881			X		X	X	12	II
02-1895						X	2	I
02-1900						X	2	I
02-1904					X	X	6	I
10-1907					X	X	6	I
11-1907					X	X	6	I
12-1909	X	X	X		X	X	34	III
12-1910						X	2	I
02-1912	X	X	X	X	X	X	42	IV
04-1916					X	X	6	I
04-1924					X	X	6	I
09-1932					X		4	I
02-1936			X	X	X	X	30	III
01-1940	X	X	X	X	X	X	42	IV
01-1941	X	X	X		X	X	34	III
02-1941	X	X	X		X	X	34	III
03-1947	X	X	X		X	X	34	III
03-1959					X	X	6	I
11-1967	X	X	X	X	X	X	42	IV
03-1978					X	X	6	I
02-1979	X	X	X	X	X	X	42	IV
03-1979			X	X	X	X	30	III
01-1982					X		4	I
11-1983			X	X	X	X	30	III
12-1989	X	X	X	X	X	X	42	IV
12-1995			X		X	X	22	II
11-1997	X	X	X	X	X	X	42	IV

(1) Pessoas desalojadas devido às cheias (destruição parcial ou total) das suas casas, (2) Destruição parcial ou total da agricultura; 3) Estradas principais e caminhos-de-ferro inundados, e destruição (parcial ou total) dos diques de proteção; 4) Impossibilidade de abastecer (comida, água e fontes de energia) povoações isoladas. O valor ponderado é o Σ do valor atribuído a cada parâmetro ([6] por exemplo)

O somatório dos valores obtidos para cada cheia (entre 2 e 42) foi reclassificado em quatro classes, com base no digrama de dispersão (Tabela 3).

Tabela 3. Classes de impacte.

Classes	Impacte	
≤ 10	Baixo	I
11 - 25	Médio	II
26 - 35	Alto	III
> 35	Muito Alto	IV

A Tabela 2 evidencia que 42% das grandes cheias do Tejo levam a perdas de vida humanas e a Tabela 3 mostra que só 1/5 corresponde à classe de impactes às cheias progressivas muito elevados (IV). Tal deve-se a que as cheias no Baixo Tejo são progressivas e não cheias rápidas, havendo tempo para evacuar os lugares mais perigosos e tomar medidas de proteção.

A classe de impacte mais baixa (I) contempla apenas a submersão de estradas e vias férreas bem como a produção agrícola. Quando há danos humanos, a classe varia entre alta (III) a muito alta (IV), compreendendo os seis parâmetros da Tabela 2).

3. A mesomorfologia da lezíria do Médio Tejo

A reconstituição fina das curvas de nível metro a metro revelou-se um instrumento de trabalho fundamental. Permitiu definir a posição de vários diques naturais (*natural levee*) e respetivos canais, bem como definir as unidades morfológicas da planície aluvial - lezíria: as planícies de inundação, os diques naturais atuais e antigos, assim como as antigas posições dos canais ocupados pelo Tejo (Figura 10).

Merece especial atenção o transeto 1, feito no local onde no sec. XVI se fez a mudança do traçado do Tejo, já referido (Figura 4). Na posição original o canal do Tejo encostava-se à margem esquerda (*Old Tagus 1* na Figura 10). No sec. XVI, foi escavado o canal 2, porém após sucessivas cheias o canal migrou até se instalar na prévia planície de inundação (posição atual), local mais baixo da planície. Ainda hoje é possível reconhecer os antigos canais com os respetivos diques naturais.

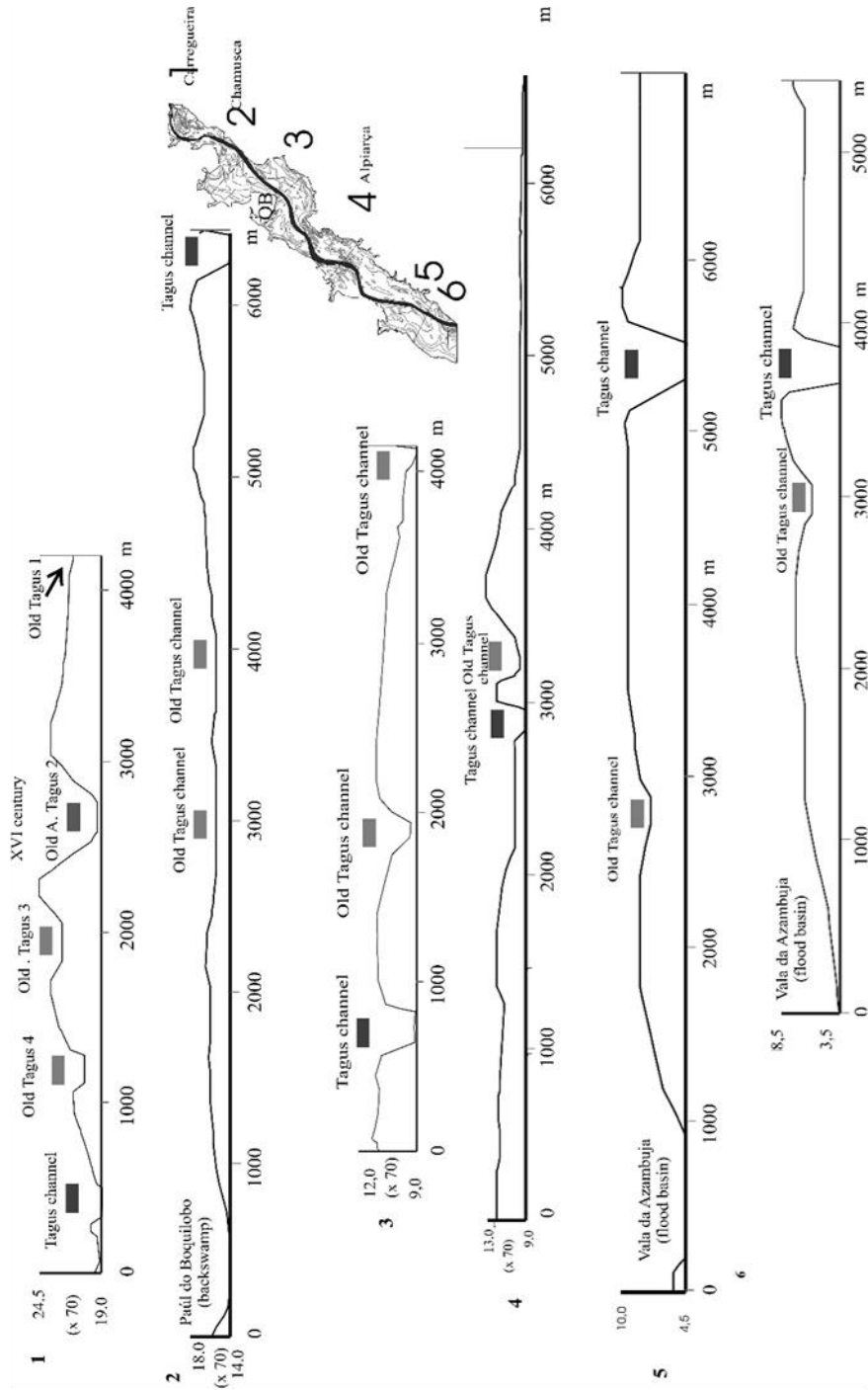


Figura 10. Transetos no Médio Tejo. A cinzento escuro está assinalado o canal atual e em tons de cinzento mais claro antigas posições do canal do Tejo (Ramos-Pereira *et al.*, 2008).

A interpretação planimétrica da reconstituição da altimetria (Figura 11) mostra que a lezíria era drenada por múltiplos canais, geradores de diques naturais e também de diversos *yazoo rivers*, instalados nas planícies de inundação, hoje transformados em valas.

Os antigos e atuais diques naturais e o rebentão (designação regional de *crevasse splay*) situam-se 1 a 4 m acima da elevação média da planície e as planícies de inundação e canais abandonados 1 a 5 m abaixo, tendo sido usados para definir as antigas posições dos canais do Tejo (Ramos-Pereira *et al.*, 2002 e Azevêdo *et al.*, 2007).



Figura 11. Esquízo geomorfológico da planície alluvial do Médio Tejo. 1 – Canal do Rio Tejo; 2 – mouchões (*point bar/bar mouchões*); 3 – *yazoo river*, Az – dique da Azambuja, Al – dique de Alpiarça; 4 – canal abandonado; 5 – diques naturais (*natural levees*); 6 – rebentão (*crevasse splay*); 7 – planície de inundação (*flood basin*); 8 – altitude da planície aluvial em metros; 9 – anomalia positiva ou negativa em metros; 10 – local de sondagem; 11 – dique artificial; 12 – margem da da planície aluvial (Ramos-Pereira *et al.*, 2008).

4. As paleoinundações: cheias e avulsões na construção da lezíria

Em ambientes de energia muito variável como são os fluviais, é obrigatório que a deposição de algumas dezenas de metros de espessura de sedimentos, ao longo de milhares de anos, mostre as flutuações nessa energia através do estudo sedimentológico, permitindo localizar no tempo e no espaço, as variações no posicionamento dos canais, da planície de inundação, das baixas de inundação, dos episódios de avulsão e de *backwater*.

4.1. A sequência sedimentológica

Na Figura 12, que ilustra a variação dos parâmetros texturais ao longo da sondagem SEV, é clara a existência de três unidades principais (de 19,35 m a 13,49 m; de 13,49 m a 2,89m e de 2,89 m até à superfície), que são enfatizadas em todos os parâmetros texturais.

Datações nestas três unidades permitiram reconstituir a variação na posição dos canais e planícies de inundação bem como episódios de *backwater*.

Unidade I - ainda de idade Plistocénica (antes de 9395 cal BP), mostra um conjunto de sedimentos com grande variação no tamanho dos grãos, de areia fina a média (médias variando entre 2,54 e 7,31 ϕ), fracamente calibrada, com assimetria predominantemente positiva. O padrão é muito irregular para todos os parâmetros texturais, indicando possivelmente um ambiente de transição, uma vez que jaz sobre sedimentos cascalhentos que a sonda não conseguiu penetrar. Dadas as variações neste conjunto, ele reflete um ambiente fluvial contrastante e energético, com alternância de episódios erosivos e deposicionais.

- *Unidade II* – conjunto sedimentar muito fino, situado numa posição intermédia, com idade compreendida entre 9395 e 1664 Cal BP, contendo cerca de 79% de silte e argila. Trata-se de uma unidade monótona, nitidamente distinta das adjacentes, revelando ambiente de muito mais baixa energia do que o anterior, característico do enchimento da planície aluvial.

- *Unidade III* – pacote sedimentar superior (o topo da sondagem situa-se 8,60 m acima do nível do mar), mostra que, após um longo período (cerca de 7700 anos) de deposição fina, o canal principal migrou lateralmente, o que é verificado pela grande variação do teor em argilas (de 9,43 a 80,30%), média (1,92 e 7,37 ϕ) e uma assimetria predominante positiva, numa sequência positiva, revelando, uma vez mais, um ambiente mais energético.

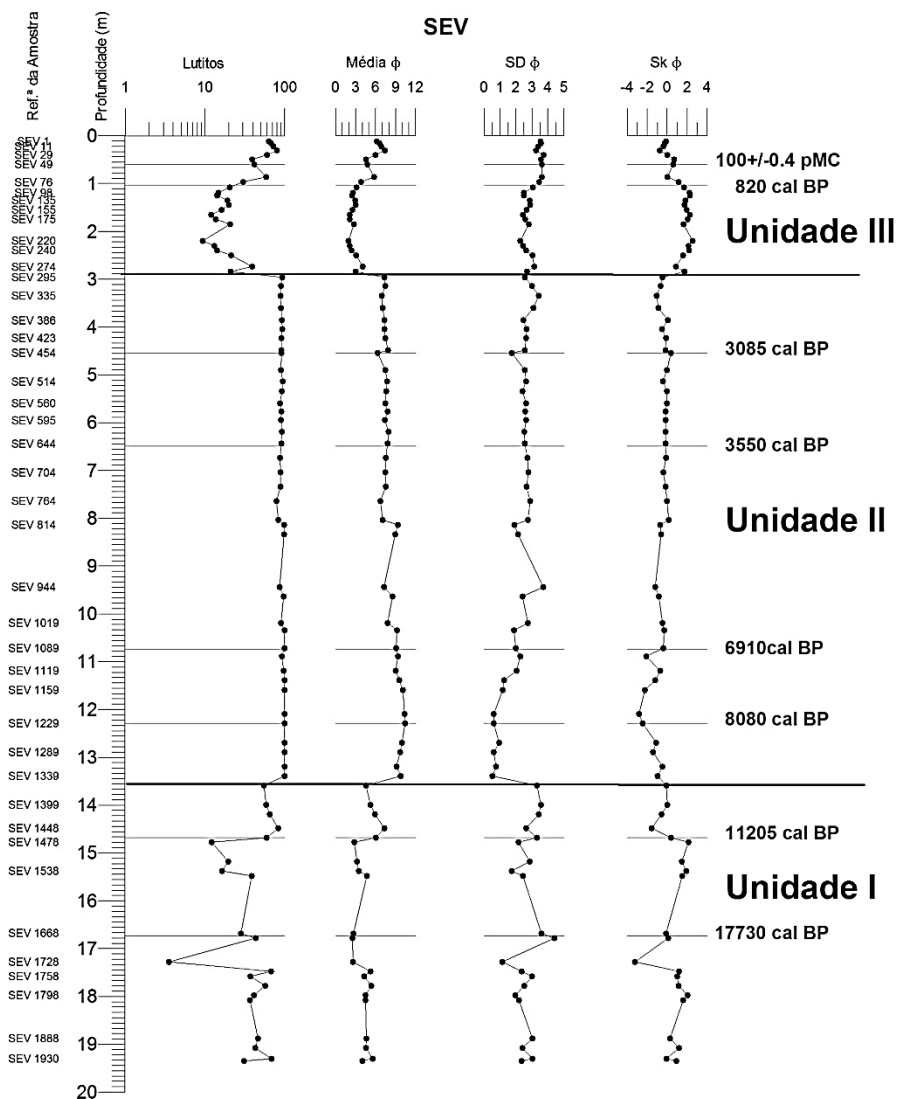


Figura 12. Parâmetros texturais dos sedimentos da sondagem SEV. pMC – percentagem de carbono moderno, definido a partir de 1950.

4.2 Reconstituição da atividade do Tejo

Os resultados da análise sedimentológica comparados com os obtidos em várias sondagens realizadas previamente, transversalmente ao fundo do vale, (Mendonça, 1990) mostram, em todas elas, para além das variações laterais de fácies típicas da formação das planícies aluviais, a existência, de uma unidade muito monótona silto-argilosa (*Unidade II*).

No SEV, em particular, a datação de 7 amostras, prova que esta unidade foi depositada num período de 7000 anos, desde *circa* 9500 cal BP, sobre outra (*Unidade I*) com características totalmente diferentes, típicas de ambientes de alta energia, em que se intercalavam alguns episódios cascalhentos, durante o último máximo glaciário. Sabendo-se que o nível do mar estava então cerca de 120m abaixo do actual na costa portuguesa (Dias *et al.*, 2000), o fundo do vale do Tejo seria então muito mais profundo, ainda que já muito largo e controlado pelo sistema complexo de falhas do Baixo Tejo (Mendonça e Cabral, 2003; Cabral *et al.*, 2004), sendo o Tejo então, um rio do tipo anastomosado (*braided*).

A deposição da *Unidade II* começa com o aumento rápido do nível do mar (Dias *et al.*, 2000), num ambiente estuarino, entre *circa* 9500 cal BP e *circa* 4900 cal BP, num clima do tipo mediterrânico (atestado pela análise polínica e pelos polinormorfos não polínicos - NPPs; Figura 13).

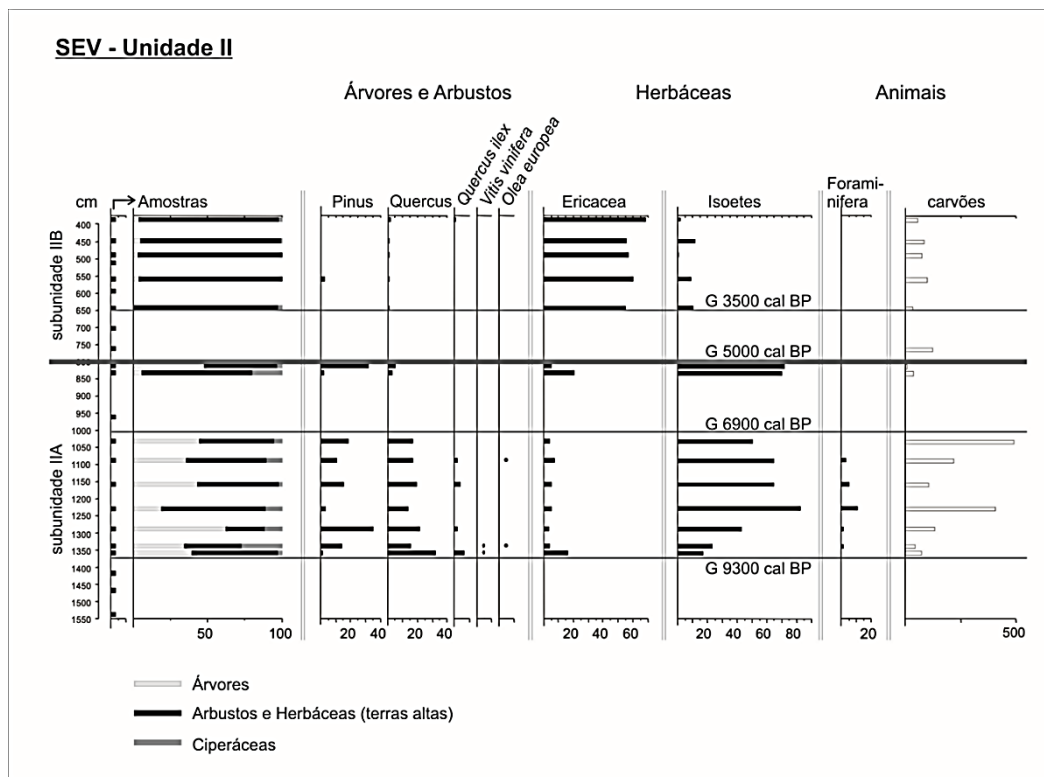


Figura 13. Análise polínica e de palinormorfos não polínicos na *Unidade II* da sondagem SEV (Azevêdo *et al.*, 2006 e Nicosia *et al.*, 2011).

A deposição desta unidade continua entre *circa* 4900 cal BP e *circa* 2800 – 2600 cal BP, agora, porém, num ambiente exclusivamente fluvial (sem a presença de intrusões de água salobra; os foraminíferos estão ausentes), devido à relação entre a progradação da planície aluvial e a estabilização do nível do mar, na posição próxima da actual. Nesta fase as taxas de sedimentação aumentam muito, especialmente entre 3546 e 3079 cal BP em que se regista uma taxa de 4,2 mm/ano, atingindo 6,2 mm/ano entre 3079 e 2806 cal BP (Ramos-Pereira *et al.*, 2008). A dinâmica fluvial mais energética nesta fase era já verificada nas sondagens hidrogeológicas (Mendonça, 1990)

A grande acreção na planície foi o resultado da combinação de fatores climáticos e antrópicos responsáveis pela intensa erosão na bacia de drenagem. Do ponto de vista climático corresponde a um período relativamente quente (Alley, 2002) e seco (Mateus e Queiroz, 1993), em simultâneo com o impacte antropogénico na bacia de drenagem, especialmente desde a Idade do Bronze (Mateus e Queiroz, 1993). A intensa desflorestação é evidenciada na sondagem SEV (Figura 13) pela grande diminuição de *Quercus* e o quase desaparecimento dos pólenes de *Pinus*, assim como o aumento significativo de *Ericaceae*. A expansão da charneca, essencialmente de espécies de *Erica* e *Calluna*, em detrimento da floresta era já conhecida na bacia do Tejo e na Serra da Estrela (Mateus e Queirós, 1993; van der Knaap e van Leeuwen, 1995).

Próximo de *circa* 2800 – 2000 (?) cal BP, a sedimentação da *Unidade II* foi abruptamente interrompida, para dar lugar à *Unidade III*, característica de uma ambiente fluvial muito mais dinâmico que o anterior, tal como se pode ver na redução em 71% de elementos finos e erosão parcial do topo da *Unidade II* por um sistema fluvial de tipo anastomosado (também evidenciado nas sondagens hidrogeológicas).

Foi nesta fase que as mais altas velocidades de sedimentação na planície aluvial foram atingidas, sendo 4 a 9 vezes mais altas do que as do enchimento Holocénico (média = 1,3 mm/ano), devido aos primeiros impactos da atividade humana na bacia de drenagem. Essa intervenção da Idade do Bronze expressou-se por uma forte desflorestação (evidenciada pela análise polínica, Figura13) o que levou a intensa erosão dos solos e ao subsequente acréscimo na velocidade de sedimentação na planície aluvial.

Nesta última fase da evolução da planície, a taxa média de sedimentação foi de aproximadamente 1mm/ano. No entanto, essa taxa mascara uma enorme variação energética no ambiente fluvial. Até, grosso modo, o início da nacionalidade portuguesa (século XII), os sedimentos são, no seu conjunto, geralmente arenosos (> 70% da composição fundamental), semelhantes aos actuais diques naturais (Ramos *et al.*, 2006), correlativos da aproximação do canal fluvial do local da sondagem, com possíveis episódios de avulsão (Azevêdo *et al.*, 2007). Posteriormente, a sedimentação apresenta consideráveis variações texturais, mas, em geral, com sedimentos menos grosseiros, cujas características correspondem às da atual planície aluvial artificialmente drenada com valas (Ramos *et al.*, 2006).

5. As contaminações na lezíria

A geoquímica do SEV está representada na Figura 14, juntamente com as datações ^{14}C , para o conjunto de elementos selecionados (Ramos-Pereira *et al.*, 2008) e permite concluir que: *i*) o conteúdo em argila separa claramente as diferentes unidades sedimentológicas; *ii*) entre 100 e 300 cm, observa-se uma diminuição geral no conteúdo em argila acompanhado do decréscimo na maioria dos elementos; *iii*) elementos como Au, As, e Zn apresentam um padrão mais ou menos constante ao longo do perfil de sondagem; *iv*) o Cu é o único elemento claramente enriquecido nas camadas superiores do perfil, tal como acontece, ligeiramente, para o Pb.

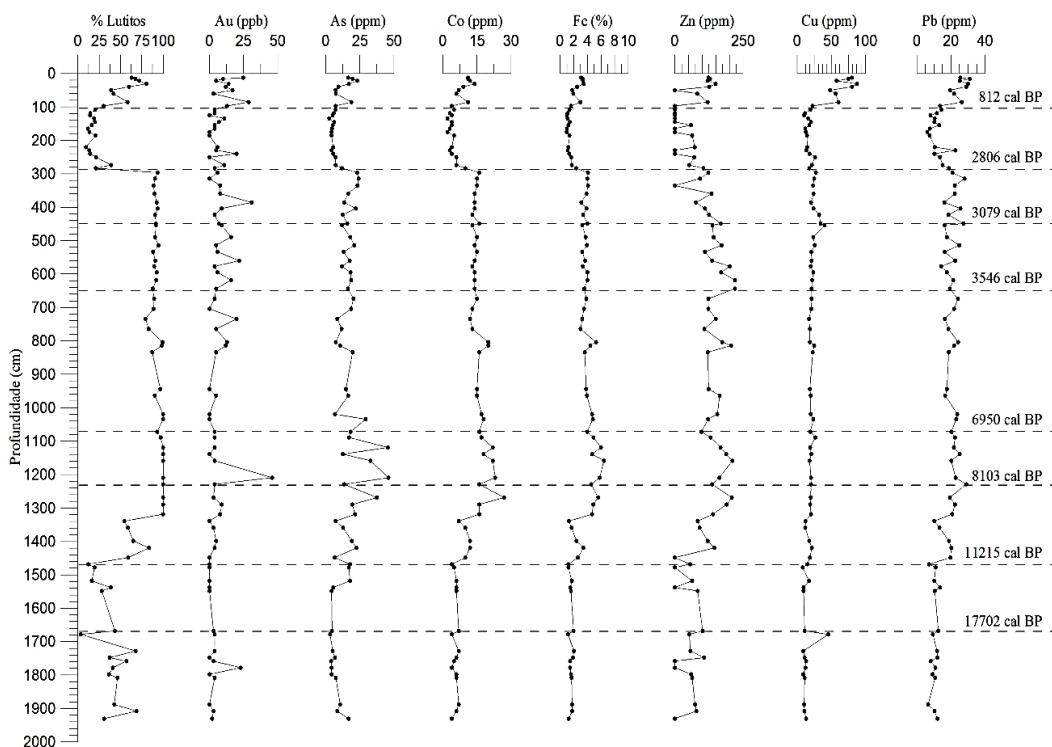


Figura 14. Conteúdo em argilas e concentrações de elementos selecionados ao longo dos sedimentos da sondagem SEV e datações de ^{14}C .

Conclui-se, portanto, que a variação, ao longo da sondagem, na concentração dos elementos selecionados permite considerar Unidades geoquímicas coincidentes com as sedimentológicas:

Unidade I - mostra a variabilidade nas concentrações de metais, com picos bem definidos em todos os elementos correspondentes ao espessamento textural; o máximo em 17,3 m

não é facilmente explicável fora do contexto de uma perturbação natural regional. Co, Cr, Au e Zn não apresentam enriquecimento significativo, enquanto As e Pb registam fator de enriquecimento 2 e Cu 4.

Unidade II – com uma sedimentação fina e monótona, não evidencia nenhuma variação relevante.

Unidade III - o padrão geral é semelhante à Unidade I, embora com maior Fe e relativo enriquecimento em Au. Em detalhe, esta Unidade pode ser subdividida na subunidade A (0-87cm) e subunidade B (87-284cm), com comportamentos contrastantes: a subunidade B mostra maior fator de enriquecimento (mais uma vez em relação à textura mais grosseira) e Zn é o único elemento com nenhum enriquecimento significativo; na subunidade A, Pb, Cu e Au mostram fator de enriquecimento de 2 a 4,5, enquanto o Zn sofre uma depleção (Azevêdo e Gonçalves, 2009).

É possível distinguir cinco segmentos nos sedimentos da sondagem: (i) os 100 cm superficiais onde há valores anómalos do Au, Cu, e Pb; ii) entre 423-490 cm, onde o Cu e o Pb estão ainda acima do valor de fundo; iii) entre 577-674 cm com Zn e Au; iv) entre 764-834 cm onde Zn, Fe, Co, e Au têm valores acima do valor de fundo; e v) entre 1034-1339 cm onde quase todos os elementos têm valores mais altos do que o valor de fundo, neles se incluindo Au (7%), As (83%), Co (67%), Cr (67%), Fe (80%), U (100%), Zn (50%), and Pb (14%) (Figura 15).

No que respeita ao conteúdo geoquímica do SEV até aos 2,84m, salienta-se claramente que as concentrações de Cu, Pb e Zn são mais altas nos primeiros 86 cm, mostrando, contudo, várias flutuações que podem depender de antigas atividades mineiras e eventos erosivos.

O padrão geoquímico evidenciado permitiu concluir:

(i) O comportamento geoquímico da maioria dos elementos segue, de uma forma geral, o teor em argila nos sedimentos, embora os elementos Cu, Pb e Au mostrem um comportamento diferente principalmente porque são particularmente enriquecidos nas camadas superiores dos sedimentos da sondagem, e Na uma vez que tende a diminuir à medida que alteração química aumenta.

(ii) Os valores de fundo calculados forneceram a definição de 5 segmentos principais no core de SEV onde os diferentes elementos são mais altos do que os valores do fundo.

(iii) O mais importante desses segmentos situa-se entre 1034-1339 cm, cuja datação permite fazê-lo coincidir com o Ótimo Climático do Holocénico Inferior (*Early Holocene Warm Period*), com quase todos os elementos com valores anómalos, que tem sido interpretado como a forte alteração das rochas a montante, em consequência da deglaciação desde o Último Período Glaciário. Este episódio justifica provavelmente os valores mais altos do que o valor de fundo para Au, As, Co, Cr, Fe, U, Zn e Pb, que ocorrem neste segmento. Nenhum outro segmento do testemunho de sondagem mostrou

semelhante variedade de elementos superiores aos valores de fundo. O estabelecimento do ambiente estuarino *circa* 3000 a 4000 anos cal BP parece justificar os valores anómalos em Zn, Au, Co e Fe nos segmentos 764-834 cm e 577-674 cm.

(iv) As Influências antropogênicas destacam-se nitidamente no segmento 423-490 cm, principalmente por causa da identificação do carvão vegetal e da matéria orgânica carregada (Nicosia *et al.*, 2011), enquanto a presença de valores anómalos de Cu e Pb se justifica melhor pela afinidade que estes elementos têm com a matéria orgânica.

(v) Finalmente, o ultimo metro do segmento superior datado de 812 anos, é o único em que as atividades antropogênicas têm um sinal claro no Cu (sulfatação de vinhas), embora seja também possível que as várias amostras com valores mais elevados do que o valor de fundo do Au (e Pb) possam refletir o transporte continuado de sedimentos de locais perturbados por séculos de atividades mineira desde, pelo menos, os tempos romanos.

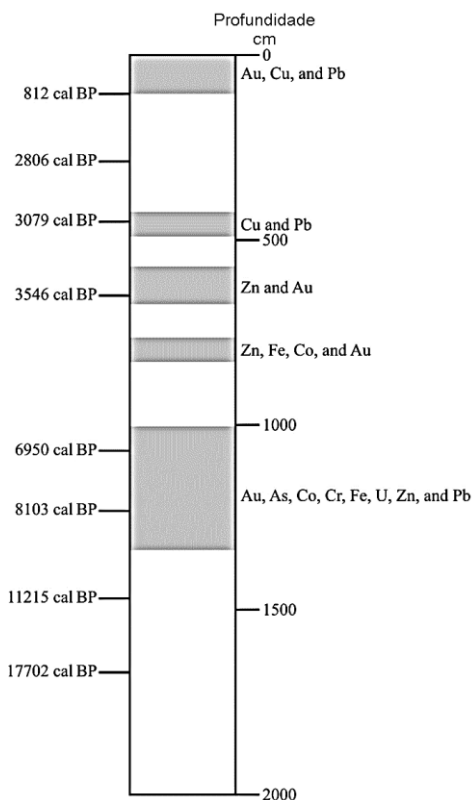


Figura 15. Segmentos da sondagem SEV com a datação ^{14}C , onde a cinzento se evidenciam os elementos com concentrações acima do valor de fundo, identificados à direita.

6. Datações isotópicas e eventual contaminação da Lezíria do Tejo por radionuclídeos

Após o tratamento das amostras para datação isotópica do ^{137}Cs e ^{210}Pb , foram efetuados gráficos de correlação destes elementos com os primeiros 2,86m de profundidade do testemunho da sondagem SEV, visto que somente a partir de 1954 eles foram dispersos na atmosfera terrestre pelas experiências nucleares do EUA.

Com o objetivo de datar a história sedimentar dos últimos 100 anos da sondagem SEV, foi determinado o ^{210}Pb em amostras selecionadas. Os dados foram confirmados através de datações pelo ^{137}Cs cuja base (1954) foi encontrada a 0,74m.

Foram determinadas oito idades por ^{14}C das quais 6 foram utilizadas para calcular o modelo de datação linear usado para interpolar as idades calibradas por ^{14}C , a profundidades diferentes (Figura 16a).

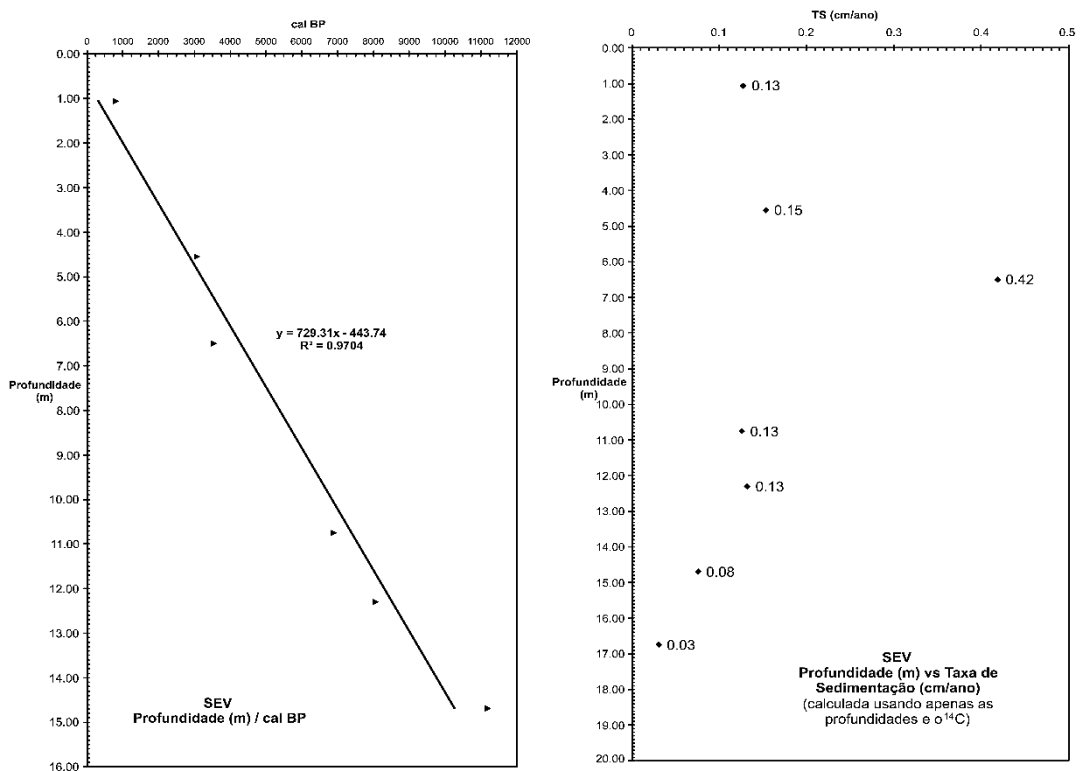


Figura 16. (a) Modelo de datação linear usado para interpolar as idades calibradas por ^{14}C , a profundidades diferentes (à esquerda); (b) Velocidades de sedimentação para todo o testemunho de sondagem SEV (20m), com base nas datações de ^{14}C (à direita; Azevêdo *et. al.*, 2004 a ou b).

Utilizando o modelo de datação pelo ^{14}C foram calculadas as velocidades de sedimentação para todo o testemunho de sondagem (20m). Uma importante variação na velocidade de sedimentação pode justificar a divergência entre a datação por ^{210}Pb e por ^{14}C a 1,03m (820 cal BP) (Figura 17).

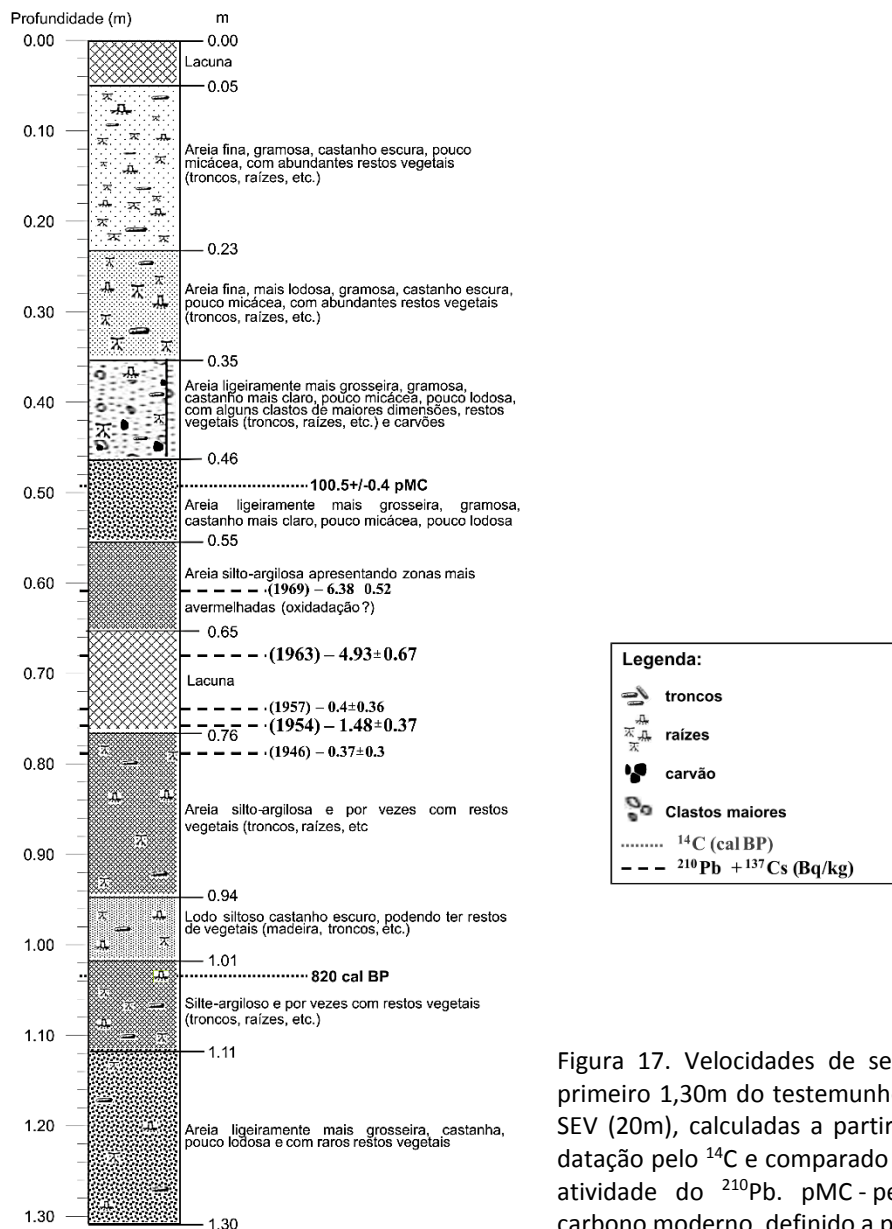


Figura 17. Velocidades de sedimentação no primeiro 1,30m do testemunho de sondagem SEV (20m), calculadas a partir do modelo de datação pelo ^{14}C e comparado com o perfil de atividade do ^{210}Pb . pMC - percentagem de carbono moderno, definido a partir de 1950.

Os primeiros valores acima da atividade mínima detetável (1,48Bq/kg) estão associados ao aparecimento do ^{137}Cs no ambiente em 1954 (0,75-0,76cm) e o primeiro máximo a 0,67-0,68 cm (4,93Bq/kg) é devido à atividade máxima do ^{137}Cs no ar, em 1963.

Os últimos cinco pontos superiores com os valores mais altos representam apenas medições isoladas. Sugerimos que algumas das mais altas atividades observadas possam ser devidas (Figura 17):

1. Eventos de erosão episódica na bacia, podendo carrear solos contaminados.
2. Na zona superior, descargas episódicas da barragem nuclear de Almaraz, na parte espanhola da bacia do Tejo. No entanto, isso não pode explicar o pico de 6.38Bq/Kg, já que isso aconteceu cerca de 1969, quando o reator de Almaraz ainda não estava operativo.
3. Estas datações por ^{137}Cs estão apenas 2 anos deslocadas em relação às datações pelo ^{210}Pb .

Verificou-se também que as velocidades de sedimentação não são comparáveis entre os diferentes métodos já que as escalas temporais são muito diferentes - milhares de anos para o ^{14}C e dezenas de anos para o ^{210}Pb e ^{137}Cs (Figura 18 e Tabela 4).

As datações por ^{14}C , ^{210}Pb e ^{137}Cs das 4 sondagens abertas na região de Santarém permitiram determinar as velocidades de sedimentação na planície de inundação do Tejo. Os resultados são bastante diferentes tanto ao longo dos perfis verticais como com a distância ao canal principal, variando entre 8,9mm/ano (^{137}Cs) e 1,46mm/ano (^{14}C), para o SEV core.

6. Conclusões

Os resultados obtidos mostram a importância de uma abordagem multidisciplinar, na qual a combinação de diferentes dados permite uma clara evolução na pesquisa de ambientes sedimentares tão complexos quanto as planícies aluviais.

No final do último período glaciário, o rio Tejo era, provavelmente, um rio anastomosado, que transportava sedimentos arenosos e pedregosos em relação com um nível do mar mais baixo do que o actual. Durante o Holocénico, o rio edificou uma planície aluvial composta de sedimentos finos com ilhas grandes e relativamente estáveis entre os canais, num padrão anastomosado. No entanto, as sucessivas intervenções humanas na planície aluvial são responsáveis pela sua transformação num rio de canal único com barras alternadas.

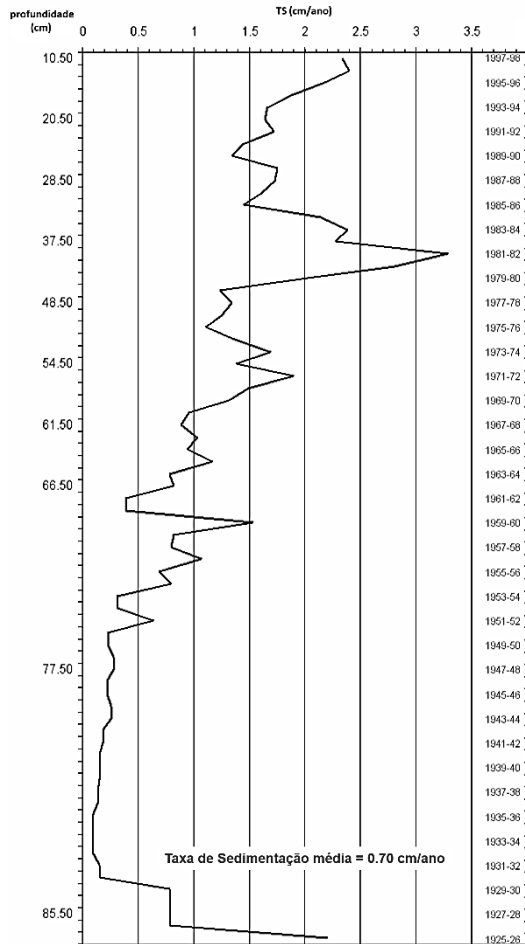


Figura 18. Taxa (TS) de sedimentação a partir do perfil de actividade do ^{210}Pb .

Tabela 4. Velocidades de sedimentação para o ^{210}Pb e ^{137}Cs .

Profundidade (m) Ano	SEV Taxa de Sedimentação ^{210}Pb (mm/ano)	SEV Taxa de Sedimentação ^{137}Cs (mm/ano)
0.75-0.67 (1954-1963)	7 mm/ano	8.9 mm/ano
0.10-0.93 (1904-1997)	8.1 mm/ano	

De facto, a edificação da planície aluvial do Tejo, ao longo do Holocénico, dependia de causas naturais que afetavam toda a bacia de drenagem (flutuações climáticas e subida do nível do mar) e causas antropogénicas, manifestadas quer na bacia hidrográfica quer na planície aluvial. Os impactos da intervenção humana na bacia de drenagem são visíveis na Idade do Bronze (a partir de 3500 cal BP), com desmatamento em grande escala e consequente erosão do solo, levando a um enorme aumento nas taxas de sedimentação da planície aluvial. A intervenção humana diretamente na planície aluvial do Tejo foi sentida principalmente a partir do período romano e intensificada no início da nacionalidade portuguesa; dos séculos XIII-XIV (reinado de D. Dinis), quando a recolonização da terra recomeçou e a agricultura foi reorganizada após as guerras entre os cristãos e os muçulmanos. Estas intervenções, cujos principais objetivos consistiam em (i) drenar as planícies aluviais com deficiente drenagem, (ii) proteger as terras agrícolas da destruição pelas cheias e (iii) tornar o Tejo navegável, evitando o seu assoreamento, acabaram por artificializar o rio e todo o sistema de drenagem da planície aluvial.

Nas últimas décadas do século XX foi introduzido um novo componente nos solos da lezíria o ^{237}Cs resultante das experiências nucleares americanas. Os pontos anómalos no perfil de atividade desse radionuclídeo permitiram sugerir descargas na Central Nuclear de Almaraz.

Bibliografia

- A.N.T.T (S/D.). Conventos de Tomar, Ordem de Cristo, Maço 30 (vermelho), nos 1, 2 e 4, fl. 21.
- Alley R.B. (2002). *The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt Climate Change, and Our Future*. Princeton University Press.
- Azevêdo T.M. (2001). A utilização dos dados históricos no estudo das cheias do Tejo. *Estudos do Quaternário*, 4, APEQ, Porto, pp.69–77.
- Azevêdo T.M., Nunes E. (2000a). The Tagus' river historical data as a colmatation of the hydrological registration gap (Santarém, Portugal), *European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts*, Volume 2, CD-Rom ed. Nice, France.
- Azevêdo T.M., Nunes E.V. (2000b). The 1550 change of the Tagus river channel, Abstracts, *VI Reunión Nacional de Geomorfología, Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad*. Madrid, Spain, pp. 36.
- Azevêdo T.M. (2004). As mudanças de percurso do Tejo nos tempos modernos. Causas naturais e antrópicas. Capítulo de livro das Publicações da Universidade Aberta. In *Evolução Geohistórica do Litoral Português e Fenómenos Correlativos. Geologia, História, Arqueologia e Climatologia*". Tavares et al. (Eds.), Univ. Aberta, Lisboa. p. 517-567
- Azevêdo T.M., Sanchez-Cabeza J.A., Ramos C., Nunes E., Ramos-Pereira A. (2004a). Sedimentation rate evaluation based on geochronology: ^{14}C , ^{210}Pb and ^{137}Cs datings on the Tagus floodplain.

Abstracts. *32nd International Geological Congress*, Florence, Italy. (CD-ROM, abstracts, part I – 354).

Azevêdo M.T., Favaretto S., Miola A., Mozzi P., Nicosia C., Nunes E., Sostizzo I. (2006). Palaeoenvironments of the Tagus valley during the last 15 ka: sedimentological, palynological and micromorphological evidence of the Entrevalas SEV coring (Santarem, Portugal). *Tagus Floods '06 Workshop*, Lisbon, Portugal, pp. 68-70.

Azevêdo T.M., Gonçalves M.A. (2009). Geochemistry of core sediments from the Middle Tagus alluvial plain (Portugal) since the last glacial: using background determination methods to outline environmental changes. *Environmental Earth Sciences*, 59, 1: 191-204.

Azevêdo T.M., Ramos-Pereira A., Ramos C., Nunes E., Freitas M.C., Andrade C., Pereira D.I. (2007). Floodplain sediments of the Tagus River, Portugal: assessing avulsion, channel migration and human impact. In Gary Nichols, Edward Williams, Chris Paola (ed.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*, (pp. 535-554). Special Publication nº 38 of the *International Association of Sedimentologists*, Wiley-Blackwell, Chicester.

Baldwin B. (1971). Ways of deciphering compacted sediments (pp. 2/ *Quaternary Studies*, 0(93–301). *Journal of Sedimentary Petrology*, 41 (1): 293-301.

Blanco FA, Rothenberg B (1981). *Exploración Arqueometalúrgica de Huelva (EAH)*. Barcelona: Labor.

Cabral E.D. (1790). Memória. Sobre os danos caujados pelo Têjo nas fguas ribanceiras. In: *Memórias Económicas (155-197)*, Tomo II.

Cabral J., Ribeiro P., Figueiredo P., Pimentel N., Martins A. (2004). The Azambuja fault: An active structure located in an intraplate basin with significant seismicity (Lower Tagus Valley, Portugal). *Journal of Seismology* 8: 347–362.

Custódio J. (1992/93). Alpiarça, o lugar, a freguesia e o concelho no distrito de Santarém, *PDM de Alpiarça*, Lisboa, pp. 272.

Dias J.J. Alves (1984). Uma grande obra de engenharia em meados do século XVI. A mudança do rio Tejo. *Revista Nova História*, Ed. Estampa, Lisboa.

Dias J.M.A., Boski T., Rodrigues A., Magalhães F. (2000) Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until presente – a synthesis. *Marine Geology*, Volume 170, Issues 1-2: 177-186.

Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes, P.M., Nadeau M.-J. (2005). Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, Volume 24, Issues 16–17: 1781-1796.

Fleming B.W. (2000). A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. *Continental Shelf Research*, vol. 20, issue 10-11: 1125-1137.

Friedman G.M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of sedimentary Petrology*, 31: 514-529.

Guerra J. (1861). *Estudos chorographicos, physicos e hydrographicos da Bacia do Rio Tejo comprehendida no Reino de Portugal*. Imprensa Nacional, Lisboa.

Henriques R. (1998). *Propostas metodológicas para a monitorização das zonas costeiras. Aspectos sedimentológicos*. Dissertação de Mestrado em Engenharia do Ambiente, Universidade de Engenharia do Porto, p. 185

Henriques R. (2003). *SEDMAC/SEDPC: programa informático de apoio à análise dimensional de populações detríticas*. Ciências da Terra – Volume Especial, VI Congresso Nacional de Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, p. 40.

Henriques R. (2004). *SEDMAC/SEDPC: An application to support particle size analysis of unconsolidated sediments*. 32nd International Geological Congress (Florence, Italy). Abstract book: 726.

Hydrotech Analysis System (1997). *Science Technology Associates*, Hydrotec Copyright, S.T.A., USA.

Laboratório Nacional de Engenharia Civil – L.N.E.C. (1990) – As cheias em Portugal. Caracterização das zonas de risco. *1.º Relatório: Análise Preliminar*. Min. Obras Pub., Transp., Comun., Lab. Nac. Eng. Civil, Lisboa.

Laboratório Nacional de Engenharia Civil – L.N.E.C. (1992) – As cheias em Portugal. Caracterização das zonas de risco. *4.º Relatório: Bacia Hidrográfica do Rio Tejo*. Min. Obras Pub., Transp., Comun., Lab. Nac. Eng. Civil, Lisboa.

Mateus J.E., Queiroz P.F. (1993). Os estudos de vegetação quaternária em Portugal. Contextos, balanço de resultados, perspectivas. In *O Quaternário em Portugal*. Lisboa, Colibri, pp. 105-131.

Matos A.T. (1980). *Transportes e comunicações em Portugal, Açores e Madeira: 1750-1850*. Ponta Delgada, Universidade dos Açores, 2 vol: II.

Mendonça J. (1990). *Sistema Aquífero aluvionar do Vale do Tejo (V.N. da Barquinha a Alverca: características e funcionamento hidráulico)*. Tese de doutoramento em Ciências (Geologia da Engenharia - Geologia Aplicada), Fac. de Ciências da Univ. de Coimbra.

Mendonça J., Cabral J. (2003). Identificação de falhas na Bacia Cenozóica do Tejo através de técnicas de investigação hidrogeológica. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 90, pp. 91-102.

Mozzi P, Azevedo M, Nunes E, Raposo L (2000). Middle Terrace Deposits of the Tagus River in Alpiarça, Portugal, in Relation to Early Human Occupation. *Quaternary Research*, 54(3): 359-371.

Nicosia C., Azevedo M.T., Favaretto S., Miola A., Mozzi P., Nunes E., Sostizzo I. (2011). Micromorphology and mineralogy of the SEV core (Santarém, Portugal): evolution from a transitional to a continental sedimentary environment during the Holocene. In Van Leusen M., Pizzio G., Sarti L. (eds.), *Hidden Landscapes of Mediterranean Europe. Cultural and methodological biases in pre- and protohistoric landscape studies*. Proceedings of the international meeting. Siena, Italy, May 25-27, 2007. BAR International Series 2320, Archeopress, Oxford, pp. 215-219.

Nunes E.M.V. (2001). *Estudo multidisciplinar da variabilidade temporal e espacial do Tejo na região de Santarém*. Lisboa [s.n.], XIII, 209p.. Tese de mestrado, Geologia Dinâmica, Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências. ULFC101586

Perrier R., Quiblier J. (1974). Thickness changes in sedimentary layers during compaction history: methods for quantitative evaluation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 58(3), pp.507–520.

Ramos C., Reis E., Ramos-Pereira A., Azevêdo T.M., Nunes E., Freitas M.C., Andrade C. (2002). Late Holocene evolution of the Lower Tagus alluvial plain and heavy metals content: preliminary results. In: Garcia-Ruiz JM, Jones JAA, Arnaéz J (eds), *Environmental change and water sustainability*. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, pp. 167–182.

Ramos C., Ramos-Pereira A., Azevêdo M.T., Nunes E. (2006). Dinâmica fluvial: as mudanças de traçado do Tejo na sua planície aluvial. *Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. 3, APGeom, Lisboa, pp. 41-48.

Ramos C., Ramos-Pereira A., Azevêdo M.T., Nunes E., Freitas M.C., Andrade C., Mozzi P., Favaretto S. (2007). Paleoambiente no Médio Tejo desde o Último Máximo Glaciário. Em *Dinâmicas Geomorfológicas. Metodologias. Aplicação. Associação Portuguesa de Geomorfólogos - APGeom*, Vol. 5, Funchal, pp. 191-199.

Ramos-Pereira A., Ramos C., Reis E., Azevedo T.M., Nunes E., Freitas M.C, Andrade C (2002) – A dinâmica da planície aluvial do Baixo Tejo no Holocénico recente: aplicação de métodos de análise geomorfológica e sedimentológica. Em *Contribuições para a Dinâmica Geomorfológica. Associação Portuguesa de Geomorfólogos - APGeom*, Vol. I, p. 67-76.

Ramos-Pereira A, Ramos C, Azevêdo T M, Nunes E, Freitas C, Andrade C, Pereira D (2006). *Geomorphological Assesment of the Middle Tagus Alluvial Plain. Tagus Floods '06 Workshop*. Lisboa, pp. 79-81.

Ramos-Pereira A, Ramos C, Azevêdo M T, Nunes E (2008). Middle Tagus alluvial plain evolution since the last glacial (Portugal). (Inédito).⁴

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Weyhenmeyer C.E. (2004). Intcal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. (2004). *Radiocarbon*, 46(3): 1029-1058.

Azevedo A.R.d' (1926). Benavente. *Estudo Histórico-Descritivo*. Pub. Lisboa, p. 296

Rosgen D.L., Silvey H.L. (1996). *Applied River Morphology*. Wildland Hydrology Books, Pagosa Springs, Colorado.

Smith D.G., Putnam P.E. (1980). Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 10: 1396-1406.

van der Knaap W.O., van Leeuwen J.F.N. (1995). Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra de Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 89, Issues 3–4: 153-211.

⁴ Este artigo ficou concluído em 2008, mas por razões várias não chegou a ser divulgado.

LATE HOLOCENE NATURAL AND MAN INDUCED ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE WESTERN IBERIAN COAST: ASSESSING FORCING FACTORS

Ana Ramos-Pereira¹
Catarina Ramos¹
Randi Danielsen²
Jorge Trindade^{1,5}
António M Soares³
Helena Granja⁴
José M.M. Martins³
Paulo J.C Portela³
André Torres¹
João Araújo-Gomes¹

Abstract

The Western coast of the Iberian Peninsula stands as an interface between both the Atlantic and Mediterranean climatic influences and marine / fluvial conditions. The paper aims to assess the environmental changes in the last ca 6000 years (both natural and anthropogenic induced) using multiproxy analysis (geomorphological and sedimentological data, elemental and stable isotope content, microfossil assemblages, radiocarbon dating, and historical records) applied to an embayed coast.

The results showed the prevalence of marine environment until 6272-6000 cal BP, but with fluvial infilling of the inner embayment, even before present sea level was reached (ca 4500-4000 cal BP). The influx of sediments was probably the result of the four recorded wet episodes (at modelled age cal BP (2σ): E1 – 6067-4770, E2 – 5806-4409, E3 – 5383-4088, and E4 – 4086-3905). These great sediment influxes along the previous 3000 years continues until 2110-1962 cal BP triggering the downstream migration of the river mouth, the development of a sand barrier coast and of a sheltered lagoon inside the palaeo-embayment.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa

² Laboratório de Arqueociências, LARC/CIBIO/InBIO, Direção Geral do Património Cultural, Portugal. Present affiliation: Western Norway University of Applied Sciences, Bergen, Norway.

³ Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Portugal

⁴ CIIMAR, Universidade do Minho, Portugal

⁵ Universidade Aberta, Portugal.

The authors' affiliation refers to 2014, at which time this article was written.

Afterwards the sedimentation rate (SR) reached high values (0.19-0.48 cm yr^{-1}), as the result of Roman intervention in the drainage basin where pastures and local fires are recorded, together with an increasing dryness.

A major disturbance is recorded in the Pollen Assemblages Zones (between PAZ II and PAZ III) and in the sediments around 1863-1706 cal BP (2σ), in the transition from the Roman Age to the Muslim invasion period, probably reflecting a hiatus in the sedimentary record. Onwards, SR reached 0.21-0.57 cm yr^{-1} . Two major hydro marine episodes may have contributed to this fact: the latter is the Lisbon tsunami (1755 AD) while the former may reflect the 16th Century tsunamis or a great marine storm episode.

An aeolian environment prevailed since then and the embayment was transformed into a dune field interrupted only by the narrow channel of the river whose mouth is often closed.

Keywords: Fluvio-marine interactions; tsunami; Holocene climatic fluctuations; anthropogenic intervention; Bayesian analysis; *Vicia faba*; Portugal.

1. Introduction

Coastal lagoons are common features, representing nearly 13% of the world's shoreline (Barnes, 2001; Troussellier, 2007). They may have very different sizes and configurations and are often shallow water bodies that can be separated from the ocean by a sandy/clastic barrier. They frequently occur in coastal lowlands, contiguous to the coastal plains (Barnes, 2001; Bird, 1994). However, this type of coastal systems can also occur in high rocky shores, associated with coastal recesses. These embayments are often associated with more ductile or fractured rocks. The genesis of both coastal system types are linked to Holocene sea level rise and stabilization (Angulo *et al.*, 1999; Cabral *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2006; Jia *et al.*, 2012; Plater and Kirby, 2011). Since then, river system response triggered the influx of sediments across river catchments and the infilling of estuaries, coastal lagoons and embayments with sediments and organic matter (Isla, 1995; Kjerfve and Magill, 1989; Troussellier, 2007). The abundance of sediments available to siltation depends on climate, vegetation cover and adjustments in the hydrographic basin, as well as on land use changes (Morton *et al.*, 2000; Nichols, 1989). They may also present different signatures, namely those related to marine hydrodynamic episodes (overwash and tsunamis; Donato *et al.*, 2009; Goff *et al.*, 2000) and small changes in sea level (El Banna and Frihy, 2009; Haessler *et al.*, 2013; Ljung *et al.*, 2006; Pérez-Ruzafa *et al.*, 2007; Thorndycraft and Benito, 2006; Vilanova *et al.*, 2010). The forcing factors change from wave to tide or river dominant hydrodynamic environments (Fornari *et al.*, 2013; Morris and Turner, 2010; Vilas *et al.*, 1991).

Holocene climatic fluctuations, despite being of minor amplitude in the long-term global climate (Wanner *et al.*, 2008, 2011) have provoked changes on vegetation cover and type. Although the doubts about these episodes and their extension (global or regional/local impacts) during the Holocene, cooling episodes (Bond *et al.*, 1997, 2001) and warm and

humid episodes, like the Iberian Roman Humid period (Martin-Puertas *et al.*, 2009) or the Medieval Climate Anomaly in Iberia (Moreno *et al.*, 2012), have been recognized.

Human intervention over the territory, with deforestation and agricultural and pastoral practices, contributed to slope protective layers denudation and, hence, to the increase of sediment transport and river mouth infilling. These changes are recorded in the sediment depositional sequences by its organic matter content including pollen and Non-Pollen Palynomorphs (NPP) (Delgado *et al.*, 2012; Müller and Mathesius, 1999; Müller and Voss, 1999).

The study of the Holocene evolution of coastal lagoons and estuaries in Portugal has attracted many researchers (Arnaut-Fassetta *et al.*, 2006; Boski *et al.*, 2008; Chester, 2012; Schneider *et al.*, 2010). After sea level stabilization (Dias *et al.*, 2000) all estuaries and embayments recorded the beginning of siltation, in contrast with previous times, when these systems were open marine environments and the main forcing factor was the rapid sea level rise. Depending mainly on the availability of sediments of the river basins and on the inner continental shelf, sand barriers began to settle (ca 5000 BP or later). Local forcing factors have prevailed from then on. The coastal environment changed from marine dominance to lagoon systems and to fluvial environments (Alday *et al.*, 2006; Cabral *et al.*, 2006; Danielsen *et al.*, 2012; Dinis *et al.*, 2006; Duck and Silva, 2012; Freitas *et al.*, 2002; Granja, 1999; Granja *et al.*, 2010; Moura *et al.*, 2007; Soares de Carvalho *et al.*, 2006). During this phase two thresholds in environmental conditions seem to occur: the first one at 4000-2000 BP, when small estuaries and embayments became permanent lagoon environments; the more recent one at 700 BP, when the fluvial conditions prevailed with strong anthropogenic influence.

In several worldwide studied sites, climatic anomalies have been recorded between these thresholds and later: the Roman Warm Period (250 BC - AD 450), the Dark Ages Cold Period (450 - AD 950), and the Medieval Warm Period (12th Century) when most of the embayments were already infilled; a changing period during the 14th and the 15th Centuries with a cold episode from 1305 to 1418 AD (Early Little Ice Age) and the Little Ice Age (LIA - 1350 to 1850 AD) with several cooling episodes, namely the Maunder Minimum (1640-1715 AD) and the Dalton Minimum (1795-1825AD) (Wanner *et al.*, 2008). However, so far these small changes within the LIA have not been recognized in Portuguese estuaries and embayments.

The main goal of this paper is to evaluate the role of the forcing factors on coastal dynamics and the resilience of an embayed estuary coastline over the last ca 5000 years, after sea level stabilization, including the genesis and the existence of a coastal lagoon later infilled and replaced by a dune field. To achieve this goal, secondary objectives were established, namely: (i) to perform a detailed geomorphological characterization and to create a coring framework; (ii) to assess the different sedimentation environments based on the sampled sedimentary packages; (iii) to evaluate the different rhythms of sedimentation; (iv) to recognize the sedimentary sources (marine or fluvial); (v) to assess

the small climate driven fluctuations; (vi) to evaluate the signatures of extreme episodes; and (vii) to define the stages of landscape evolution.

2. Study area

The study area - Santa Rita-Porto Novo is situated, in the wave dominated western Portuguese Atlantic Coast of the Portuguese mainland (SR in Figure 1), in the Estremadura region, 40 km NW of Lisbon on a cliff coast, with narrow and short beaches.

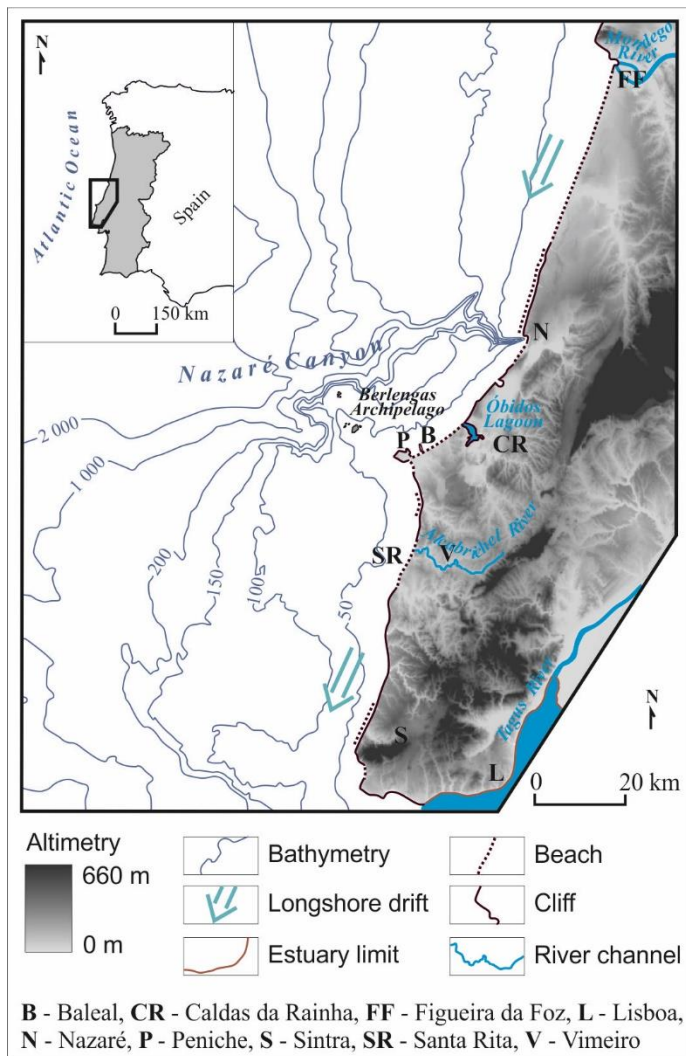


Figure 1. Regional setting of the studied area (Santa Rita – SR). B: Baleal; CR: Caldas da Rainha; L: Lisboa; N: Nazaré; P: Peniche; V: Vimeiro.

The present day environment is a mesotidal wave dominated coast (average tide amplitude of 3.08 m, average spring tide 3.67 m with a maximum recorded at 4.03 m at Cascais tide gauge; Carvalho, 1992; Ferreira, 1993; Pires and Pessanha, 1986; Trindade, 2010). According to the closest wave buoy data located in Peniche (P in Figure 1), mean significant wave height (H_s) is 1.2 m, frequently ranging between 1 and 3 m. Storms in the western coast are considered to have $H_s > 5$ m. Five years recurrence period for storm waves can be found at H_{storm} 5.57 m and H_{max} 6.98 m (Trindade, 2010).

Centennial relative sea level changes show an increasing trend with an average rate of 1.7 ± 0.2 mmyr⁻¹ between 1920 and 2000 at Cascais tide gouge (Dias and Taborda, 1992) near the study site. Recent geodetic studies highlight the successive increase in the rate of the sea level rise, estimated to have been 2.5 mmyr⁻¹ in 1990 and 2.9 mmyr⁻¹ in 2008 (Antunes and Taborda, 2009).

This stretch of the coast corresponds to a section where there is a lack of coastal sediments for three main reasons: (i) the lithology in these river basins is predominantly composed of limestones and marls, although locally there may be outcrops of sandstones and conglomerates, providing a low clastic sediment influx contribution to beach feeding (Figure 2), (ii) the cliffs are also predominantly cut into limestone and marl and (iii) the dominant longshore drift N to S yield a sparse coastal sediment supply due to grounds set in (i) and (ii), and the trapping of drifting sediments by the submarine canyon of Nazaré (Figure 1) (a gouf type, Vanney and Mougenot, 1981) and by the sandy features associated with the tomboles of Peniche and Baleal (Figure 1). Consequently, aeolian and beach sands are mainly of local provenance.

The distal sector of the Alcabrichel River is conditioned by a complex pattern of both lithology and rock structure arrangement. The main rock types present are the Jurassic sequence of the Hetangian gypsiferous marls and the superimposed Kimeridgian hard limestones. These rock materials are organized in two diapiric structures developed in the NNE-SSW direction, in line with the Caldas da Rainha diapir (CRd) and the Santa Rita-Santa Cruz diapir (SRd, Figure 2; Alves *et al.*, 2003; Chaminé *et al.*, 2004). Jurassic hard limestones constitute the highest areas of the coastal plateau, reaching 107 m amsl. The combined action of the kinetic behaviour and erosion of the marls created diapiric depressions, which bottom is at 2.93 m amsl. Further inland the carbonate rocks change to sandstones and conglomerates and to smoother landforms.

This lithological and structural complexity is reflected in the estuary morphology. According to Pritchard (1952) it can be considered tectonic (Figures 2 and 3). In the middle lower sector, the valley of the Alcabrichel River has various alternating morphologies that can be synthesized in: (i) a valley with a relatively wide floodplain reaching 500 m width where the river crosses the diapiric depressions (CRd, Figure 2; Maceira lowland, Figure 3) and (ii) a narrow gorge with a 60 m deep cut in the hard limestones (FV, Figure 3) and, (iii) a wide distal estuary crossing the other diapiric depression (SRd, Figures 2 and 3).

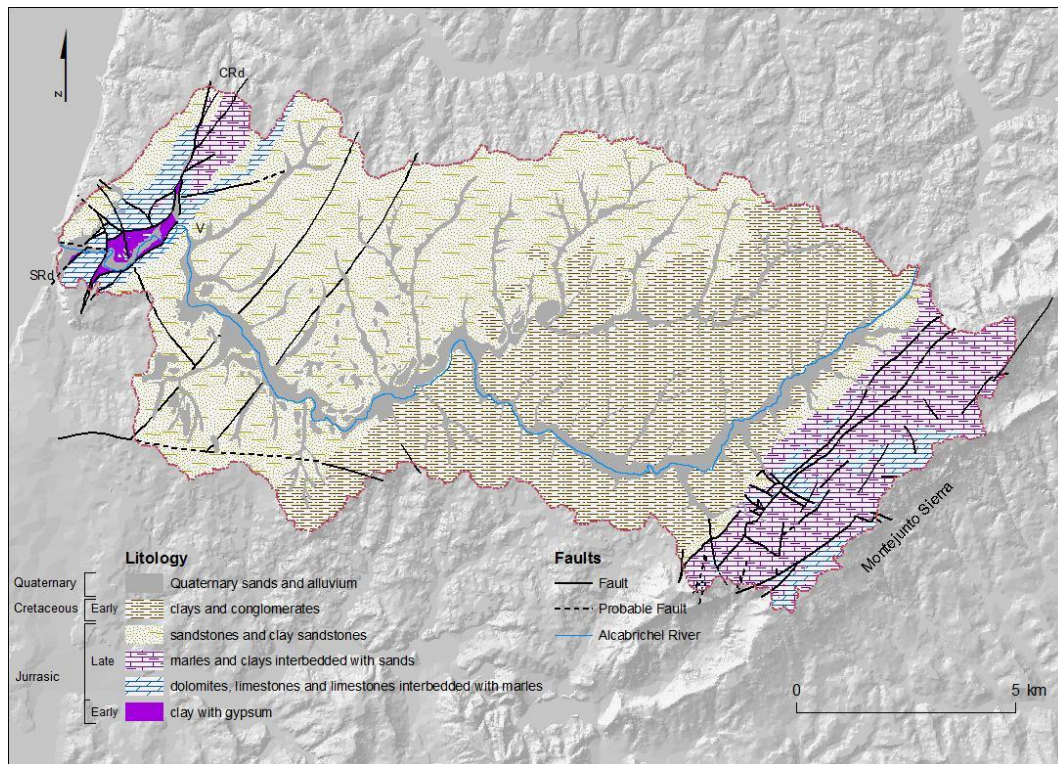


Figure 2. Lithology of the Alcabrichel river basin. SRd: Santa Rita diapir; V: Vimeiro; CRd: Caldas da Rainha diapir (further geological information in Alves *et al.*,2003).

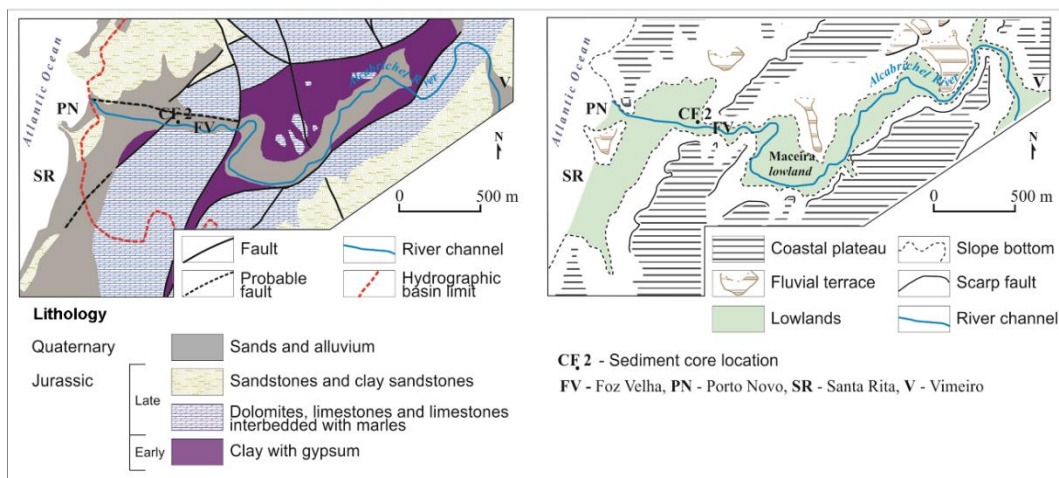


Figure 3. Geology and geomorphology of Alcabrichel tectonic estuary.

The coastline is jagged and consists of two pocket beaches separated by a rocky hill. Inland there is a dune field and a palaeo-cliff.

3. Methodological approach

3.1 Field survey, coring and sediment sampling

Coring site location was determined on the basis of a detailed geomorphological field survey and historical document analysis.

The site is located at the extreme northeast of the embayment Santa Rita-Porto Novo, where nowadays aeolian sand cover is less thick. The equipment used was a vibracore. The surface of the core (CF2) was at 3.58 m amsl (orthometric height) and reached 5.01 m depth (Figure 3).

Sediments were sub-sampled at 1 cm intervals, with the exception of the last 125 cm at the base of the core, where insufficient sediment forced a 2 cm sampling. The detailed sub-sampling aimed to detect small textural, elemental and isotopic changes. Unfortunately only a moderate number of samples were suitable for the investigation of pollen and NPP content.

325 samples were treated for sedimentological purposes (grain size analysis, using a combination of sieving for sediments > 63 μm and X ray sizing through a Sedigraph for sediments < 63 μm). Commonly used statistical parameters were obtained with SEDPC software (Henriques, 1998, 2003, 2004) and the Folk and Ward method (1957) enabled us to evaluate the grain size distribution.

3.2. Elemental and stable isotope content and radiocarbon dating

Terrestrial and marine environments are recorded in the sediments since they accumulate organic material from different sources, such as fluvial or marine organic matter. Elemental and stable isotopic composition was assessed (C, N, TOC, TN TOC/TN ratio, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) allowing the determination of the source of the organic sedimentary matter and, consequently, the different conditions that affected the studied area in the past. Organic matter from marine environments, for instance, is enriched in ^{13}C , in contrast with terrestrial organic matter, which is usually depleted in this isotope. Concerning the TOC/TN ratio, its value normally raises with the increase of terrestrial influence (Villas *et al.*, 1991).

However, these parameters may also be affected by other factors, such as diagenetic processes, anthropogenic activities and organic matter decomposition. Another limitation is that different sources may, in some cases, not be totally distinguishable, as the characteristic values can overlap to some extent (Lamb *et al.*, 2006). The presence of

carbonates, on the other hand, may affect the $\delta^{13}\text{C}$ value. Therefore, a pre-treatment procedure is necessary and different procedures have been tested (Kennedy *et al.*, 2005; Mahiques *et al.*, 2007; Ryba and Burgess, 2002; Schubert and Nielsen, 2000).

Nevertheless, these parameters by themselves or, as is more usual, in conjunction with each other are useful tools for discriminating sedimentary sources and identify environmental changes and episodes that have occurred. These parameters were determined in 53 samples carefully selected from core CF2.

Accurate and precise dating is essential for the construction of reliable palaeo-environmental and palaeo-climatic models based on multi-proxy analysis of sedimentary records. Radiocarbon dating is one of the most common dating methods used to develop chronological frameworks.

In estuarine environments, where fluvial-marine interaction is more intense, the reworking of organic materials often affects the ^{14}C dates which induces difficulties in the establishment of a robust chronological framework. Bayesian analysis provides an important tool not only to evaluate the data set, namely to identify possible outliers and age-depth reversals, but also to establish accurately a robust chronological framework and to determine sedimentation rates (Bronk-Ramsey, 2008, 2009b). This approach was performed using the OxCal calibration software (Version 4.1) (Bronk-Ramsey, 2009a) that allows the incorporation of the stratigraphic sequence on the data set analysis. The radiocarbon dates using the AMS (Accelerated Mass Spectrometry) technique, were obtained from the organic matter extracted from 10 sediment samples, each one corresponding to a sediment thickness of 1 or 2 cm.

3.3. Palynology

Pollen samples were obtained from eight of the extracted sub-samples. The moderate number of pollen samples was related to the fact that the deposit contained large amounts of sand and silt and low levels of organic content. Sand content in sediments is a factor known to result in high degree of oxygenation and destruction of pollen exines (eg. Moore *et al.*, 1991). The samples were subjected to standard laboratory treatment (Fægri and Iversen, 1975) including hydrogen fluoride (HF) exposure for 48 h. After chemical preparation two of the samples (244 cm and 289 cm) were rejected due to lack of pollen.

Pollen and microfossil data of the samples are presented in a percentage pollen diagram. All data were calculated as percentages of Total Regional Pollen sum (TRP) including pollen of dry-soil species. Pollen of taxa occupying wetland areas (mainly hygrophilous) are likely to dominate the pollen content and result in large fluctuations of the pollen curves reflecting local changes (Janssen, 1973). These taxa together with Non-Pollen Palynomorphs (NPP) were therefore not included in the pollen sum but calculated as

percentages of TRP. Charcoal fragments larger than 5 μm were counted. The pollen diagram was constructed using Tilia and Tilia graph (Grimm, 1991). Due to scattered sample representation as a result of poor pollen preservation in the intermediate layers, the palynological results are presented in the form of a histogram.

3.4. Historical documents and charts

To access information from the last millennium, several historical documents were studied, which includes texts from the 12th Century, produced by our monarchs and by the monks installed near the coast. The monasteries constituted the way that the Portuguese monarchs used to create settlements and populate the lands that were being conquered, especially from the Muslims. The monks constituted the most literate population and left written records of their daily activities, the environment in which they lived and the problems they felt.

More recent documents were also used such as topographic maps (from the 20th Century, corresponding to several topographic surveys), and orthophotomaps.

4. Results

4.1. Sedimentological data

The sedimentological units. Three major units may be pointed out from the analysis of sediment grain size throughout the core (Figure 4): (i) the lower unit (U1), from the bottom up to 166 cm is a clay dominant unit (clay content range from 19 to 72%), with four thin layers with a gravel component ($\leq 11\%$), (ii) the middle unit (U2), from 166 cm to 18 cm, where silt and sand are dominant (from 5 to 90%) and gravel is present ($< 7\%$); (iii) the upper unit (U3) solely constituted by sand (Figure 5 and Table 1).

Detailed observation of the U2 revealed three subunits distinguished by the sand and silt content (Table 1). In these subunits it is possible to identify thin layers representing short episodes of enrichment in sand or in clay, corresponding to more or less energetic conditions respectively.

Sediment characterization by statistical methods. Silts and clays are dominant in the core sediments. Subunits U2b and U3 are the exception (Figure 4 and Table 1). U3 is composed by medium sands, moderately sorted, positively skewed (with a tail on fines). U2b is composed by fine sands, very poorly sorted, positively skewed.

The sediments of the other units and subunits are mainly extremely poorly sorted and negatively (with a tail on coarse material) or less positively skewed. The sediments of U1 have the lowest selection and most are negatively skewed.

At the bottom of U1 there is distinctive sediment consisting of very coarse silt, very poorly sorted and positively skewed.

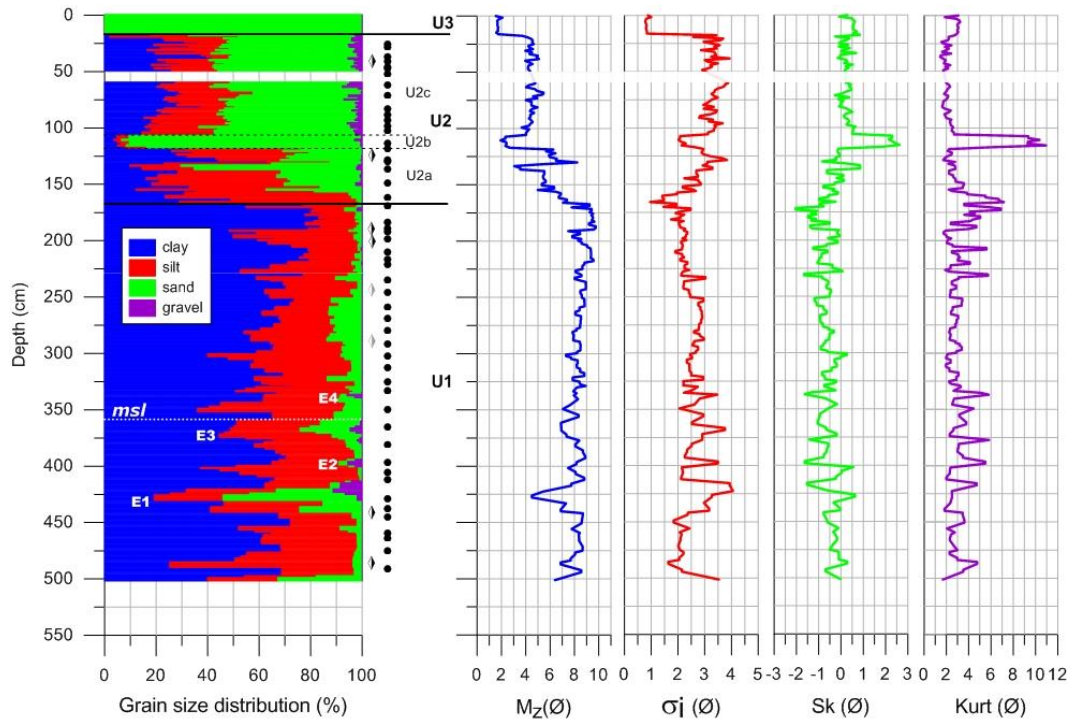


Figure 4. Sedimentology of the CF2 core units and subunits described in the text. The diamonds stand for pollen samples and black dots for geochemical analysis.

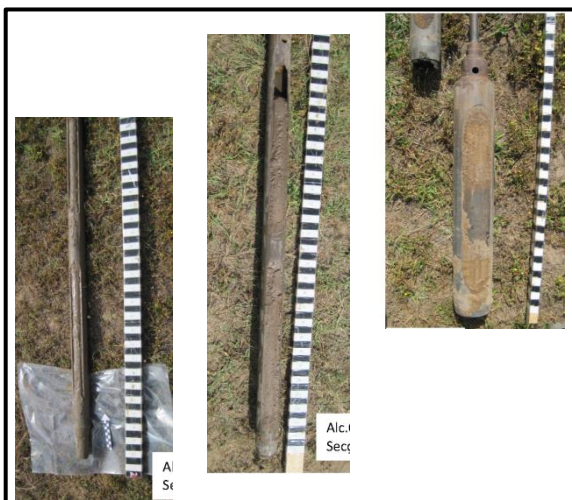


Figure 5. Elements of the core. The two on the left belong to U1 and the other to U2.

Table 1. Synthesis of sedimentary parameters.

Cl- clay, Si – silt, Sd – sand, Gr – gravel

Units (cm)	Sediment content (%)				Calibr. (ϕ)	Sk (ϕ)	Sub- units/ Events (cm)	Sediment content (%)				Calibr. (ϕ)	Sk (ϕ)
	Cl	Si	Sd	Gr				Cl	Si	Sd	Gr		
U3 (18-0)	0	0	100	0	0.78-1.00	0.28-0.56							
							U2c (110-18)	14-41	7-31	46-54	≤ 7	1.89-0.91	-0.67 to -1.11
U2 (166-18)	4-49	3-73	2-90	≤ 7	0.91-1.89	-0.27 to - 1.11	U2b (119-110)	4-8	3-8	84-90	≤ 3	0.98-0.88	-0.67 to -0.98
							U2a (166-119)	10-49	24-73	2-69	≤ 2	1.84-0.98	-0.27 to -0.98
U1 (500- 166)							E4 (336-337)	62	30	3	≤ 5	3.47	-1.62
	19-72	25- 71	3-52	5-11	2.45-0.94	0.63 to -1.52	E3 (370-365)	49	27	19	≤ 5	3.76	-0.66
							E2 (399-396)	65	26	3	≤ 6	3.49	- 1.63
							E1 (427-422)	19-32	27-35	52-22	≤ 11	3.27-4.05	0.63 to -0.57

From statistical parameters analysis it can be inferred that sediments were deposited in a sheltered environment which suffered sporadic pulses of higher energy. These pulses are represented by the layers with sand and the highest gravel content, particularly evident in U1 (E1 to E4, Figure 4), though also recognizable in U2.

Grain quartz texture and shape. The morphoscopy of quartz of selected samples was performed according to the classification of Powers (1953). Angular grains mean less transport, closer sources and/or less energetic environment than rounded grains. Shiny grains are related with water dominant environments while frosted and pierced grains are mainly attributed to sub-aerial processes. Samples from U1 and U2c are mainly composed by angular to sub-angular grains. Some samples from subunit U2a and U2b, and U3 have a high percentage of rounded and sub-rounded pierced grains.

Concerning grain texture, shiny surfaces are dominant, followed by pierced grains.

The morphoscopy of U2b seems to present two sets of sediments, one from an aquatic and the other from a continental source.

The units and subunits seem to represent a dominant water driven and sheltered/confined environment and to have originated from a relatively nearby source.

Changing environment deduced from sedimentological data. Considering the sediment sequence and their composition, five clusters can be identified (Figure 6):

(i) a silty clay cluster represented by U1, concerning a low energy and probably confined environment, but with several pulses of energetic periods/episodes which correspond to outliers in the defined packages (namely E1, Figure 4); (ii) a sandy silt cluster illustrating U2a, corresponding to the first phase of major silt and sand infilling, with a high hydrodynamic episode near the top (circa 130cm); followed by (iii) a sand cluster represented by U2b, a 10 cm thick layer, which must represent a major extreme hydrodynamic episode; (iv) a clayey sand cluster corresponding to U2c, similar to U2a but finer; and finally (v) a sand cluster (U3) matching to the present day environment which is a dune field (medium and moderately sorted sand).

4.2. Microfossil assemblages and signals

Only six of the eight selected samples contained pollen and they represent the vegetation development of the site (Figure 7). Scattered sample representation was a result of poor pollen preservation in the intermediate layers due to the high sand content and resulting oxygenation and corrosion of pollen exines.

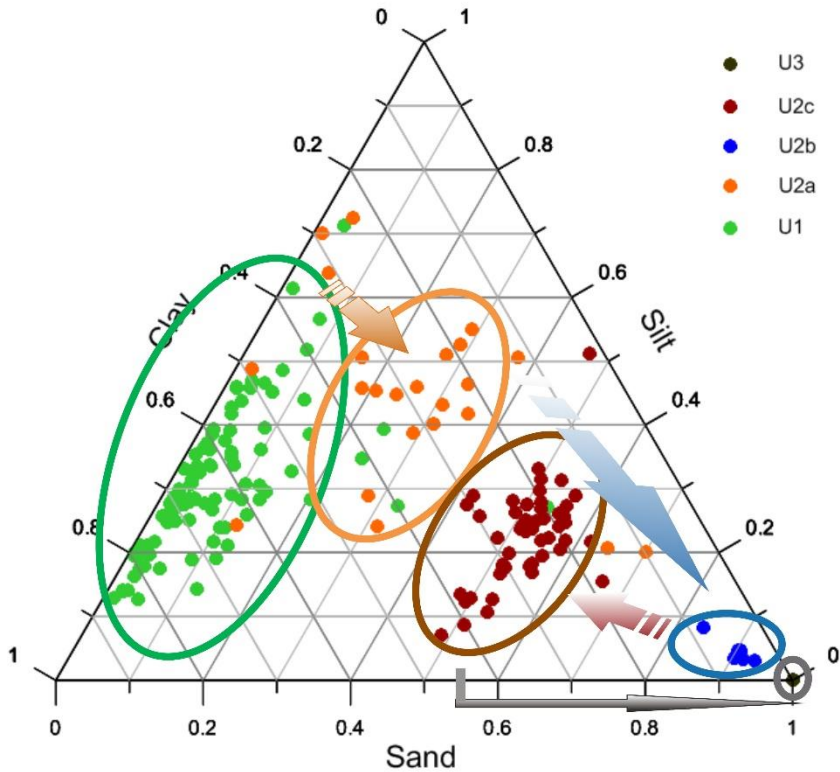


Figure 6. Time sequence of sedimentological units and subunits of CF2 corresponding to the five clusters described in the text.

The diagram may therefore be considered as giving glimpses or “snap shots” into the vegetation history of the site through ca 6000 years of deposition of sediments. Large variations in pollen and NPP assemblages were encountered during the time span represented by the core (Figure 7). The pollen diagram was, nevertheless, divided into three Pollen Assemblage Zones (PAZ) based on similarities in pollen assemblages of the samples in each zone.

CFZ
Alcabrachei estuary

Percentage diagram

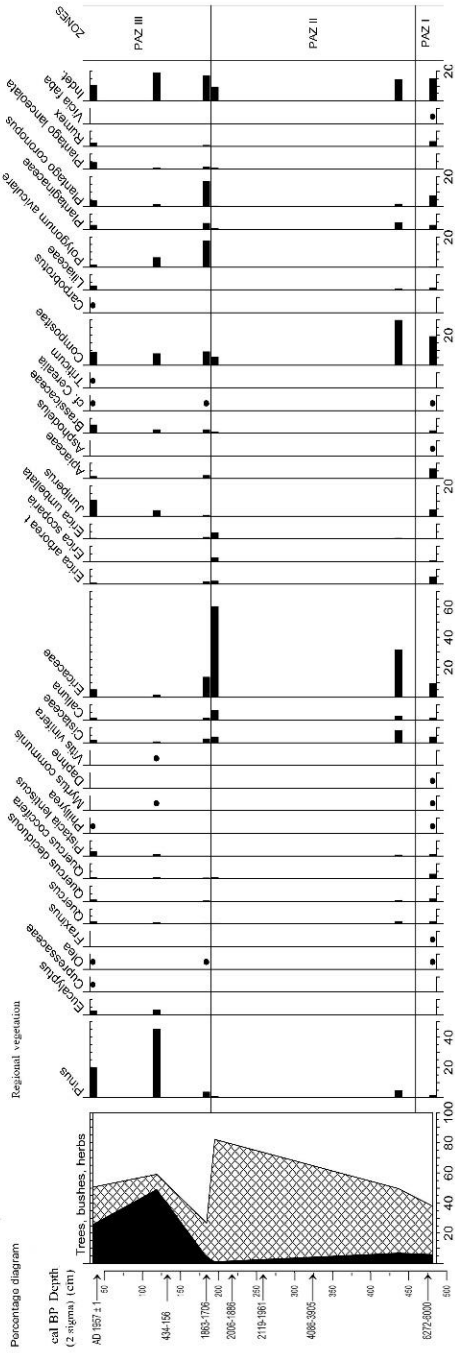


Figure 7. Pollen diagram for core CF2 (see Figure 4).

PAZ I, Garrigue. At the base of the core (482 cm) the pollen content indicates garrigue vegetation represented by *Quercus* (incl. *coccifera* t), *Olea*, *Pistacia*, *Phillyrea*, *Myrtus communis*, *Juniperus*, *Daphne* and taxa of the Cistaceae. *Pinus* is represented with low values and probably did not belong to the near environment. A cluster of pollen of *Vicia faba* was encountered at this level indicating cultivation of broad bean at the time. Presence of pollen of cf. cerealia may equally represent cultivated species but we cannot discard the inflection of cerealia type produced by salt-marsh/dune Poaceae (Mateus, 1992; Moore *et al.*, 1991). Pollen and spores from local hygrophilous vegetation is dominated by grass species with some occurrences of aquatic/semi-aquatic quillworts (*Isoetes*) and hornworts (*Phaeoceros laevis*) as well as aquatic plants like *Myriophyllum*, *Potamogeton* and *Utricularia*. Pollen of *Alnus* (alder) indicates scattered occurrences of this tree nearby. Marine indicators (dinoflagellate cysts and *Cymatiosphaera*) are encountered at this level.

PAZ II, Heathland. In PAZ II (459 – 190 cm) there is a considerable increase in the representation of pollen from various species of the Cistaceae and Ericaceae family. A large proportion of the Ericaceae pollen grains are not distinguishable to species level. Small and badly developed pollen in clusters indicate that the plants of this family were present locally. *Erica erigena* is a shrub that grows in marshes and wet habitats and some of the pollen may have originated from this species. There are, however, variations in sizes and shapes of the pollen determined to Ericaceae indicating that more than one species is represented (Mateus, 1989). The local microfossil signal is dominated by *Isoetes* sp., *Phaeoceros laevis* and Compositae sect. liguliflorae. Few indications of marine influence are encountered in this zone implying a more fresh water influenced wetland. Charcoal particles are found in high quantities. PAZ II is represented by only two samples, one at the bottom and the other near the top of this phase, as the other two were discarded due to lack of pollen. It is important to remember that this phase represents a time span of nearly 3000 years and that the two analysed samples may be seen as two “windows” into the vegetation register of these millennia.

PAZ III, Open pine forest. At the border between PAZ II and III abrupt changes are found in the pollen curves within few centimetres (between 195 cm and 184 cm), demonstrating radical changes in the environment. Pollen from Ericaceae show a dramatic reduction and pollen from ruderal and possibly cultivated plants like *Plantago coronopus*, *Polygonum aviculare* and *Brassicaceae* rapidly increased. Pollen of *Triticum* and cf. cerealia was registered at this stage.

The local signals are also acute and show a similar trend with rapid increases in pollen of grasses (Poaceae) and Chenopodiaceae, the latter often indicating a salt-marsh environment, while spores of hygrophilous plants like *Isoetes* and *Phaeoceros laevis* almost disappear. Charcoal particles strongly decreased.

Later on pollen of *Pinus* became dominant and pollen of exotic species like *Eucalyptus*, Cupressaceae and *Carpobrotus* appeared for the first time.

Some indications of marine influence were found seen by remains of foraminifers (Figure 7).

4.3. Elemental and stable isotope contents and sedimentation rates

Several parameters, namely the carbonate content (inorganic carbon) and the elemental and stable isotope composition (TOC, TN, TOC/TN, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$) of sediments allow the identification of the sources of the organic sedimentary matter and also to determine eventual changes of those sources along time.

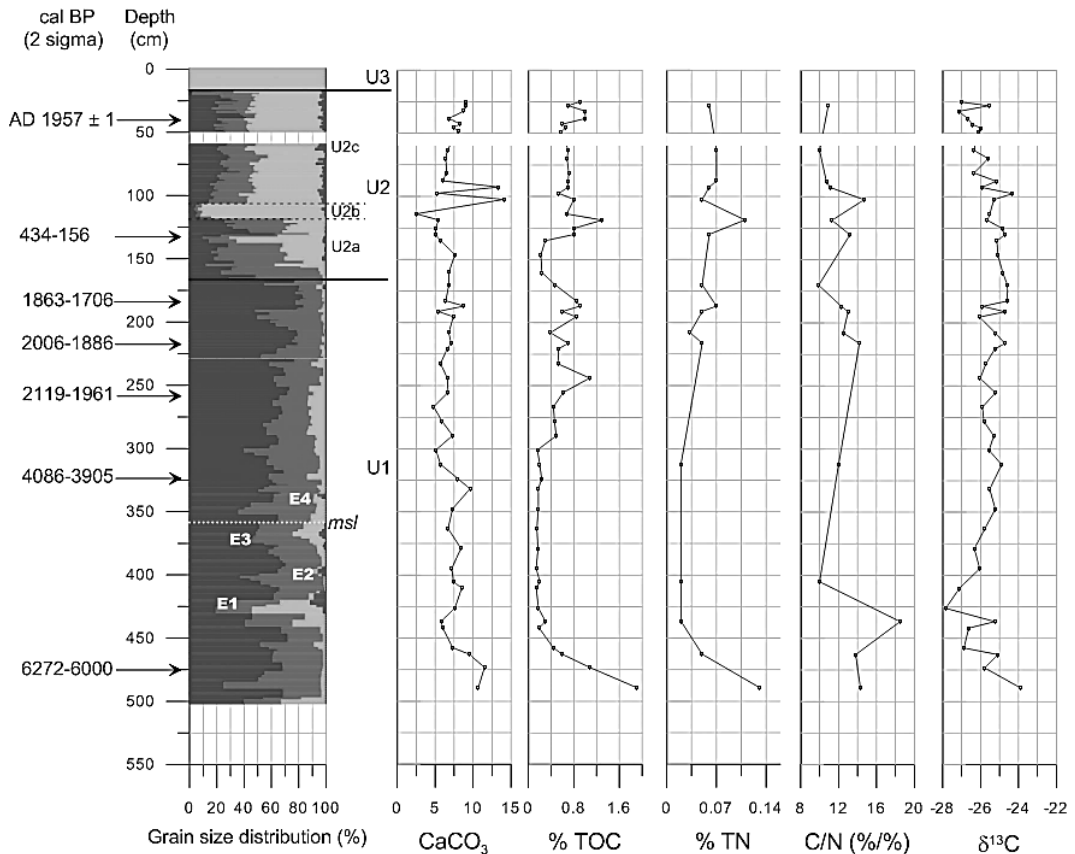


Figure 8. Elemental and isotope analysis of core CF2 and radiocarbon dates (see Figure 4).

In the analysed core (CF2) the carbonate content (Figure 8 and Table 2) ranges from 2.5% to 14.1%, with a mean value of 7.3%. After an initial decrease, between 491 cm and 430 cm, its content remains stable; with an exception between 115 cm and 90 cm, where the

highest variations occur (maximum and minimum percentages are recorded in this interval).

Total organic carbon (TOC) content decreases between 491 cm and 460 cm (Figure 8), becoming relatively constant until 300 cm. Between this depth and 100 cm, a general increase is observed, and 3 major peaks are registered at 245 cm, 190 cm and 119 cm, with TOC content reaching 1%. Globally, TOC values range from 0.1% to 1.9%, with a mean value of 0.6%.

Concerning total nitrogen (TN) content, only in 15 samples it was possible to determine its value. However, despite the few values available, the TN vs. depth diagram (Figure 8) presents a profile similar to that one found for TOC vs. depth. The maximum TN content, recorded at 119 cm, is 0.13%, i.e. a peak that matches with that one found for TOC at the same depth.

The values obtained for the C/N ratio (%/%) (Figure 8) ranged from 9.9% and 18.5%, with a mean value of 12.5%, while the C/N ratio (molar) ranged between 11.6% and 21.6%, with a mean value of 14.6%. A peak was registered at 437 cm.

The $\delta^{13}\text{C}$ depth variation allows the identification of 3 distinct areas (Figure 8). A decrease from -23.91‰ to -27.12‰ can be observed between 491 cm and 412 cm. A gradual increase follows, from 412 cm to 171 cm, reaching -24.58‰ ; then decreases until the surface where takes the value of -25.66‰ . The mean value obtained was of -25.66‰ .

Radiocarbon dating and Bayesian modelling

Ten sediment samples were radiocarbon dated using AMS in order to establish a chronological framework for the core that can help the evaluation of the changes observed in several measured parameters and also the estimation of time intervals where the identified episodes have occurred. The OxCal program, developed by Bronk-Ramsey (2008, 2009a, 2009b), uses statistical models, based on Bayesian statistics, to build up deposition models. After building a valid model, it is possible to determine deposition rates of any segment of the core and to interpolate episodes recorded at specific depths, estimating its occurrence time interval. A Bayesian model was then set up to analyse the chronological data considering some constraints namely sample depth, core sampling year and information from other significant core analyses. In this way, sedimentation rates were calculated, and time intervals were accurately determined for the boundaries of the different units and subunits recognized in the sedimentary column. Results are listed in Table 2.

Some outliers were identified and excluded from the model, such as Beta-349150 (7340 ± 40 BP) and Beta-346151 (6730 ± 40 BP).

Table 2. Chronological framework. pMC: percent Modern Carbon.

Depth (cm)	Internal Ref./ Sed.Unit	Beta Ref.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Radiocarbon Date (BP)	Calendar Date (cal BP) ^a		Sedimentation Rate (cm/yr)
					1 σ	2 σ	
40	1.27/U2c	322976	-26.6	111.2 \pm 0.4 pMC	AD 1957 \pm 1	AD 1957 \pm 1	0.21-0.57
89	2.18/U2c	322977	-25.7	660 \pm 30 ^b	665-565 ^b	673-558 ^b	
105					306-140	401-89	
120					417-234	425-147	
132	2.44/U2a	322978	-24.2	250 \pm 30	423-284	434-156	
170					1805-1254	1827-682	0.03-0.04
184	3.35	322979	-24.8	1840 \pm 30	1809-1726	1863-1706	0.19-0.48
196					1893-1762	1953-1723	
218	3.59	322980	-24.3	2020 \pm 30	1986-1904	2006-1886	
259	4.22	346148	-24.6	2040 \pm 30	2110-1988	2119-1961	0.03-0.04
301					3970-3069	4044-2438	
323	4.74/E4	346149	-24.9	3670 \pm 30	4078-3929	4086-3905	0.05-0.09
359	5.17	349150	-26.2	7340 \pm 40 ^b	8190-8050 ^b	8300-8020 ^b	
373	E3				4969-4269	5383-4088	
402	E2				5498-4725	5806-4400	
416	5.49	346151	-26.2	6730 \pm 40 ^b	7650-7570 ^b	7670 -7510 ^b	
427	E1				5884-5185	6067-4770	
475	5.83	346152	-25.0	5350 \pm 40	6260-6019	6272-6000	
501					6652-6114	7320-6023	

^a Calibration using the IntCal09 curve (REIMER *et al.*, 2009) and the program OxCal 4.1 (Bronk Ramsey, 2008, 2009a,b). ^b Outliers

4.4. The historical information

The available archaeological data suggest that humans, 5000 years ago, were more dependent on agriculture and pastoralism rather than on marine resources. The majority of settlements were located inland (Arruda, 1999/2000; Arruda and Vilaça, 2006) before the Roman period. There are exceptions, such as the Castro of Zambujal, a fortified Copper Age settlement, situated ca 10 km SE of Alcabrichel (Dambeck *et al.*, 2010; Kunst, 2010), which is related to a permanent establishment.

In the Roman period the coastal territory in Estremadura was strategically occupied. The territorial organization in Roman Civitas was often conditioned by natural boundaries. This was the case in the studied area, where the Alcabrichel River functioned as the division between two Roman Civitas (Fontes, 2002).

The medieval network in the Atlantic area was imprinted from the Romans. The Muslim territorial organization after the Islamic invasion of 711 AD continued the occupational patterns substantially identical to the Roman-Visigoth.

The first existing reference for attempts of settlement in the study area date back to the 9th Century – the Penafirme Monastery (now in ruins and partly covered by climbing dunes). In the 13th Century this site was windy, but of difficult assault by Muslims, with nearby fertile lands of the Alcabrichel river valley and fish fauna and other sea food of a coastal lagoon at the mouth of the same river (in Silva, 1999, p.83), in addition to fresh water springs in the limestone massif (*arrebentão*- sudden spring outflow). This lagoon was probably situated at the mouth of the Alcabrichel River (Girão, 1949-51), however, slightly south of the present day mouth near the rocky small islet of Porto Novo (Figures 2 and 9).

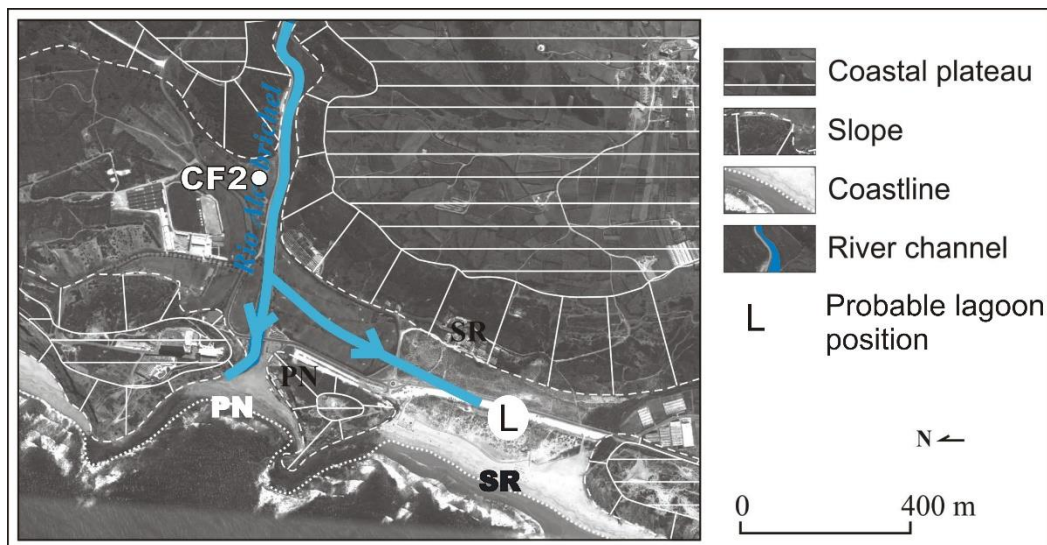


Figure 9. Hypothetical two mouths of the Alcabrichel River and the lagoon that remained in the 18th century. L: lagoon; CF2: core position; PN: Porto Novo beach; SR: Santa Rita beach.

In this sense, the stretch of coast currently encompassed by the beach of S^{ta} Rita and Porto Novo would be characterized, around the 9th Century, by a barrier lagoon system, in which depositional dynamics of materials allowed the existence of a faunal diversity incompatible with advanced stages of silting. However, during the 13th Century the lagoon almost disappeared, filled by aeolian sand (Silva, 1999) and probably by overwashes as mentioned by the monks in the 17th Century (“because the bravery of that sea, with its mighty waves that easily moves the sands, over the years came to clog, and close all entry of the sea”).

Girão (1949-51) suggests that the mouth of the Alcabrichel River was characterized by two channels surrounding the islet of Porto Novo (Figure 9).

This whole sequence of episodes can be viewed in the context of a regional trend towards estuarine siltation recognized in the generality of the Portuguese rivers.

Other relevant historical information concerns the impact of the Lisbon tsunami in the year 1755. The priest of a local church describes the tsunami as “an extraordinary run-in and run-out occurred three times, drying all the area with an extremely violent run-out followed by extensive flooding” (Duarte, 1756). The three highest waves were interpreted by local people as having reached between 16 and 20 m.

5. Discussion

The detailed analysis of the proxies shows major and minor changes in the embayment environment.

The open estuary

From the base of the core (501 cm) to 440 cm, dated 6272-6000 cal BP (2σ) at 475 cm, the pollen and NPP content together with the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios point to a marine influenced wetland with sand and silt always > 25%. Pollen and microfossils confirm a weak marine signal and a eutrophic alder (*Alnus*) fringed wetland in the nearby estuary. The find of a cluster of *Vicia faba* pollen at the base of the sediment column, indicates local cultivation of this legume at this early stage. Pollen of cf. cerealia at this level may equally have originated from such early cultivation. Neolithisation started in the Iberian Peninsula around 7500 cal BP (Zilhão, 2011) and early Neolithic sites were mainly located along the coast and near waterways and estuaries, similar to the CF2 location, in this part of Portugal (Zilhão, 2003). *Vicia faba* was one of the first introduced cultivated plants and despite the void of pollen of this legume in Portuguese Neolithic sites until this study, charred grains are reported from various Iberian early Neolithic archaeological sites (Antolín and Buxó, 2011; Sampaio and Carvalho, 2002; Zapata *et al.*, 2004). Pinto da Silva (1988) refers to *Vicia faba* seeds as among the most common legumes encountered in Portuguese archaeobotanical assemblages with a large geographical and chronological distribution. Hopf (1981) encountered carbonized seeds of *Vicia faba* var. *minor* from early Bronze Age layers in the nearby Castro of Zambujal. The encountered pollen cluster confirms human occupation adjacent to the open estuary.

The deposition rate for this phase ranges between 0.05 and 0.09 cm yr^{-1} (Table 2).

The adjustment of the estuary to the sea level

After the previous phase and until ca modelled ages 4000-4500 cal BP (440 cm- 358 cm) the local environment changed from an open estuary to a mainly fresh water influenced wetland. This observation is based on the fact that sediments are mainly composed of fine material, essentially clays, revealing a low energetic palustrine environment (Figure 10). The deposition rate for this phase ranges between 0.03 and 0.04 cm yr^{-1} .

The pollen signal seems to indicate a seasonally inundated wetland. The dominant species are semi-aquatic quillworts (*Isoetes*) and species of the Ericaceae family (possibly the wetland species *Erica erigena*).

Shrubs of Ericaceae and Cistaceae characterized the regional landscape. This is typical vegetation in a semi-natural heathland dependent on pastures and/or burning for its existence. High percentages of charcoal particles seem to confirm the anthropogenic influence on this environment.

The sediments show several episodes of floods (E1 to E4 in Figure 4) marked by packages of gravel, sand and silt inside U1, corresponding to fluvial energetic episodes. E1 has the largest magnitude, represented by 12 cm of coarser sediments, poorly sorted, with angular and sub-angular grains and with high content of calcium carbonate. The $\delta^{13}C$ of E1 has the lowest value of all the analysed samples. These results point towards a terrestrial origin. E1 has a modelled date of 6067-4770 cal BP (2 σ).

Other energetic episodes with identical sediment signature, although with smaller magnitude, were recognized in U1. The time span between the first and the last of these energetic episodes is less than ca 2000 years and the analysed proxies suggest a plausible climatic fluctuation, with episodes of more intense precipitation (Figure 10). The position of Iberia in the European climatic context is quite complex, between Atlantic and Mediterranean influences. Magny and Haas (2004) point out to the different climatic signal in several places and accentuate the possible intensification of wet conditions in the western facade when drier conditions prevailed in south-eastern Iberia (Mayewski *et al.*, 2004). The E1 can correspond to the 5550-5300 cal BP episode, mentioned by Magny and Haas (2004) as a cold period, which could have been a wet episode in the western Iberia. This signal is marked in our study at a lower latitude (39° 10' N) than recognized before. At the moment, the hypothesis of the E2, E3 and E4 being the result of climatic fluctuations is not to set aside, despite the important anthropogenic influence in the drainage basin shown by the high content of charcoal particles and a reduced arboreal cover, during this period of adjustment spanning from the Neolithic to Early Bronze Age. Present day sea level (at 358 cm below ground in CF2) was reached during this period, ca 4000-4500 cal BP.

The recorded fluvial response seems to be the result of a combination of slow sea level rise and stabilization with climatic fluctuation and anthropogenic influence as forcing factors.

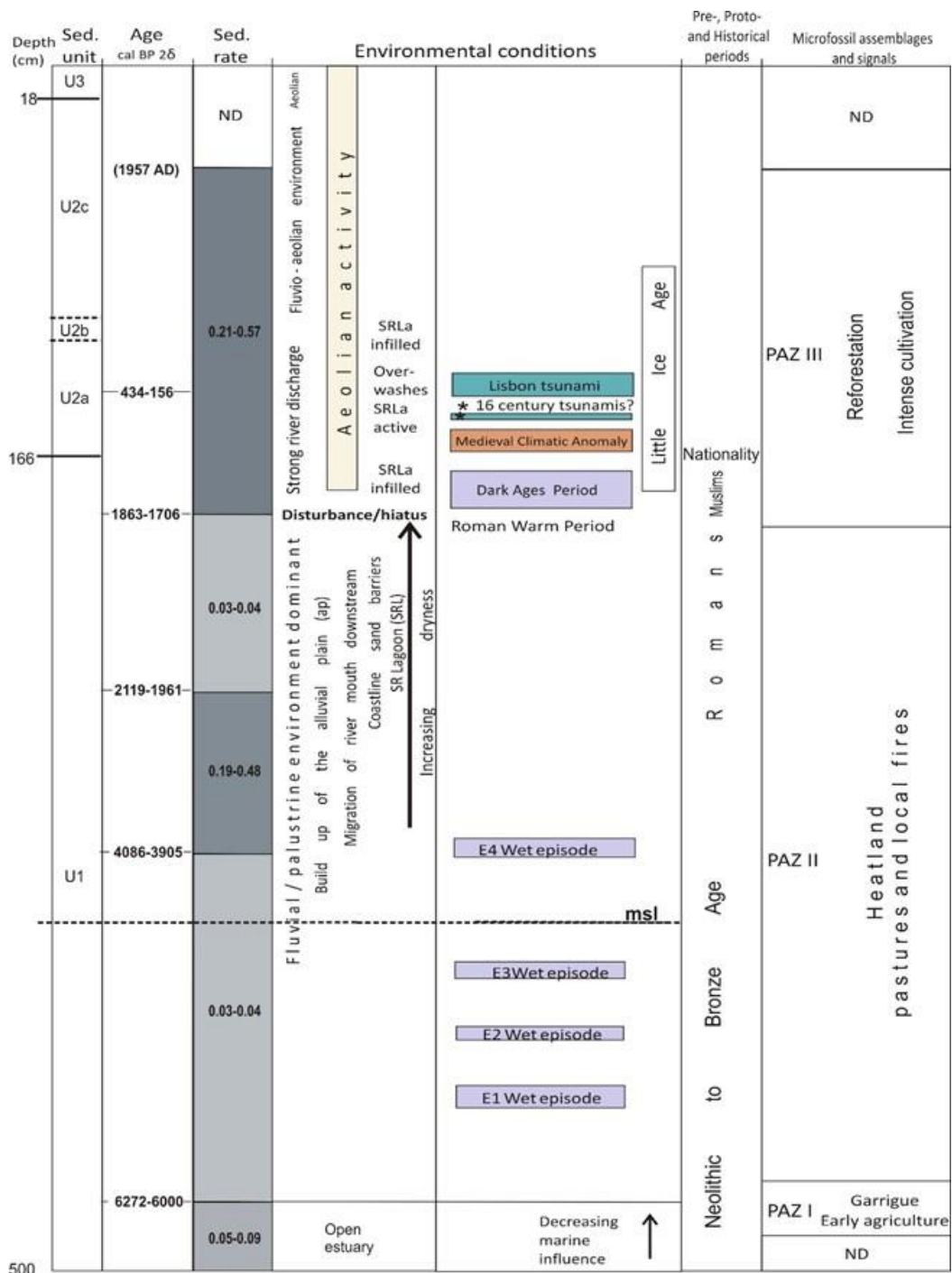


Figure 10. Synoptic chart of the palaeoenvironmental evolution since circa 6000 years cal BP. SRL/SRLa: Santa Rita lagoon; ND: no data.

The alluvial plain infilling

The alluvial plain infilling continued after the sea level reached its maximum, mainly by the accumulation of fine fluvial sediments. From around 4000 cal BP, two phases are distinguishable in the sediment sequence indicating a gradually dryer environment. The first phase (4000-2100 cal BP) is wetter than the second one (ca 2100-1700 cal BP), as indicated by the decreasing sand content in the latter. This trend corresponds to a large increase in the sedimentation rate from the first (0.03-0.04 cmyr⁻¹) to the second phase (0.19-0.48 cmyr⁻¹).

This trend towards a drier wetland is also recognized by pollen between PAZ II and III (1863-1706 cal BP) showing a strong reduction of hygrophilous plants in agreement with the sedimentological data. The shrub-cover was largely reduced, and ruderal and cultivated plants became frequent demonstrating human influence on the environment during Roman times.

The disturbed alluvial plain

There is a time lag between the rapid change identified in the pollen content (195-184 cm), and a very prominent change in grain size distribution at the limit between U1 and U2 (170 cm). This could have been caused by a natural delay in the response of slope erosion after disturbance by anthropogenic action influencing the vegetation cover. The abrupt change recorded in the core seems to be the result of several forcing factors in the transition between the Roman Warm Period and the Dark Ages Cold Period (1350-1000 cal BP). In the core, this transition is recorded by an influx of coarser sediments with aeolian contamination and with an increase in the sedimentation rate (from 0.03-0.04 cmyr⁻¹ to 0.21-0.57 cmyr⁻¹). The possibility of a hiatus being the cause of the abrupt change in the sediment column and the origin of the low calculated sedimentation rate (0.03-0.04 cmyr⁻¹) cannot be excluded.

The U2a marks the transition between a dry period and a wetter one. This conclusion is based on the large amount of fluvial coarse sediments (sand and gravel) showing the importance of river discharges. In addition to angular and sub-angular sand grains, this subunit contains rounded and sub-rounded grains, some with pierced surfaces. This fact implies two distinct sediment transport environments: fluvial and aeolian, as marine signals are detected neither in the sediment content nor in palynology. The $\delta^{13}\text{C}$ is inconclusive in this subunit. The climate implications are i) a windier regime and ii) rainy periods with larger flood frequency, between xeric episodes. Subunit U2a includes the initial part of the Little Ice Age (LIA) climatic fluctuation. Monks reported these windy conditions, which generated the climbing dunes over the palaeo-cliffs, contributed to the ruin of the monastery and to the infilling of the lagoon.

High aeolian activity was also detected in other coastal areas of Portugal during LIA (Almeida, 1995; André *et al.*, 2009; Costas *et al.*, 2012; Danielsen *et al.*, 2012; Noivo, 1996).

The pollen sample at the top of U2a shows the large scale reforestation (pine) of Portugal's littoral to counteract the sand dune progradation over agricultural land (Figure 10). A comparable development is encountered in other investigations (Danielsen, 2008; Danielsen *et al.*, 2012; Granja, 1990; Mateus, 1992; Mateus and Queiroz, 1993; Queiroz, 1999).

There is a thin layer of coarser sediments near the top of U2a similar to (but smaller than) the episode that happens in U2b. The U2b corresponds to a strong energetic hydrodynamic episode with fine sands, very poorly sorted, with high percentage of rounded and sub-rounded grains, and a low content of inorganic carbon. Considering the radiocarbon date (after 434-156 cal BP) it is possible that this was the result of the tsunami that followed the Lisbon earthquake (1755). The values of $\delta^{13}\text{C}$ at this subunit fluctuate to a high point, suggesting marine influence as expected in the case of a tsunami.

Comparison of the sedimentological characteristics of the two major episodes inside U2 (in U2a – thin sand layer, and U2b), show an identical signature, although of different magnitude. Two earthquakes with tsunamis were reported in 1504/5 and in 1531 AD (Baptista and Miranda, 2009), with great flooding in the Lisbon region. The identified thin layer may hence be the result of these forcing factors. Tsunamis turbidites have also been recorded and studied in the SW continental margin (Abrantes *et al.*, 2008; Gràcia *et al.*, 2010).⁶

The U2c is the subunit with the coarsest sediment in all U2, containing gravel and a large percentage of sand and silt, where the grains are mainly angular. The dominance of angular grains indicates a mainly fluvial source, despite the similarity in grain size distribution between U2a and U2c. This last subunit recorded several floods represented by sand and gravel. The end of LIA in the region has no sedimentological signature.

The upper pollen sample contains pollen of *Triticum* (wheat), a cleistogamous cereal, showing cultivation of this cereal at the locality itself. Pollen of exotic trees and herbs are found and the introduced plant *Carpobrotus* was identified in this sample. This species was referenced for the first time in Portugal in 1910 (Almeida and Freitas, 2006).

The last documented environmental change corresponds to a dune field, represented by the top 20 cm sediment, which shows conditions similar to the current ones since the last Century.

⁶ In order to highlight the origin of this two sandy layers, a research were developed during 2016 and 2017, based on morphoscopic, chemical and microtextural features in the quartz grains. The results confirm the tsunamic origin of SubUnit 2b, but suggest a storm episode to the sandy thin layer of SubUnit 2a (Tudor, 2017).

6. Conclusions

The multidisciplinary research carried out in the embayed coast spanning over the last 6000 years, allowed us to draw several conclusions about the coastal zone evolution, and reveals new data about climatic interactions with fluvio-marine evolution, as well as different kinds of extreme episodes.

The early environmental conditions recorded inside the inner part of the embayed coast (CF2 position), before 6000 cal BP suggest the presence of an open estuary with marine influence. The find of a cluster of *Vicia faba* pollen at the base of the sediment column shows Neolithic cultivation in the vicinity of the open estuary at the time.

Between this time and ca 4500 cal BP, when the present sea level was reached, three wet episodes were recorded: (i) E1 at 6067-4770 years cal BP (2σ), (ii) E2 at 5806-4408 years cal BP (2σ), (iii) E3 at 5383-4088 years cal BP (2σ). These episodes happened in less than 1000 years interval showing a shorter rhythm than the Bond events.

Another wet episode was recorded, E4, at 4086-3905 years cal BP (2σ), after the sea reached the present level. All the E episodes contributed to the build-up of the alluvial plain inside the estuary.

No other clear wet pulses were recorded in the CF2 core besides those possibly hidden inside the package of high sedimentation rate, which may just as well have been the result of Roman interventions in the drainage basin. Human influence is shown by the abundance of charcoal particles.

The sediments filled up the alluvial plain and the influx of sediments probably caused the migration of the river mouth to a distal position and the formation of a sand barrier on the coastline, closing off and forming the Santa Rita lagoon.

During the Roman Warm Period, culminating in a period with increased dryness, the alluvial plain suffered a disturbance at 1863-1706 years cal BP.

During the Dark Ages there are signals of strong river discharge at the same time as aeolian activity is found. This may be explained by the increased anthropogenic activity recorded in the microfossil content during this phase. The Dark Ages were a cold period in higher latitudes but the possibility of this period being a wet one in western Iberia, cannot be excluded. In that case, the great amount of sand in U2a could be the result of climatic and anthropogenic forcing factors. This hypothesis is not in contradiction to the aeolian activity recorded in the core sands, because this activity could have been seasonal.

The Santa Rita lagoon was partly infilled in the 12th Century during the xeric episode of the Medieval Climatic Anomaly.

The sequence of tsunamis, during the 16th and 18th Centuries, may have overwashed the sand barriers and invaded the old embayed bay. The Santa Rita lagoon was re-activated according to the historical documents. It is possible that the mouth of the river migrated

to its present position. In the 19th Century the lagoon disappeared and the fluvio-aeolian environment prevailed in the old embayed coast, with increasing anthropogenic pressure.

Acknowledgements

J. Martins acknowledge the PhD grant SFRH/BD/45528/2008, André Torres and P. Portela acknowledges the FCT fellowships of FMI 5000 Project.

Funding

This research was funded by FEDER funds through the Programa Operacional Fatores de Competitividade-COMPETE and by national funds by the Portuguese national funding agency for science, research and technology (FCT) through the Research Project FMI 5000 – Fluvio-marine interactions over the last 5000 years (PTDC/CTE-GIX/104035/2008).

References

Abrantes F, Alt-Epping U, Lebreiro S, Voelker A and Schneider R (2008) Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology* 249 (3-4): 283–293.

Alday M, Cearreta A, Cachão M, Freitas MC, Andrade C and Gama C (2006) Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 66 (3-4): 532–543.

Almeida AC (1995) *Dunas de Quiaios, Gândara e Serra da Boa Viagem. Uma abordagem ecológica da paisagem*. PhD Thesis, University of Coimbra, Portugal.

Almeida JD and Freitas H (2006) Exotic naturalized flora of continental Portugal – A reassessment. *Botanica Complutensis* 30: 117-130.

Alves TM, Manuppella G, Gawthorpea RL, Hunta DW and Monteiro JH (2003) The depositional evolution of diapir - and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology* 162 (3-4): 273-303.

André JN, Cunha PP, Dinis J, Dinis P and Cordeiro F (2009) Características geomorfológicas e interpretação da evolução do campo dunar eólico na zona costeira entre a Figueira da Foz e a Nazaré. In: APGeom (eds) *Geomorfologia 2008, Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos VI*, Braga: APGeom, pp.39-44.

Angulo RJ, Giannini PCF, Suguio K and Pessenda LCR (1999) The relative sea-level changes in the last 5,500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology* 159 (1-4): 323-339.

Antolín F and Buxó R (2011) L'explotació de les plantes al jaciment de la Draga: contribució a la història de l'agricultura i de l'alimentació vegetal del neolític a Catalunya. In: Bosch A, Chinchilla J

and Tarrús J (eds), *El poblado lacustre del neolítico antic de La Draga: Excavacions de 2000-2005. Monografies del CASC*, 9. Girona: CASC, pp.147-174.

Antunes C and Taborda R (2009) Sea level at Cascais Tide Gauge: Data, Analysis and Results. *Journal of Coastal Research* SI 56: 218-222.

Arnaut-Fassetta G, Bertrand F, Costa S and Davidson R (2006) The western lagoon marshes of the Ria Formosa (Southern Portugal): Sediment-vegetation dynamics, long-term to short-term changes and perspective. *Continental Shelf Research* 26 (3): 363-384.

Arruda AM (1999-2000) *Los Fenícios en Portugal. Fenícios y mundo indígena en el centro y sur de Portugal (siglos VIII-VI a.C.)*. Barcelona: Cuadernos de Arqueología Mediterránea 5-6, University of Pompeu Fabra de Barcelona.

Arruda AM and Vilaça R (2006) O mar greco-romano antes de Gregos e Romanos: perspectivas a partir do Ocidente peninsular. In: *Mar Greco-latino, Actas from the International Congress of O Mar Greco-Romano* (ed Oliveira F, Thierry P and Vilaça R), Coimbra, Portugal, 9-10 March, 2006, pp. 31-58, Coimbra: University of Coimbra.

Baptista MA and Miranda JM (2009) Revision of the Portuguese catalogue of tsunamis. *Natural Hazards Earth System Sciences* 9 (1): 25-42.

Barnes RSK (2001) Lagoons. In: Steele JH, Thorpe SA and Turekian KK (eds), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. San Diego: Academic Press, pp.1427-1438.

Bird ECF (1994) Physical Setting and Geomorphology of Coastal Lagoons. In: Kjerfve B (eds), *Coastal Lagoon Processes*. Columbia: Elsevier Oceanography Series, pp.9-39.

Bond G, Kromer B, Juerg B and Muscheler R (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294: 2130-2135.

Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, De Menocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonami G (1997) A persuasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278: 1257-1266.

Boski T, Camacho S, Moura D, Fletcher W, Wilamowski A, Veiga-Pires C, Correia V, Loureiro C and Santana P (2008) Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77 (2): 230-244.

Bronk-Ramsey C (2008) Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews* 27 (1-2): 42-60.

Bronk-Ramsey C (2009a) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51 (1): 337-360.

Bronk-Ramsey C (2009b) Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon* 51 (3): 1023-1045.

Cabral MC, Freitas MC, Andrade C and Cruces A (2006) Coastal evolution and Holocene ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology* 60 (3): 181-204.

Carvalho M (1992) - *Valores extremos de agitação marítima (Figueira da Foz)*. *Tratamento local dos dados existentes*. Report 13/92-A, PO-WAVES. Lisboa: IH-LNEC.

- Chaminé HI, Fonseca PE, Carvalho JM, Azevedo M, Gomes A and Teixeira J (2004) Diapiric geometry, kinematics and dynamics of Vimeiro morphostructure (Torres Vedras, central Portugal): implications for a hydrogeological Model. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 29: 9-30.
- Chester D (2012) Pleistocene and Holocene geomorphological development in the Algarve, southern Portugal. *Geomorphology* 153-154: 17-28.
- Costas S, Jerez S, Trigo R, Goble R and Rebêlo L (2012) Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Science Reviews* 42: 15-28.
- Dambeck R, Thiemeyer H, Herrman N, Kalis AJ, Kunst M, Lord A, Rittweger H, Stika HP and Stobbe A (2010) Holozäne talentwicklung und landschaftswandel am Rio Sizandro. Geoarchäologische beiträge zum projekt Sizandro – Alcabrichel (Torres Vedras, Portugal), *Madrider Mitteilungen* 51: 4-41.
- Danielsen R (2008) Palaeoecological development of the Quiaios–Mira dunes, northern-central littoral Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 152 (1-2): 74-99.
- Danielsen R, Castilho AM, Dinis PA, Almeida AC, Callapez PM (2012) Holocene interplay between a dune field and coastal lakes in the Quiaios–Tocha region, central littoral Portugal. *The Holocene* 22 (4): 383-395.
- Dias JMA, Boski T, Rodrigues A and Magalhães F (2000) Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology* 170 (1-2): 177-186.
- Dias JMA and Taborda R (1992) Tide-Gauge Data in Deducing Sea Level Rise and Crustal Movements Rates: The Portuguese Case. *Journal of Coastal Research* 8: 655-659.
- Dinis JL, Henriques V, Freitas MC, Andrade C and Costa P (2006) Natural to anthropogenic forcing in the Holocene evolution of three coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International* 150 (1): 41-51.
- Donato SV, Reinhardt EG, Boyce JI, Pilarczyk JE and Jupp BP (2009) Particle-size distribution of inferred tsunami deposits in Sur lagoon, Sultanate of Oman, *Marine Geology* 257 (1): 54-64.
- Duarte A (1756) Registos paroquiais de A-dos Cunhados. In: Dicionário Geográfico, Memórias Paroquiais de 1758. Lisboa: Torre do Tombo Archive.
- Duck RW and Silva JF (2012) Coastal lagoons and their evolution: A hydromorphological perspective. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 110: 2-14.
- El Banna MM and Frihy OE (2009) Human-induced changes in the geomorphology of the northeastern coast of the Nile delta, Egypt. *Geomorphology* 107 (1-2): 72-78.
- Fægri K and Iversen J (1975) *Textbook of Pollen Analysis*. Copenhagen: Scandinavian University Books.
- Ferreira Ó (1993) *Caracterização dos principais fatores condicionantes do balanço sedimentar e da evolução da linha de costa entre Aveiro e o Cabo Mondego*. MSc Thesis, Universidade de Lisboa, Portugal.
- Folk RL and Ward WC (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27 (1): 3-26.

Fontes JLI (2002) *A dos Cunhados - Itinerários da Memória. Pró-Memória*. Lourinhã: Associação Cultural e Etnológica de A dos Cunhados publishers.

Freitas MC, Andrade C and Cruces A (2002) The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International* 93–94: 161–170.

Girão A (1949-51) *Geografia de Portugal*, 2nd edition. Porto: Portucalence Editora.

Goff JR, Rouse HL, Jones SL, Hayward BW, Cochran U, McLea W, Dickinson WW and Morley MS (2000) Evidence for an earthquake and tsunami about 3100–3400 yr ago, and other catastrophic saltwater inundations recorded in a coastal lagoon, New Zealand. *Marine Geology* 170 (1-2): 231-249.

Gràcia E, Vizcaino A, Escutia C, Asioli A, Rodés Á, Pallàs R, Garcia-Orellana J, Lebreiro S and Goldfinger C (2010) Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews* 29 (9-10): 1156-1172.

Granja HM (1990) *Representar a geodinâmica da zona costeira: o passado e o presente; que futuro?*. PhD Thesis, University of Minho, Portugal.

Granja HM (1999) Evidence for Late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climatic indicators in the northwest coastal zone of Portugal. *Geologie en Mijnbouw* 77 (3-4): 233-245.

Granja HM, Rocha F, Matias M, Moura R, Caldas F, Marques J and Tareco H (2010) Lagoa da Apúlia: a residual lagoon from Late Holocene (NW coastal zone of Portugal). *Quaternary International* 221 (1-2): 46-57.

Grimm EC (1991) *Tilia-Graph Program*. Springfield, IL: Illinios Museum.

Haenssler E, Nadeau MJ, Vött A and Unkel I (2013) Natural and human induced environmental changes preserved in a Holocene sediment sequence from the Etoliko Lagoon, Greece: new evidence from geochemical proxies. *Quaternary International* 308-309: 89-104.

Henriques R (1998) *Propostas Metodológicas para a Monitorização das Zonas Costeiras — Aspectos Sedimentológicos*. MSc Thesis, Universidade do Porto, Portugal.

Henriques R (2003) SEDMAC/SEDPC: programa informático de apoio à análise dimensional de populações detríticas. *Ciências da Terra* SI 5: 40.

Henriques R (2004) SEDMAC/SEDPC: An application to support particle size analysis of unconsolidated sediments. In: *Abstracts Volume of the 32nd International Geological Congress*, (eds IGC), Florence, Italy, 20-28 August 2004, pp. 726. Florence: International Union of Geological Sciences.

Hopf M (1981) Planzliche Reste aus Zambujal. In: Sangmeister E and Schubart H (eds), *Zambujal, Die Grabungen 1964 bis 1973. Madrider Beiträge, Band 5*. Madrid: Deutsches Archäologisches Institut, pp.315-340.

Isla FI (1995) Coastal Lagoons. *Developments in Sedimentology*, 53: 241-272.

Janssen CR (1973) Local and regional pollen deposition. In: *Quaternary Plant Ecology. Proceedings of the Fourteenth Symposium of the British Ecological Society* (ed Birks HJB and West RG), Cambridge, UK, 28-30 March 1972, pp.31-42. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

Jia J, Gao JH, Liu YF, Gao S, Yang Y (2012) Environmental changes in Shamei Lagoon, Hainan Island, China: Interactions between natural processes and human activities. *Journal of Asian Earth Sciences* 52: 158-168.

Kennedy P, Kennedy H, Papadimitriou S (2005) The effect of acidification on the determination of organic carbon, total nitrogen and their stable isotopic composition in algae and marine sediment. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 19 (8): 1063-1068.

Kjerfve B and Magill KE (1989) Geographic and hydrographic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology* 88 (3-4): 187-199.

Kunst M (2010) Zambujal. A dinâmica da sequência construtiva. In: Gonçalves V and Sousa AC (eds), *Transformação e Mudança no Centro e Sul de Portugal: o 4.º e o 3.º milénios a.n.e..* Cascais: Câmara Municipal de Cascais Publishers, pp.131-163.

Lamb AL, Wilson GP, Leng MJ (2006) A review of coastal paleoclimatic and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Review* 75 (1-4): 29-57.

Ljung K, Björck S, Hammarlund D and Barnekow L (2006) Late Holocene multi-proxy records of environmental change on the South Atlantic island Tristan da Cunha. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241 (3-4): 539-560.

Magny M and Haas JN (2004) A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science* **19 (5)**: 423-430.

Mahiques MM, Fukumoto MM, Silveira ICA, Figueira RLC, Bícigo MC, Lourenço RA and Mello-e-Sousa SH (2007) Sedimentary changes of the Southeastern Brazilian upper slope during the last 35,000 years. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (1): 171-181.

Manuppella G, Antunes MT, Pais J, Ramalho MM and Rey J (1999) *Notícia Explicativa da folha 30 A Lourinhã*. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro.

Martín-Puertas C, Valero-Garcés BL, Mata MP, Moreno A, Giralt S, Martínez-Ruiz F and Jimenez-Espejo F (2009) Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high resolution study of the last 4000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology* 46 (3): 405-421.

Mateus JE (1989) Pollen morphology of Portuguese Ericales. *Revista de Biologia* 14: 135-208.

Mateus JE (1992) *Holocene and present-day ecosystems of the Carvalhal region, Southwest Portugal*. PhD Thesis, Utrecht University, Holland.

Mateus JE and Queiroz PF (1993) *Os estudos da vegetação Quaternária em Portugal: contextos, balanços e perspectivas*. Lisboa: Edições Colibri.

Mayewski PA, Rohling J, Stager JC, Karlen W, Maasch KA, Meeker LD, Meyerson EA, Gasse F, Van Kreveld S and Holmgren K (2004) Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62 (3): 243-255.

Moore PD, Webb JA and Collinson ME (1991) *Pollen analysis*. Second edition. Oxford: Blackwell.

- Moreno A, Pérez A, Frigola J, Nieto-Moreno V, Rodrigo-Gámiz M, Martrat B, González-Sampériz P, Morellón M, Marín-Puertas C, Corella JP, Belmonte A, Sancho C, Cacho I, Herrera G, Canals M, Grimalt JO, Jiménez-Espejo F, Martínez-Ruiz F, Vegas-Vilarrúbia T and Valero-Garcés BL (2012) The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews* 43: 16-32.
- Morris BD and Turner IL (2010) Morphodynamics of intermittently open–closed coastal lagoon entrances: New insights and a conceptual model. *Marine Geology* 271 (1-2): 55–66.
- Morton RA, Ward GH and White WA (2000) Rates of sediment supply and sea-level rise in a large coastal lagoon. *Marine Geology* 167 (3-4): 261-284.
- Moura D, Veiga-Pires C, Albardeiro L, Boski T, Rodrigues AL and Tareco H (2007) Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology* 237 (3-4): 127-142.
- Müller A and Mathesius U (1999) The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea I: The application of sedimentary Corg/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145 (1-3): 1–16.
- Müller A and Voss M (1999) The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea II: $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ ratios of organic matter – sources and sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 145 (1-3): 17–32.
- Nichols MM (1989) Sediment accumulation rates and relative sea-level rise in lagoons. *Marine Geology* 88 (3-4): 201-219.
- Noivo LM (1996) *Morfologia e dinâmica sedimentar das dunas de Quiaios, Portugal*. MSc Thesis, University of Aveiro, Portugal.
- Pérez-Ruzafa A, Marcos C, Pérez-Ruzafa IM, Barcala E, Hegazi MI and Quispe J (2007) Detecting changes resulting from human pressure in a naturally quick-changing and heterogeneous environment: Spatial and temporal scales of variability in coastal lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 75 (1-2): 175-188.
- Pinto-Da-Silva AR (1988) A paleoetnobotânica na arqueologia portuguesa. Resultados desde 1931 a 1987. In: *Actas do encontro: Paleoecologia e Arqueologia* (ed Queiroga FMVR, Sousa IMAR and Oliveira CM), Famalicão, Portugal, pp.5-36. Famalicão: Câmara Municipal de Vila Nova de Famalicão Publishers.
- Pires HO and Pessanha VE (1986) Wave power climate of Portugal. In: *Proceedings IUTAM, Symposium, Hydrodynamics of ocean wave-energy utilization*, (ed Evans DV and Falcão AFO), Lisboa, Portugal, pp.157 – 167. Berlin: Springer, Verlag.
- Plater AJ and Kirby JR (2011) Sea-Level Change and Coastal Geomorphic Response. In: Wolanski E and McLusky DS (eds) (2012) *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Oxford: Elsevier (Academic Press), pp.39-72.
- Powers MC (1953) A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 23: 117-119.

Pritchard DW (1952) Estuarine hydrography. In: Landsberg HE (eds), *Advances in Geophysics 1*. New York: Academic Press, pp.243-280.

Queiroz PF (1999) *Ecologia Histórica da Paisagem do Noroeste Alentejano*. PhD Thesis, Universidade de Lisboa, Portugal.

Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E, Bayliss A, Beck JW, Blackwell PG, Bronk-Ramsey C, Buck CE, Burr GS, Edwards RL, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Hajdas I, Heaton TJ, Hogg AG, Hughen KA, Kaiser KF, Kromer B, McCormac G, Manning S, Reimer RW, Richards DA, Southon JR, Talamo S, Turney CSM, Van der Plicht J and Wehenmeyer CE (2009) IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4): 1111–1150.

Ryba S and Burgess RM (2002) Effects of sample preparation on the measurement of organic carbon, hydrogen, nitrogen, sulphur, and oxygen concentrations in marine sediments. *Chemosphere* 48 (1): 139-147.

Sampaio JD and Carvalho AF (2002) Intervenção de salvamento no sítio de Bolada (S. Bartolomeu do Rêgo, Celorico de Basto). *Revista de Arqueologia* 51: 29-38.

Schneider H, Höfer D, Trog C, Busch S, Schneider M, Baade J, Daut G, Mäusbacher R (2010) Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal)-A reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International* 221 (1-2): 141-158.

Schubert CJ and Nielsen B (2000) Effects of decarbonation treatments on $\delta^{13}\text{C}$ values in marine sediments. *Marine Chemistry* 72 (1): 55-59.

Silva CG (1999) O Mosteiro de Penafirme. In: Câmara Municipal de Torres Vedras, Instituto de Estudos Regionais e Municipalismo Alexandre Herculano (eds), *Atas de História Moderna*, Torres Vedras, Câmara Municipal de Torres Vedras, pp.82-95.

Soares-De-Carvalho G, Granja HM, Loureiro E, Henriques R (2006) Late Pleistocene and Holocene environmental changes in the coastal zone of Northwestern Portugal. *Journal of Quaternary Science* 21 (8): 859-877.

Thorndycraft VR and Benito G (2006) The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Review* 25 (3-4): 223-234.

Trindade J (2010) *Dinâmica morfossedimentar de praias dominadas por sistemas de arriba (Peniche-Cascais)*. PhD Thesis, Universidade Aberta, Portugal.

Tudor M (2017) *Critérios de Reconhecimento dos Depósitos de Inundação Tsunamigénica no Contexto do Ordenamento do Território*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território, IGOT/Ulisboa.

Troussellier M (2007) Coastal lagoon. In: Gattuso JP (topic ed.), *Encyclopedia of Earth*. Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment, Washington, D.C. Available at: <http://www.eoearth.org/view/article/151296> (accessed 21 January 2015).

Vanney J and Mougenot D (1981) *La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes. Analyse géomorphologique*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.

- Vilanova I, Prieto AR, Stutz S and Bettis EA (2010) Holocene vegetation changes along the southeastern coast of the Argentinean Pampa grasslands in relation to sea-level fluctuations and climatic variability: Palynological analysis of alluvial sequences from Arroyo Claromecó. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298 (3-4): 210– 223.
- Vilas F, Sopeña A, Rey L, Ramos A, Nombela MA, Arche A (1991) Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: Dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology* 97 (3-4): 391-404.
- Wanner H, Beer J, Bütikofer J, Crowley T, Cubasch U, Flückiger J, Goosse H, Grosjean M, Joos F, Kaplan JO, Küttel M, Müller SA, Colin-Prentice I, Solomina O, Stocker TF, Tarasov P, Wagner M and Widmann M (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27 (19-20): 1791-1828.
- Wanner H, Solomina O, Grosjean M, Ritz S and Jetel M (2011) Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30 (21-22): 3109-3123.
- Zapata L, Peña-Chocarro L, Pérez-Jordá G, Stika HP (2004) Early Neolithic Agriculture in the Iberian Peninsula. *Journal of World Prehistory* 18 (4): 283-325.
- Zilhão J (2003) The Neolithic transition in Portugal and the role of demic diffusion in the spread of agriculture across West Mediterranean Europe. In: Ammerman AJ and Biagi IP (eds), *The Widening Harvest. The Neolithic Transition in Europe: Looking Back, Looking Forward*. Boston: Archaeological Institute of America, pp.207–223.
- Zilhão J (2011) Time is on my side. In: Hadjikoimis A, Robinson E and Viner S (eds), *The dynamics of neolithisation in Europe*. Oxford: Oxford books, pp.46-65.

A GEODIVERSIDADE NO CONTEXTO DOS SERVIÇOS DOS ECOSISTEMAS

Diamantino Insua Pereira¹

Paulo Pereira¹

José Brilha¹

Resumo

A natureza fornece todos os bens, condições e serviços para a manutenção da vida, das sociedades e do bem-estar humano. Muitas das abordagens públicas anunciam esses benefícios como serviços dos ecossistemas, embora maioritariamente ou exclusivamente prestados pela biodiversidade. Nesse contexto, os elementos da geodiversidade, não renováveis e renováveis, devem igualmente ser enquadrados na avaliação das diversas categorias de serviços dos ecossistemas: serviços de regulação, de suporte, de aprovisionamento e culturais. Para além do património geológico que reúne os casos notáveis da geodiversidade com elevado valor científico e que assim presta um serviço cultural, existem numerosos exemplos dos restantes benefícios fornecidos pela geodiversidade em todo o globo. Apresentam-se alguns desses exemplos, que poderão inspirar e justificar a introdução da geodiversidade em novos programas e ações de ensino e promoção das ciências naturais e ambientais, bem como em ações de sensibilização acerca do papel decisivo da geodiversidade no bem-estar humano e no desenvolvimento sustentável.

Palavras-chave: geodiversidade; serviços dos ecossistemas; património geológico; recursos naturais.

Abstract

Nature provides all goods, conditions and services for the maintenance of life, societies and human well-being. Many public approaches advertise these benefits as ecosystem services, though mostly or exclusively provided by biodiversity. In this context, non-renewable and renewable elements of geodiversity should also be included in the evaluation of the various categories of ecosystem services: regulation, support, provisioning and cultural services. In addition to the geological heritage that brings together notable cases of geodiversity with high scientific value and thus provides a cultural service, there are numerous examples of the remaining benefits provided by geodiversity across the globe. Some of these examples are presented, which may inspire and justify the introduction of geodiversity into new programmes and actions in teaching and promotion of the natural and environmental sciences, as well as in raising awareness about the decisive role of geodiversity in human well-being and in the sustainable development.

Keywords: geodiversity; ecosystem services; geoheritage; natural resources.

¹ Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho. insuad@dct.uminho.pt; paolo@dct.uminho.pt; jbrilha@dct.uminho.pt

1. Introdução

A promoção e o ensino dos valores intrínsecos da natureza são fundamentais para a aquisição de comportamentos adequados que permitam a sua gestão e conservação. Apesar de uma parte da população ser sensível aos valores intrínsecos da natureza, o apelo ao bem-estar humano, numa perspetiva egocêntrica, constitui uma estratégia inteligente para a promoção do desenvolvimento sustentável. Nesta perspetiva emergiu o conceito de serviços dos ecossistemas, no âmbito do processo de avaliação do valor da natureza para a sociedade, desenvolvido a partir do ano 2001 sob a égide da Organização das Nações Unidas – ONU (Millennium Ecosystem Assessment, 2005). Este procedimento classifica e avalia os valores dos ecossistemas na perspetiva do tipo e do uso dos benefícios proporcionados pela natureza a cada um de nós. Contudo, é incompreensível que este e outros documentos relativos aos serviços dos ecossistemas (Millennium Ecosystem Assessment, 2005; TEEB, 2010; Haines-Young e Potschin, 2013) considerem exclusivamente os benefícios proporcionados ou relacionados com a biodiversidade.

As referências à geodiversidade, e em particular aos materiais geológicos, acontecem frequentemente associados aos impactos ambientais que advêm da sua exploração. Contudo, os materiais, estruturas, formas de relevo e processos geológicos, foram e são ainda a base para o desenvolvimento das sociedades humanas. A geodiversidade fornece as condições de bem-estar que estão para além das condições básicas de sobrevivência oferecidas pela biodiversidade. Para além de muitos outros valores, a geodiversidade é a base funcional para a instalação de estruturas de produção de energias renováveis e a base de abastecimento dos materiais para a sua elaboração, como barragens, geradores eólicos, painéis solares ou para o seu armazenamento como as baterias. É também evidente que a biodiversidade está intimamente relacionada com a geodiversidade, pois são as múltiplas condições proporcionadas por esta, por exemplo de habitat, que permitem o desenvolvimento de diferentes seres vivos.

2. Conceito de geodiversidade

O conceito de geodiversidade é de fácil compreensão atendendo a que complementa o bem consolidado conceito de biodiversidade nas questões relacionadas com a gestão e a conservação da natureza. Gray (2004; 2013) tem sido profusamente citado, definindo a geodiversidade como “a diversidade de aspetos geológicos (rochas, minerais, fósseis), geomorfológicos (paisagem, topografia, processos físicos), pedológicos e hidrológicas, incluindo as suas associações, estruturas, sistemas e contribuições para a paisagem” (Gray 2013, p. 12). Outras propostas de definição da geodiversidade (e.g. Nieto, 2001; Hjort *et al.*, 2015; Brilha *et al.*, 2018) referem também materiais, estruturas, processos geológicos e formas de relevo. Os materiais referem-se a minerais, rochas, fósseis, solos e água. Para além das relevantes estruturas tectónicas, existem também estruturas sedimentares, geomorfológicas, hidrogeológicas e petrológicas, entre outras. Os processos geológicos

são muito variados quanto ao tipo e à dimensão, como a tectónica de escala global, ou os processos à escala do mineral, como é o caso da meteorização, ambos fundamentais na génese de paisagens diversificadas. O relevo constitui a base física sobre o qual assenta a atividade orgânica, incluindo a humana (Figura 1).

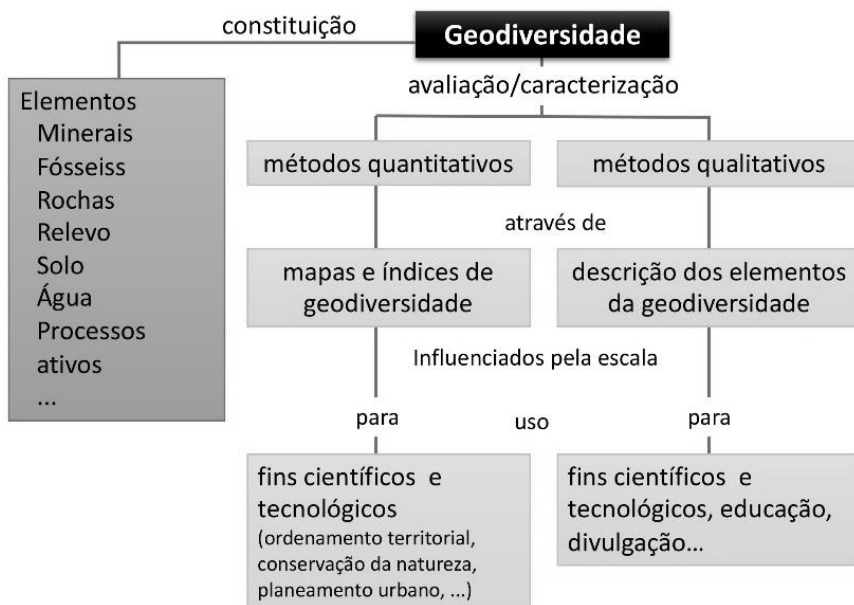


Figura 1. Os elementos, a avaliação e a caracterização da geodiversidade (modificado de Brilha *et al.*, 2018).

3. Caracterização e avaliação da geodiversidade

Para que a geodiversidade e os seus valores possam ser compreendidos por todos, estes devem ser apresentados de forma a que sejam facilmente percebidos, em especial por quem não tem uma formação geocientífica: o tipo de elementos que estão presentes numa dada área e a sua distribuição espacial, sendo fundamental a escolha da escala mais adequada; os objetivos pretendidos, nomeadamente educativos, promocionais, de planeamento territorial, entre outros (Brilha *et al.*, 2018).

A descrição e a avaliação da geodiversidade têm recorrido a metodologias próprias, em geral relacionadas com os elementos, escala e objetivos pretendidos, em abordagens de tipo qualitativo ou quantitativo (Zwoliński *et al.*, 2018) (Figura 1).

A abordagem qualitativa consiste numa descrição dos elementos da geodiversidade numa dada área e eventualmente, na explanação dos seus valores. Este tipo de abordagem

estabelece, por vezes, ligações entre a geodiversidade e o património geológico (Kozłowski, 2004; Panizza, 2009; Ferrero *et al.*, 2012; Bradbury, 2014). No Reino Unido, os *Local Geodiversity Action Plans* são usados como instrumentos de gestão de cidades, países ou áreas protegidas (Dunlop *et al.*, 2018). A proposta mais recente de enquadramento da geodiversidade nos serviços dos ecossistemas (Gordon, 2012, Gordon e Barron, 2012, 2013; Gray, 2011, 2012, 2013; Gray *et al.*, 2013; Hjort *et al.*, 2015) enquadra-se também nos procedimentos de descrição e de avaliação qualitativa da geodiversidade.

A abordagem quantitativa pretende expressar de forma mais objetiva a variação espacial dos elementos da geodiversidade (Forte *et al.*, 2018; Zwoliński *et al.*, 2018). A análise é, em geral, baseada num conjunto de parâmetros numéricos destinados a expressar a diversidade dos elementos da geodiversidade numa dada área. Os parâmetros resultam de dados de campo, de deteção remota ou, maioritariamente, de análise cartográfica. Neste tipo de procedimentos, o território em análise é dividido em células espaciais, que podem ser delimitadas com base em características geomorfológicas (Serrano e Ruiz-Flaño, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2009), ou na utilização de grelhas que definem células uniformes (Zwoliński, 2009; Hjort e Luoto, 2010; Pereira *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2013; 2015; Araujo e Pereira, 2017). As células são sobrepostas à informação cartográfica dos elementos da geodiversidade e funcionam como unidades de quantificação e de comparação tendo em conta a variação da geodiversidade.

São vários os trabalhos recentes que apresentam e discutem valores numéricos ou índices de geodiversidade obtidos por técnicas SIG (Hjort e Luoto, 2012; Pereira *et al.*, 2013; Malinowska e Szumacher, 2013; Silva *et al.*, 2013, 2015; Melelli, 2014; Pellitero *et al.*, 2014; Kot, 2015; Martinez-Grana *et al.*, 2015; Manosso e Nóbrega, 2016; Argyriou *et al.*, 2016; Araujo e Pereira, 2017; Forte *et al.*, 2018). No geral, verifica-se uma sobrevalorização de índices litológicos e geomorfológicos na quantificação da geodiversidade, embora seja enfatizada a importância de considerar outros índices, nomeadamente paleontológicos, mineralógicos e edafológicos (Pereira *et al.*, 2013), padrões de distribuição da rede hidrográfica (Silva *et al.*, 2015) e recursos hídricos (Araujo e Pereira, 2017).

4. Geodiversidade e serviços dos ecossistemas

Os serviços dos ecossistemas (Millennium Ecosystem Assessment, 2005) afirmaram-se como uma estratégia que tem vindo a ser utilizada pelos decisores políticos na classificação e quantificação de valores naturais, ignorando a maioria dos valores da geodiversidade (Gray, 2018). Apesar desta limitação, os serviços dos ecossistemas estão classificados numa matriz clara e objetiva, a qual pode ser reproduzida na promoção dos serviços prestados pela geodiversidade. Neste âmbito, foram propostos os conceitos de serviços geossistémicos (Gray, 2011; van Ree e van Beukering, 2016) e de serviços dos

ecossistemas abióticos (Gordon e Barron, 2012; Gray *et al.*, 2013), conceito que designa os bens, condições e processos abióticos que são fundamentais para a manutenção da vida e para o bem-estar humano.

No que respeita aos serviços dos ecossistemas, o Millennium Ecosystem Assessment (2005), bem como o UK National Ecosystem Assessment (2011) classificam os serviços prestados pela natureza em quatro grupos, nomeadamente:

- **serviços de regulação**, que proporcionam as condições que permitem a existência da vida e da sociedade moderna (e.g. regulação do clima, água e doenças);
- **serviços de suporte**, que, pelo seu valor funcional, contribuem para a presença da vida e do desenvolvimento humano (e.g. produção primária, formação dos solos);
- **serviços de aprovisionamento**, que são prestados pelos bens renováveis e não renováveis fornecidos para a vida em sociedade (e.g. alimento, água, fibras e combustível);
- **serviços culturais**, que proporcionam condições de bem estar e saúde, lazer e de conhecimento. (e.g. espiritual, estético, recreativo, educativo).

Recentemente, Brilha *et al.* (2018) reviram o conceito de geodiversidade à luz desta perspetiva e estabeleceram as relações com conceitos e estratégias bem conhecidos, nomeadamente aqueles que estão relacionados com o capital natural e os serviços dos ecossistemas. Nesse âmbito, os autores defendem que os objetivos de desenvolvimento sustentável definidos pela ONU só podem ser alcançados se os elementos e processos da geodiversidade forem definitivamente considerados na agenda global, devidamente integrados nas estratégias como as que integram os serviços dos ecossistemas (Figura 2).

4.1. Serviços de regulação

O transporte fluvial de sedimentos e de nutrientes libertados durante os processos de meteorização e de erosão são exemplos de serviços de regulação prestados pela geodiversidade e que são vitais para o equilíbrio da condição de vida (Gray *et al.* 2013; Gray, 2013; Brilha *et al.*, 2018) (Tabela 1; Figura 3).

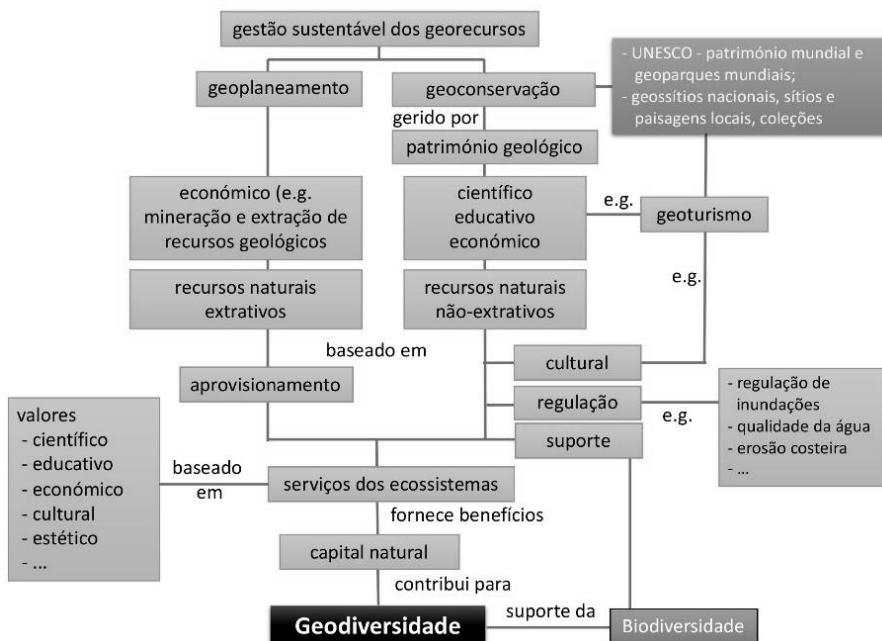


Figura 2. A geodiversidade no contexto dos serviços dos ecossistemas (modificado de Brilha *et al.*, 2018).

Tabela 1. Exemplos de serviços de regulação fornecidos pela geodiversidade (modificado de Gray, 2013 e de Brilha *et al.*, 2018). A coluna “Provimento” indica se os benefícios asseguram diretamente o bem-estar humano (Humano) ou indiretamente, assegurando a manutenção dos ecossistemas (Eco). A coluna “Tipo” indica se a génese do benefício é unicamente geológica (Geo) ou resultante de processos biológicos e geológicos (Bio/Geo).

Serviços dos ecossistemas	Divisão	Benefício	Provimento	Tipo
Regulação Condições que permitem a existência da vida e da sociedade moderna	Atmosfera	Circulação dinâmica	Eco/ Humano	Bio/Geo
		Química da atmosfera		
		Qualidade do ar e regulação do clima		
		Ciclo hidrológico		
	Geosfera/ Hidrosfera	Ciclo das rochas		
		Ciclo hidrológico		
		Ciclo do carbono		
		Sequestro de carbono		
		Armazenamento e regulação do clima		
		Regulação da erosão		
		Regulação dos riscos naturais		
Regulação da qualidade da água	Humano			



Figura 3. Exemplo de serviço de regulação: a meteorização e erosão são processos de produção de sedimentos que alimentam o ciclo sedimentar (Oaxaca, México).

A importância deste tipo de serviços pode também ser exemplificada com o papel das rochas como filtros naturais essenciais para a depuração da água no contexto do ciclo hidrológico e com a importância do ciclo das rochas como um serviço de regulação natural, atendendo à sua importância para o sequestro de carbono e a regulação do clima. Também o caudal dos rios é regulado, quer pelo fornecimento de água subterrânea que permite a sua permanência após longos períodos de seca, quer pela infiltração que controla ou atenua os períodos de inundação.

4.2. Serviços de suporte

Os serviços de suporte prestados pela geodiversidade (Tabela 2) referem-se aos materiais e formas de relevo como base essencial para a biodiversidade (serviços da geodiversidade aos ecossistemas) e atividades humanas (serviços de apoio direto ao bem-estar humano). A dinâmica da Terra é expressa por paisagens diversificadas, com planícies, montanhas, planaltos ou vales esculpidos numa grande variedade de rochas, de que resulta a variedade de habitat e a diversidade biológica. A compreensão dos processos lentos, à escala do tempo geológico, de formação e renovação do solo e em particular os processos físicos e químicos de meteorização, permite alcançar a importância da sua conservação (Brilha *et al.*, 2018).

Também o conceito de endemismo está intimamente associado ao isolamento provocado por especificidades da rocha e do solo, pela tectónica e por imposições geomorfológicas (Figura 4). Existem diversos exemplos em Portugal de serviços de suporte da geodiversidade aos ecossistemas: a vegetação endémica em solos desenvolvidos sobre

rochas ultramáficas dos maciços de Bragança e Morais; as aves rupícolas adaptadas às gargantas fluviais do Douro e do Tejo nos seus troços de fronteira; as espécies adaptadas às cavidades cársticas do Maciço Calcário Estremenho; ou os organismos associados às fontes hidrotermais nos Açores. Também a especificidade de algumas atividades agrícolas está relacionada com a geodiversidade. O *terroir*, conceito hoje muito associado ao vinho, mas que também se refere ao azeite, constitui um exemplo de especialização por via da combinação de diversos fatores, com destaque para os que se relacionam com relevo, solo, rocha e clima (Figura 5).

Tabela 2. Exemplos de serviços de suporte fornecidos pela geodiversidade (modificado de Gray, 2013; Brilha *et al.*, 2018). A coluna “Provimento” indica se os benefícios asseguram diretamente o bem-estar humano (Humano) ou indiretamente, assegurando a manutenção dos ecossistemas (Eco). A coluna “Tipo” indica se a génese do benefício é unicamente geológica (Geo) ou resultante de processos biológicos e geológicos (Bio/Geo).

Serviços dos ecossistemas	Divisão	Benefício	Provimento	Tipo
Suporte das condições de vida e desenvolvimento social	Solo	Meteorização da rocha e desenvolvimento do solo para a agricultura e floresta	Eco/ Humano	Bio/ Geo
		Fornecimento de habitat		
	Água	Suporte de vida	Eco	
		Diversidade de habitat		
		Plataforma de transporte		Humano
	Rochas e geoformas superficiais	Estabelecimento de habitat (fundos oceânicos, fontes termais, arribas, lagunas, litoral, etc.) e estabelecimento de corredores ecológicos	Eco	Geo
		Plataforma para infraestruturas (estradas, barragens, produção de energia renovável, etc.) e desenvolvimento urbano	Humano	
	Rochas e geoformas subterrâneas	Aterros e armazenamento (aterros sanitários, armazenamento de resíduos radioativos, cemitérios)		
		Estabelecimento de habitat (cavidades)		

O relevo, aspeto da superfície terrestre que é resultante da interação entre processos de dinâmica interna e externa, constitui o elemento estruturante da paisagem que suporta os ecossistemas, mas é também fundamental para o suporte das mais variedades sociedades e atividades humanas.



Figura 4. Exemplo de serviço de regulação: relevo cárstico como suporte de biodiversidade específica (Gruta do Lago Azul, Bonito, Mato Grosso do Sul, Brasil).



Figura 5. Exemplo de serviço de regulação: formação de solos com especificidades próprias em face da litologia e do clima (vinha na ilha do Pico, Açores).

Os serviços de suporte providenciados pela geodiversidade e fornecidos diretamente para o bem-estar humano são exemplificados pelas barragens, construídas sempre em função da rocha e do relevo que proporcionam maior segurança, menor custo e maior rentabilidade. A presença de estruturas de defesa (castelos e fortificações) e de geradores eólicos no topo das montanhas são também exemplos de serviços de suporte proporcionados pela geodiversidade. Aeroportos, pistas de esqui e muitas outras

construções e estruturas superficiais estão relacionados com a geomorfologia (Gray, 2013). Outras construções são executadas em função do relevo e da rocha, com destaque para aterros sanitários, cemitérios, armazenamento de resíduos radioativos e sequestro geológico de carbono.

4.3. Serviços de provisionamento

Os serviços de provisionamento disponibilizados pela geodiversidade podem agrupar-se em: i) recursos renováveis como a água e os nutrientes inorgânicos; ii) recursos não renováveis como rochas e minerais industriais, minerais metálicos e combustíveis de origem geológica (Tabela 3) (Brilha *et al.*, 2018).

Tabela 3. Exemplos de serviços de provisionamento fornecidos pela geodiversidade (modificado de Gray, 2013; Brilha *et al.*, 2018). A coluna “Provizimento” indica se os benefícios asseguram diretamente o bem-estar humano (Humano) ou indiretamente, assegurando a manutenção dos ecossistemas (Eco). A coluna “Tipo” indica se a génese do benefício é unicamente geológica (Geo) ou resultante de processos biológicos e geológicos (Bio/Geo).

Serviços dos ecossistemas	Divisão	Benefício	Provizimento	Tipo	
Aprovisionamento de recursos renováveis e não renováveis que são fundamentais à vida e à sociedade	Nutrientes	Nutrientes inorgânicos essenciais à vida	Eco/ Humano	Bio/ Geo	
	Alimentos e bebida	Água doce e água mineral		Humano	Geo
		Sal			
	Água	Uso agrícola, industrial e doméstico			
	Materiais de construção	Pedra de construção e ornamental			
		Cimento, areia, ...			
		Aço, ...			
	Minerais industriais e metálicos	Vidro, ...			
		Veículos, computadores, telemóveis, eletrodomésticos			
		Baterias, ...			
		Fertilizantes, fármacos, ...			
	Recursos energéticos	Cerâmica, plásticos, refratários, papel			
		Próteses, implantes, instrumentos cirúrgicos, ...			
		Petróleo e gás natural			
		Carvão			
Urânio					
Produtos ornamentais	Energia geotérmica				
	Energia hidroelétrica				
		Pedras preciosas, joalheria (ouro, prata, platina, ...)			

A água é uma parte integrante da geodiversidade que constitui um recurso renovável fundamental na origem, evolução e manutenção da vida. Na exploração espacial, o foco na procura de água nos planetas salienta a sua importância vital como fonte que precede a origem da vida. A água que circula nos solos e os nutrientes inorgânicos aí disponíveis fornecidos durante a meteorização das rochas são fundamentais para as plantas e estão na base da cadeia alimentar, facto raramente mencionado.

Como bem de provisão usado diretamente pela humanidade, a água é em geral classificada em função do uso doméstico, agrícola e industrial, e é também fundamental na produção de energia hidroelétrica (Vanham, 2016). A água tem outros usos, pelo que é também enquadrada em serviços de regulação (importância ambiental), suporte (navegação) e cultural (recreação). É conhecida a importância das captações de água subterrânea e das nascentes, como os Olhos de Água do Alviela ou as captações para abastecimento da Figueira da Foz (Brandão e Callapez, 2012), barragens para abastecimento agrícola e doméstico (e.g. Alqueva, Azibo), ou os diversos aproveitamentos hidroelétricos.

O desenvolvimento social e o modo de vida que tem evoluído desde a Idade dos Metais está baseado no uso de recursos geológicos não renováveis. Estes recursos incluem um elevado número de matérias-primas, definidas como elementos sólidos, gases ou líquidos que apresentam uma concentração que permite a sua exploração no interior ou na superfície da crosta terrestre (Mata-Perelló *et al.*, 2011). A observação mais atenta daquilo que nos rodeia – edifícios e outras construções, estradas, veículos, máquinas e utensílios industriais e domésticos, permite compreender como estes se baseiam, em muitos casos na sua totalidade, em materiais que têm origem na exploração de recursos geológicos não renováveis (Figura 6). A título de exemplo, referem-se os computadores e telemóveis, integralmente constituídos por elementos provenientes de explorações de recursos geológicos, mas também os geradores eólicos, painéis solares ou baterias de veículos elétricos. A sua construção assenta no uso de minerais industriais, de plásticos resultantes da refinação do petróleo e de materiais extraídos de minerais metálicos e não metálicos, como é o caso das terras-raras, tântalo, lítio ou cobalto. Antimónio, molibdénio e zinco são exemplos de recursos minerais cujas reservas podem ser esgotadas se a sua extração continuar em crescimento (Henckens *et al.* 2016). É igualmente relevante o facto de a energia usada na exploração e na construção dos bens referidos ser proveniente de fontes não renováveis como o petróleo e o urânio. Apesar do número reduzido de minas a laborar em Portugal, existem algumas minas desativadas ou abandonadas e numerosas pedreiras que documentam a importância da exploração dos recursos minerais como serviços de provisão. Salienta-se ainda o facto das matérias-primas de origem geológica, alimentarem uma grande parte do setor industrial, pelo que suportam o emprego e a estrutura social em que vivemos.



Figura 6. Exemplo de serviço de aprovisionamento: exploração de calcário laminado (Araripe, Ceará, Brasil).

4.4. Serviços culturais

Na categoria de serviços culturais com base na geodiversidade (Tabela 4) está incluído o conhecimento científico acerca das características e evolução do planeta Terra e da vida. Neste âmbito, é particularmente relevante o património geológico, constituído pelo conjunto de geossítios de uma região, pelo que estes deverão ser inventariados com base no valor científico e protegidos (Brilha, 2016) (Figura 7). Para além da sua utilidade científica, o património geológico inclui locais importantes para o ensino das geociências e para o desenvolvimento de atividades turísticas (sítios de geodiversidade) e para a promoção dos valores da geodiversidade. Pela sua importância estes elementos deverão ser alvo de medidas de proteção legal com planos de gestão adequados e considerados em planos de ordenamento territorial. Em Portugal, o inventário de geossítios de relevância nacional (<http://geossitios.progeo.pt/>) constitui uma excelente base de dados para o conhecimento do património geológico de Portugal. Outros sítios de geodiversidade sem elevado valor científico, revelam especial valor educativo e turístico (Brilha, 2016), pelo que é também importante a sua inventariação, conservação e promoção.

Os serviços culturais providenciados pela geodiversidade incluem também aspetos como a recreação, as experiências espirituais, a inspiração artística, o turismo da natureza (Figura 8) ou o apoio geoforense (Gray, 2013; Brilha *et al.*, 2018).

Tabela 4. Exemplos de serviços culturais fornecidos pela geodiversidade (modificado de Gray, 2013; Brilha *et al.*, 2018). A coluna “Provimento” indica se os benefícios asseguram diretamente o bem-estar humano (Humano) ou indiretamente, assegurando a manutenção dos ecossistemas (Eco). A coluna “Tipo” indica se a gênese do benefício é unicamente geológica (Geo) ou resultante de processos biológicos e geológicos (Bio/Geo).

Serviços dos ecossistemas	Divisão	Benefício	Provimento	Tipo
Cultural Contribuição do ambiente físico para o desenvolvimento de atividades culturais	Bem-estar e saúde	Termalismo	Humano	Geo
		Inspiração artística		Bio/Geo
	Recreação	Diversidade da paisagem (turismo de praia, montanha...)		
		Desporto		
	História	Locais sagrados e históricos		
		Uso da pedra em monumentos e outras construções		
	Conhecimento	Origem e evolução da Terra		
		Origem e evolução da vida		
Paleoclimas e paleoambientes				

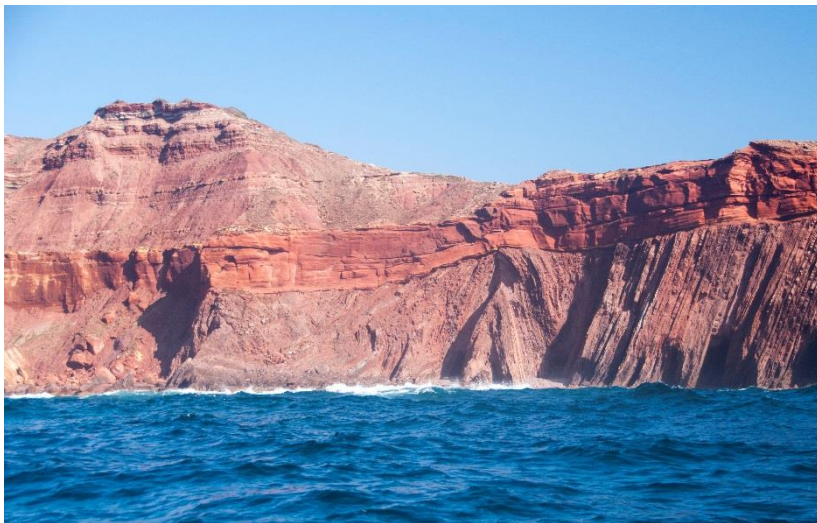


Figura 7. Exemplo de serviço cultural: valor científico da geodiversidade (geossítio da Praia do Telheiro, Algarve, Portugal).



Figura 8. Exemplo de serviço cultural: geodiversidade como recurso geoturístico (Alpes do Mediterrâneo, Itália).

5. Conclusões

A pressão crescente que a humanidade exerce sobre os recursos naturais do planeta está, finalmente, a despertar a atenção da comunidade internacional. A aprovação da Agenda 2030 por parte das Nações Unidas e o estabelecimento dos 17 Objetivos de Desenvolvimento Sustentável são disso exemplo. Para este despertar de consciências, muito contribuiu o conceito de serviços dos ecossistemas que tem vindo a ser usado na avaliação qualitativa e quantitativa dos benefícios que a natureza providencia aos seres humanos. Cumpridas as necessidades básicas de sobrevivência, em geral providenciadas pela biodiversidade, é a geodiversidade que mais assegura o bem-estar humano. A manutenção das condições físicas naturais que regulam o planeta, a existência de minerais, rochas, água, solos e formas de relevo que suportam as condições de vida e fornecem as mais variadas matérias-primas e o aproveitamento cultural desses bens, constituem a base do desenvolvimento social.

Por este facto, é incompreensível que a avaliação dos serviços dos ecossistemas tem vindo a ser efetuado, de modo generalizado, por organismos internacionais, sem considerar os benefícios prestados pelos elementos da geodiversidade. Esta visão distorcida e parcial do papel imprescindível que a natureza abiótica detém no desenvolvimento e sobrevivência humana é uma prova mais da falta de consciencialização da sociedade para a relevância da geodiversidade. O envolvimento recente da comunidade geocientífica nas estratégias de planeamento que integram uma visão holística dos serviços dos ecossistemas pode vir a contribuir para a sensibilização de responsáveis políticos e

gestores, mas pode também constituir uma via de maior sucesso para o ensino e divulgação pública das geociências e dos geocientistas.

Agradecimentos

Este trabalho foi cofinanciado pela União Europeia através do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional, baseado no COMPETE 2020, (Programa Operacional da Competitividade e Internacionalização), projeto ICT (UID/GEO/04683/2018) com a referência POCI-01-0145- FEDER-007690 e fundos nacionais atribuídos pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

Bibliografia

Araujo, A. e Pereira, D.I. (2017). A new methodological contribution for the geodiversity assessment: applicability to Ceará State (Brazil). *Geoheritage*. <http://dx.doi.org/10.1007/s12371-017-0250-3>

Argyriou, A.V., Sarris, A. e Teeuw, R.M. (2016). Using geoinformatics and geomorphometrics to quantify the geodiversity of Crete, Greece. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 51, 47–59.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Magri, O. e Meza, P. (2009). Assessing regional geo-diversity: the Iberian Peninsula. *Earth Surf. Process Landforms*, 34 (10), 1433–1445. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1840>

Bradbury, J. (2014). A keyed classification of natural geodiversity for land management and nature conservation purposes. *Proceedings of the Geologists' Association*, 125, 329–349.

Brandão, J.M. e Callapez, P.M. (2012). Um projeto oitocentista de captação de águas subterrâneas: o abastecimento à cidade da Figueira da Foz (Portugal). XIII Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero. Manresa- 2012, C.52 p. 459- 472.

Brilha, J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage*, 8 (2), 119–134.

Brilha, J., Gray, M., Pereira, D.I. e Pereira, P. (2018). Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature. *Environmental Science and Policy*, 86, 19-28.

Dunlop, L., Larwood, J.G. e Burek, C. (2018). Geodiversity action plans – a method to facilitate, structure, inform and record action for geodiversity. In: Reynard, E., Brilha, J. (Eds.), *Geoheritage: Assessment, Protection and Management*. Elsevier, pp. 53–65.

Ferrero, E., Giardino, M., Lozar, F., Giordano, E., Belluso, E. e Perotti, L. (2012). Geodiversity action plans for the enhancement of geoheritage in the Piemonte region (North-Western Italy). *Annals Geophys.* 55 (3), 487–495.

Forte, J., Brilha, J., Pereira, D.I. e Nolasco, M. (2018). Kernel density applied to the quantitative assessment of geodiversity. *Geoheritage*. 10(2), 205–217.

Gordon, J.E. (2012). Engaging with geodiversity: 'Stone Voices', creativity and ecosystem cultural services in Scotland. *Scott. Geographical J.* 128 (3–4), 240–265.

Gordon, J.E. e Barron, H.F. (2012). Valuing geodiversity and geoconservation: developing a more strategic ecosystem approach. *Scott. Geographical J.* 128, 278–297.

Gordon, J.E. e Barron, H.F. (2013). The role of geodiversity in delivering ecosystem services and benefits in Scotland. *Scott. J. Geol.* 49 (1), 41–58.

Gray, M. (2004). *Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature*. John Wiley & Sons, Chichester.

Gray, M. (2011). Other nature: geodiversity and geosystem services. *Environmental Conservation*, 38, 271–274.

Gray, M. (2012). Valuing geodiversity in an “ecosystem services” context. *Scott. Geog. J.*, 128, 177–194.

Gray, M. (2013) *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*. 2nd ed. Wiley Blackwell, Chichester, UK.

Gray, M. (2018) The confused position of the geosciences within the “natural capital” and “ecosystem services” approaches. *Ecosystem Services*, 34, 106–112.

Gray, M., Gordon, J.E. e Brown E.J. (2013). Geodiversity and the ecosystem approach: the contribution of geoscience in delivering integrated environmental management. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, 659-673.

Haines-Young, R. e Potschin, M. (2013). Common International Classification of Ecosystem Services (CICES): consultation on Version 4, August-December 2012, EEA Framework Contract No. EEA/IEA/09/003.

Henckens, M., Driessen, P., Ryngaert, C. e Worrel, E. (2016). The set-up of an international agreement on the conservation and sustainable use of geologically scarce mineral resources. *Resources Policy*, 49, 92-101.

Hjort, J., Gordon, J., Gray, M. e Hunter Jr., M. (2015). Why geodiversity matters in valuing nature's stage. *Conservation Biology*, Volume 29, No. 3, 630–639.

Hjort, J. e Luoto, M. (2010). Geodiversity of high-latitude landscapes in northern Finland. *Geomorphology*, 115 (1-2), 109–116.

Hjort, J. e Luoto, M. (2012). Can geodiversity be predicted from space? *Geomorphology*, 153–154, 74–80.

Kot, R. (2015). The point bonitation method for evaluating geodiversity: a guide with examples (Polish Lowland). *Geografiska Annaler: Ser. A, Phys. Geogr.*, 97 (2), 375–393.

Kozłowski, S. (2004). Geodiversity. The concept and scope of geodiversity. *Przegląd Geologiczny*, 52 (8/2), 833–837.

Malinowska, E. e Szumacher, I. (2013). Application of landscape metrics in the evaluation of geodiversity. *Miscellanea Geog. Reg. Stud. Dev.*, 17 (4), 28–33.

- Manosso, F.C. e Nóbrega, M.T. (2016). Calculation of geodiversity from landscape units of the Cadeado range region in Paraná, Brazil. *Geoheritage*, 8 (3), 189–199.
- Martinez-Grana, A.M., Goy, J.L. e Cimarra, C. (2015). 2D to 3D geologic mapping transformation using virtual globes and flight simulators and their applications in the analysis of geodiversity in natural areas. *Environ. Earth Sci.*, 73 (12), 8023–8034.
- Mata-Perelló, J.M., Mata-Lleonart, R. e Vintró-Sánchez, C. (2011). A new classification of geological resources. *Dyna*, 78 (170), 243-249.
- Melelli, L. (2014). Geodiversity: a new quantitative index for natural protected areas enhancement. *GeoJournal Tourism Geosites*, 1 (13), 27–37.
- Nieto, L. (2001). Geodiversidad: propuesta de una definición integradora. *Bol. Geol. Min.*, 112(2):3–12
- Millennium Ecosystem Assessment (2005). Ecosystems and human well-being: a framework for assessment. Island Press, Washington DC.
- Panizza, M. (2009). The geomorphodiversity of the Dolomites (Italy): a key of geoheritage assessment. *Geoheritage*, 1, 33–42.
- Pellitero, R., Manosso, F.C. e Serrano, E. (2014). Mid- and large-scale geodiversity calculation in Fuentes Carrionas (NW Spain) and Serra do Cadeado (Paraná, Brazil): methodology and application for land management. *Geogr. Annaler Ser. A, Phys. Geogr.*, 97, 219–235.
- Pereira, D.I., Pereira, P., Brilha, J. e Santos, L. (2013). Geodiversity assessment of Paraná State (Brazil): an innovative approach. *Environmental Management*, 52, 541–552.
- Serrano, E. e Ruiz-Flaño, P. (2007). Geodiversity. A theoretical and applied concept. *Geogr. Helvetica*, 62, 140–147.
- Silva, J., Rodrigues, C. e Pereira, D. (2015). Mapping and analysis of geodiversity indices in the Xingu River basin, Amazonia, Brazil. *Geoheritage*, 7, 337–350.
- Silva, J.P., Pereira, D.I., Aguiar, A.M. e Rodrigues, C. (2013). Geodiversity assessment of the Xingu drainage basin. *Journal of Maps*, 9 (2), 254–262.
- TEEB (2011). The Economics of Ecosystems and Biodiversity in National and International Policy Making. Edited by Patrick ten Brink, Earthscan, London & Washington.
- UK National Ecosystem Assessment (2011). National Ecosystem Assessment: Synthesis of Key Findings. Department of Environment Food and Rural Affairs, London.
- van Ree, C. e Beukering, P.J. (2016). Geosystem services: a concept in support of sustainable development of the subsurface. *Ecosystem Services*, 20, 30-36.
- Vanham, D. (2016). Does the water footprint concept provide relevant information to address the water–food–energy–ecosystem nexus? *Ecosystem Services*, 17, 298–307.
- Zwoliński, Z. (2009). The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts. *Landf. Anal.*, 11, 79–87.

Zwoliński, Z., Najwer, A. e Giardino, M. (2018) – Methods for assessing geodiversity. In: Reynard E. e Brilha J. (Edts.), *Geoheritage: assessment, protection and management*, Elsevier, 27-52.

IMPORTÂNCIA DO PATRIMÓNIO HIDROLÓGICO PARA O GEOPATRIMÓNIO E O GEOTURISMO

Maria Luísa Rodrigues¹

Resumo

O geopatrímónio inclui todos os elementos naturais abióticos (emersos ou submersos) que devem ser preservados devido ao seu valor patrimonial. O património hidrológico, pela sua enorme importância, não deve ser ignorado necessitando de mais investigação ao nível dos conceitos e da aplicação. Este capítulo pretende clarificar os conceitos relacionados com o geopatrímónio, o património hidrológico e o geoturismo, com vista a incentivar a sua pesquisa em ambientes rurais e urbanos. Só assim será possível caminhar na realização de um inventário do património hidrológico português.

O património hidrológico urbano tem vindo a suscitar o interesse dos investigadores em geopatrímónio e geoturismo, podendo oferecer roteiros turísticos urbanos que complementem outros valores abióticos e culturais procurados pelo crescente turismo nas cidades. Também a cidade de Lisboa possui interessante património hidrológico em vias de levantamento e publicação.

Palavras-chave: Património hidrológico, conceitos, aplicações, geopatrímónio e geoturismo urbanos

1. Introdução

O património hidrológico tem sido subalternizado no seio do geopatrímónio com ênfase nos valores de carácter geológico e geomorfológico. Contudo, a importância dos recursos hidrológicos, de entre os georrecursos que é necessário conservar, é crescentemente reconhecida.

Existe, assim, uma discrepância entre a importância conferida aos recursos hidrológicos (designados, por vezes, de forma redutora como hidrogeológicos) e os esforços de reconhecimento do património hidrológico, com a necessidade de o definir, classificar, inventariar e valorizar.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, ULisboa. rodrigues.mluisa@gmail.com.

Neste capítulo de tributo a Catarina Ramos, com uma carreira académica ligada à hidrogeografia, pretende-se clarificar o conceito de património hidrológico, realizar uma primeira classificação dos vários tipos de valores a conservar no âmbito deste património e dar exemplos relacionados com um futuro inventário do património hidrológico português.

2. Conceitos

2.1. A hidrologia

A água, presente sob diversas formas (líquida, sólida e gasosa) no nosso planeta (na atmosfera, oceanos e continentes), é o suporte da vida terrestre, tal como a geodiversidade é o suporte da biodiversidade.

A água presente na atmosfera é estudada pelos diversos ramos da climatologia, tornando-se num importante agente de modelação do relevo quando atinge a superfície terrestre. Nesta superfície cerca de 2/3 da água encontra-se nos oceanos contribuindo para a ocorrência de processos físico-químicos fundamentais como a renovação, alteração e destruição de crusta rochosa ou a modelação constante das áreas litorais.

As águas continentais encontram-se presentes quer à superfície (mares, lagos, pântanos, cursos de água, etc.), quer nos solos ou em formações rochosas subterrâneas mais ou menos profundas (nomeadamente lençóis freáticos, escoamentos cársticos difusos ou concentrados, cursos de água subterrâneos, reservatórios de águas fósseis). Em qualquer destas situações a água tem uma acção determinante nos processos de meteorização química dos materiais em presença e, quando em movimento, tem igualmente um papel de erosão mecânica directamente relacionável com as formas resultantes.

Em resultado, a hidrologia é uma área de investigação e aplicação que engloba todos os fenómenos terrestres onde a água desempenha um papel fundamental, sendo o seu objecto, em sentido lato, o estudo dos três domínios onde a água está presente: o atmosférico, o oceânico e o terrestre (Lencastre e Franco, 2010). No entanto, os referidos autores consideram que o mais comum é considerar que a hidrologia estuda a ocorrência, quantidade, distribuição e circulação das águas nas terras emersas, bem como a sua qualidade (propriedades físicas e químicas) relacionada com o meio e o uso humano.

Embora seja usual designar por hidrologia apenas o estudo do ramo terrestre, em artigo anterior (Azevedo e Rodrigues, 2015:207) preferimos englobar quer o papel da água doce quer o da água salgada ou salobra, porque “para além dos estudos oceanográficos, a água salgada, por si só ou misturada com água doce, é fundamental para compreender, por exemplo, o modelado litoral ou as formas das grutas localizadas na zona entre marés”.

Assim, no presente artigo, vamos considerar também uma parte da hidrologia marinha relacionada com a modelação de formas de relevo emersas e submersas, para além do domínio da hidrologia continental.

2.2. O geopatrímónio

O conceito de geopatrímónio, correspondente ao termo inglês *geoheritage*, corresponde ao “conjunto de valores que representam a Geodiversidade do território” e é “constituído por todo o conjunto de elementos naturais abióticos existentes à superfície da Terra (emersos ou submersos) que devem ser preservados devido ao seu valor patrimonial”, ou seja, o “Geopatrímónio inclui o Património Geológico, o Património Geomorfológico, o Património Hidrológico e o Património Pedológico” (Rodrigues e Fonseca, 2007 e 2008).

A relação entre o geopatrímónio e os valores da geodiversidade que devem ser preservados conduz a que diferentes perspectivas conceptuais sobre a geodiversidade tenham implicações na definição de geopatrímónio. De facto, os investigadores que consideram a Geodiversidade como a diversidade de elementos geológicos (ver Nieto, 2001, Brilha, 2005 ou Carcavilla *et al.*, 2007, entre outros), afirmam, por exemplo, que “embora a área emersa do território nacional seja relativamente reduzida é grande a sua diversidade geológica (geodiversidade) e o seu registo geológico bastante completo” (Ramalho, 2004: 5). Considerando este ponto de vista, os valores da geodiversidade são constituídos apenas pelo património geológico, não havendo, assim, necessidade do termo geopatrímónio por ser equivalente ao de património geológico.

A visão atrás exposta não é conforme com a terminologia inglesa que distingue *geological heritage* de *geoheritage*. Por exemplo, Gray (2004) considera que a geodiversidade integra o conjunto natural da diversidade de elementos geológicos (rochas, minerais e fósseis), geomorfológicos (formas de terreno e processos) e solos, incluindo as suas relações, propriedades, interpretações e sistemas. Logo, haverá património geológico, património geomorfológico e património pedológico, apenas se notando a falta de referência ao património hidrológico.

Os elementos hidrológicos (como integrantes da geodiversidade) e o património hidrológico (como fazendo parte do geopatrímónio) são considerados, por exemplo, nos estudos pioneiros de Kozłowski (2004) que define geodiversidade como a variedade natural da superfície da Terra, com respeito aos aspectos geológicos e geomorfológicos, solos e águas de superfície, assim como outros sistemas criados em resultado de processos naturais e da actividade humana. Entre outros investigadores, Serrano e Ruiz-Flaño (2007) consolidaram esta visão integradora dos elementos que constituem a geodiversidade da Terra e, portanto, dos seus valores que integram o geopatrímónio.

Sempre defendemos esta perspectiva não estática que tem permitido uma evolução dos conceitos de geodiversidade e de geopatrímónio, tentando integrar neste último todo o

Património Natural Abiótico existente no nosso planeta. Daí termos também incluído o património hidrológico na concepção mais ampla de geopatrímónio. Contudo, temos que admitir não haver ainda na literatura muitos estudos dedicados ao património hidrológico. Salientam-se, no entanto, o trabalho de Simic e Belij (2008), sobre o património hidrológico na Sérvia, bem como o de Zilioli *et al.* (2011) focado no património pedológico nos Dolomitos italianos.

O esquema conceptual da geodiversidade e do geopatrímónio apresentado por Rodrigues e Freire (2010) está representado na Figura 1.

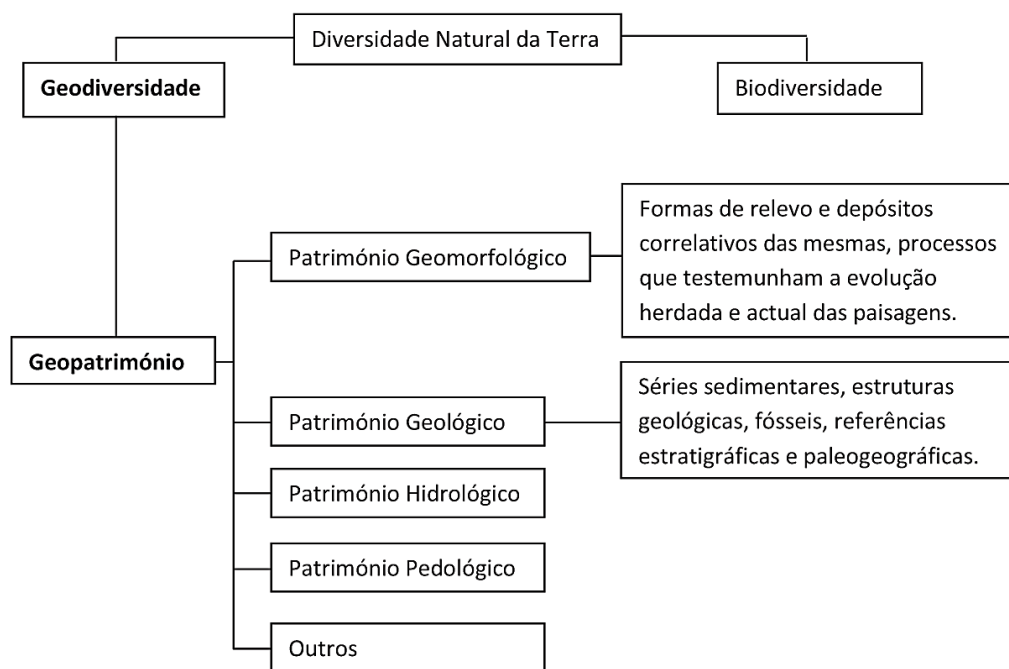


Figura 1. Esquema conceptual da geodiversidade e do geopatrímónio, segundo Rodrigues e Freire (2010).

2.3. O património hidrológico

Quais são os elementos hidrológicos que integram a geodiversidade? Quais os valores de carácter hidrológico que devem ser preservados integrando o geopatrímónio?

Existem bastantes elementos abióticos de carácter hidrológico que enriquecem a geodiversidade da Terra. De entre estes destacam-se:

- As águas oceânicas e a sua dinâmica, com uma importância decisiva para a existência de vida na Terra, salientando-se os processos bioquímicos que ocorrem

nos oceanos, as trocas que se efectuam entre os oceanos e a atmosfera ou os processos marinhos que afectam a evolução das áreas emersas;

- As águas doces, salgadas ou salobras localizadas à superfície dos continentes, sob a forma de mares, lagos ou pântanos, que constituem importante fonte de recursos para as diversas formas de vida na Terra incluindo os seres humanos;
- A água contida sob a forma de gelo no oceano e nos continentes, como é o caso do localizado na Antártica bem como nas restantes regiões geladas montanhosas dos hemisférios (principalmente no norte), incluindo os organismos glaciários que constituem ou constituíram agentes de modelação do relevo terrestre;
- A água corrente continental que dá lugar a cursos de água, de diferentes dimensões, capazes de desenvolver processos de erosão, transporte e acumulação, na origem de formas de relevo fluviais muitas vezes consideradas como um património abiótico a conservar, salientando-se ainda, na sua ligação com oceanos e mares, os estuários, deltas, sapais ou mangais por possuírem importantes recursos para a vida terrestre;
- As águas superficiais com escoamento não organizado e as águas subsuperficiais, fundamentais para a flora terrestre e certos tipos de fauna, que por diferentes processos de infiltração dão lugar à recarga dos aquíferos subterrâneos;
- As águas doces subterrâneas, que constituem aquíferos activos ou fósseis, fundamentais às actividades humanas, incluindo os aquíferos cársicos e a hidrologia cársica particular, com os seus sumidouros, algares, condutas e galerias activas ou inactivas, nascentes cársicas ou exurgências, entre muitas outras.

A listagem anterior, não sendo exaustiva, dá-nos uma ideia clara dos elementos abióticos de carácter hidrológico incluídos na geodiversidade, sendo que no património hidrológico se deverão integrar todos aqueles que pelo seu valor patrimonial devem ser preservados para o nosso próprio usufruto bem como das gerações vindouras.

A título de exemplo pode-se incluir no património hidrológico:

- Áreas costeiras dos continentes e ilhas onde se observam os processos físico-químicos (às vezes associados aos biológicos) desencadeados pelas águas oceânicas sobre os materiais rochosos e as formas de relevo. Podemos nomear os casos das plataformas de abrasão marinha actuais e herdadas, da formação de arribas vivas, mortas ou fósseis, da criação de relevos-testemunho do recuo das terras emersas, da multitude de formas cársicas desenvolvidas em rochas carbonatadas associadas à acção da água salgada e da salsugem, etc.
- Os vastos mantos glaciários dos *inlandsis* dão lugar a formas e depósitos glaciários típicos seja por pressão da massa de gelo ou por acção da água corrente subglaciária (depósitos de till ou sedimentos glacio-fluviais estratificados) e por efeito do recuo ou degelo dos glaciares (*hummocks*, *kettle lakes*, *eskers*,

complexos interlobados, por exemplo). Incluem-se aqui também os glaciares de montanha pois a acção do gelo em movimento é responsável pela criação de lagos glaciários e turfeiras, covões, vales glaciários e um vasto conjunto de formas de pormenor, sendo que as mais significativas do ponto de vista científico e paleoambiental também devem ser classificadas como geopatrimónio.

- Os cursos de água que, embora de diferentes dimensões, são responsáveis por formidáveis formas de erosão (estuários, gargantas, canhões, cascatas e quedas de água, marmitas) e de acumulação (ilhas barreira, deltas) que, desde muito cedo (séculos XVIII e XIX), foram classificadas como áreas protegidas.
- As águas associadas a fenómenos vulcânicos, como as hidrotermais quentes ou frias com composição diversificada (sendo os géiseres particularmente espectaculares), que podem ocorrer à superfície ou em profundidade, incluindo as submarinas.
- As águas subterrâneas que formam aquíferos de desigual importância e toalhas freáticas suspensas em função da litologia e do relevo. Inclui-se aqui a drenagem cársica subterrânea constituída por cursos de água e lagos (típicos da zona vadosa) ou por galerias completamente preenchidas por água (zona de saturação ou saturada).
- As águas doces superficiais não fluviais como os lagos (superficiais ou de gruta), pântanos, nascentes e exurgências (olhos de água) ou ressurgências e *ponors*.

Podemos adaptar o esquema da Figura 1 incluindo os principais elementos que integram o património hidrológico como se observa na Figura 2.

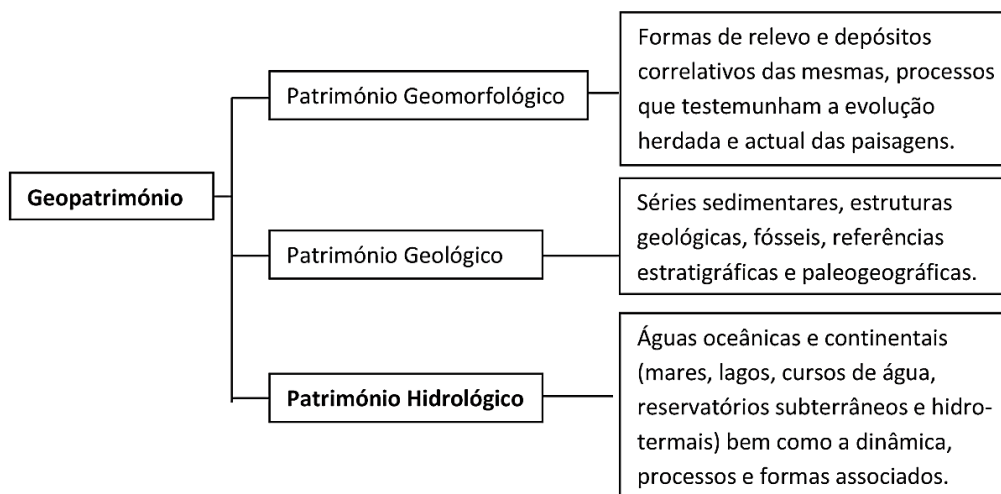


Figura 2. Integração do património hidrológico no geopatrimónio.

2.4. O geoturismo

Já apresentámos duas definições de geoturismo: entendido em sentido restrito e em sentido lato (Rodrigues, 2009a, 2009b, 2011a, entre outros) que consideramos serem o desenvolvimento natural do conceito de geopatrímónio atrás apresentado. Isto é, o geoturismo não é apenas o turismo geológico que certos autores defendem, mas sim um turismo que assenta e promove o geopatrímónio que integra valores geológicos, valores geomorfológicos ou valores hidrológicos.

Em sentido restrito, o geoturismo é uma forma de turismo centrada no usufruto sustentado do geopatrímónio (constituído por todos os de elementos naturais abióticos existentes à superfície da Terra, emersos ou submersos, que devem ser preservados devido ao seu valor patrimonial). Este usufruto sustentado beneficia os geoturistas e as populações locais. Os primeiros usufruem da beleza dos geossítios, adquirem conhecimentos e contribuem para a sua conservação e valorização. Os segundos usufruem dos proventos gerados pelo geoturismo, promovem, exploram de forma sustentada e valorizam o geopatrímónio que constitui um recurso natural local.

Em sentido lato, o geoturismo é uma forma de turismo centrada no usufruto sustentado do geopatrímónio, ao qual se acrescenta o património cultural (material e imaterial) das regiões. Neste caso, o geopatrímónio funciona como o motor dos roteiros geoturísticos, mas o património cultural é também integrado num modelo global de promoção de áreas que preservam um património particularmente rico e diversificado.

Desta forma, todos os elementos abióticos classificados como património hidrológico devem ser integrados em estratégias de desenvolvimento do geoturismo (em sentido restrito ou lato), sejam eles entendidos como paisagens ou geossítios, de molde a promover o desenvolvimento sustentado das regiões, como se observa na Figura 3.

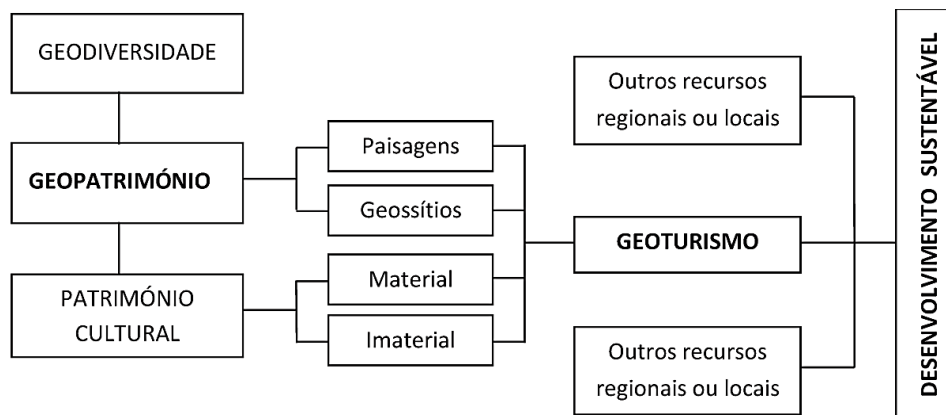


Figura 3. Contributo do Geopatrímónio para o Geoturismo e o Desenvolvimento Sustentável, segundo Rodrigues, 2009b.

Outros contributos para a definição de geoturismo podem ser encontrados, por exemplo, em Newsome e Dowling (2005), Hose (2005), Pralong (2005) e Rodrigues (2009a e 2009b).

3. Aplicações

A utilização dos valores naturais abióticos integrantes do geopatrímónio para promover a visitação dos locais onde se localizam ou integrados em mapas e roteiros geoturísticos, já conta com muitos exemplos divulgados a nível nacional e internacional. Contudo, se analisarmos as publicações sobre esta temática vemos que se dedicam sobretudo a ambientes rurais, particularmente a locais montanhosos com significativo património hidrológico (Cunha e Vieira, 2002/04; De Waele *et al.*, 2009; Ghiraldi *et al.*, 2009; Jaskulska *et al.*, 2013; Kubalíková *et al.*, 2016; entre muitos outros). Também as áreas protegidas e os geoparques são objecto de estudos de levantamento e avaliação do geopatrímónio, bem como da sua utilização em estratégias de promoção do geoturismo (Pellitero *et al.*, 2010; Serrano e Ruiz-Flaño, 2007; Rodrigues e Fonseca, 2010; Pereira, 2006).

Durante o decurso da *International Conference on Geoheritage and Geotourism* (ICGG 2010), realizada em Lisboa, pode-se ver através dos *Proceedings* (Rodrigues e Freire, eds., 2010) que, a par de trabalhos dedicados ao geopatrímónio e geoturismo em áreas rurais e regiões montanhosas (como nos Himalaias, na ilha do Fogo, nos pré-Alpes franceses ou nos Picos da Europa), surgiram uma série de estudos dedicados ao geopatrímónio e geoturismo em meio urbano (ver, por exemplo, Rodrigues *et al.*, 2011b). O entusiasmo da comunidade científica sobre esta nova linha de investigação levou-nos a propor, durante uma reunião do WG Geomorphosites da IAG (*International Association of Geomorphologists*) realizada durante a *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Paris 2013, a criação de um grupo de trabalho dedicado ao geopatrímónio e geoturismo urbanos. Apesar de algumas hesitações acabou por se realizar com sucesso, em 2016, o *International Workshop on Urban Geomorphological Heritage*, em Roma, que contou com a apresentação de 31 comunicações, um curso intensivo e uma saída de campo em Roma.

Esta linha de investigação dedicada ao geopatrímónio e geoturismo urbanos tem continuado a desenvolver-se e tem sido realizado trabalho na cidade de Lisboa, incluindo os aspectos relacionados com o património hidrológico. De facto, em muitas cidades da Europa e de outros continentes verifica-se a existência de um rico património hidrológico natural ou reorganizado pelos seus habitantes desde tempos remotos (por exemplo, na Europa ocidental os romanos desempenharam um importante papel).

Os primeiros resultados sobre o estudo do património hidrológico da cidade de Lisboa, realizados com recurso a documentação histórica e a fichas-inventário, incluindo, entre outros, dados referentes a poços, nascentes, fontes e chafarizes, serão publicados proximamente.

Bibliografia

- Azevedo, I.S. e Rodrigues, M.L. (2015). Nascentes cársicas do Maciço Calcário Estremenho Inventariação, classificação e avaliação. *Geonovas*, 28, 207-220: Rev. Assoc. Portuguesa de Geólogos.
- Brilha, J. (2005). *Património Geológico e Geoconservação, a conservação da natureza na sua vertente geológica*. Braga: Palimage Editores.
- Carcavilla Urquí, L., López Martínez, J. e Durán Valsero, J. (2007). *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos*. Publ. IGME, Serie Cuadernos del Museo Geominero, 7, Madrid: IGME.
- Cunha, L. e Vieira, A. (2002/04). Património geomorfológico, recurso para o desenvolvimento local em espaços de montanha. Exemplos no Portugal Central. *Cadernos de Geografia*, Coimbra, 21-23, 15-28.
- De Waele, J., Di Gregorio, F., Melis, M.T. e El Wartiti, M. (2009). Landscape units, Geomorphosites and Geodiversity of the Ifrane-Azrou region (Middle Atlas, Morocco). *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXXXVII, 63-76.
- Ghiraldi, L., Coratza, P., De Biaggi, E., Giardino, M., Marchetti, M. e Perotti, L. (2009). Development and usage of Geosites: new results from research and conservation activities in the Piemonte Region (Italy). *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 54 (2), 23–26.
- Gray, M. (2004). *Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature*. Chichester: Wiley and Sons.
- Hose, T.A. (2005). Geotourism. Appreciating the deep time of landscapes. *Niche Tourism: contemporary issues, trends and cases* (M. Novelli, ed.), 27-37, Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Jaskulska, A., Reynard, E. e Zwolinski, Z. (2013). Geodiversity assessment for environmental management of geomorphosites: Derborence and Illgraben, SwissAlps. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 15, EGU2013-838-1.
- Kozłowski, S. (2004). Geodiversity. The concept and scope of geodiversity. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/2, 833-837.
- Kubalíková, L. e Kirchner, K. (2016). Geosite and Geomorphosite Assessment as a Tool for Geoconservation and Geotourism Purposes: a Case Study from Vizovická vrchovina Highland (Eastern Part of the Czech Republic). *Geoheritage* (2016) 8, 5–14: Springer-Verlag.
- Lencastre, A. e Franco, M.F. (2010). *Lições de Hidrologia*. Fundação da Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa.
- Pralong, J. P. (2005). A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environment*, 2005(3), 189-196.
- Newsome, D. e Dowling, R. (2005). The scope and nature of geotourism. *Geotourism* (R. Dowling e D. Newsome, eds.), 3-25, Oxford: Elsevier.
- Nieto, L.M. (2001). Geodiversidad: propuesta de una definición integradora. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 112, 2, 3-12.

- Pellitero, R., González-Amuchastegui, M.J., Ruiz-Flaño, P. e Serrano, E. (2010). Geodiversity and Geomorphosite Assessment Applied to a Natural Protected Area: the Ebro and Rudron Gorges Natural Park (Spain). *Geoheritage: on line*, Springer-Verlag.
- Pereira, P. (2006). *Património geomorfológico: conceptualização, avaliação e divulgação. Aplicação ao Parque Natural de Montesinho*. Diss. Doutoramento em Ciências, área de Geologia, Univ. Minho.
- Ramalho, M. (2004). Património Geológico Português. Importância científica, pedagógica e sócio-económica. *Geonovas*, 18, 5-12: Rev. Assoc. Portuguesa de Geólogos.
- Rodrigues, M.L. (2009a). *Geodiversidade, Património Geomorfológico e Geoturismo*. TERRiTUR, Rel. 1, Grupo de Investigação em Geodiversidade, Geoturismo e Património Geomorfológico (GEOPAGE), CEG, IGOT, Universidade de Lisboa.
- Rodrigues, M.L. (2009b). Geoturismo. *Turismos de nicho. Motivações, produtos, territórios* (J.M. Simões e C.C. Ferreira, eds.), 57-62, ULisboa: CEG.
- Rodrigues, M.L. (2011a). The scope of Geotourism. *Int. Cong. Geotourism* (D. Rocha e A. Sá, eds.), 101-104, Arouca: Geoparque Arouca.
- Rodrigues, M.L. e Fonseca, A. (2007). A valorização do geopatrimónio no desenvolvimento sustentável de áreas rurais. *Colóquio Ibérico de Estudos Rurais – Cultura, Inovação e Território*, CD-Rom, Coimbra, www.sper.pt.
- Rodrigues, M.L. e Fonseca, A. (2008). Geopatrimónio e Desenvolvimento Sustentável. Estratégias de Valorização de Áreas Rurais. *Cultura, Inovação e Território: o Agroalimentar e o Rural* (Coord. L. Moreno, M. Sánchez e O. Simões), 143-152, Lisboa: SPER - Sociedade Portuguesa de Estudos Rurais.
- Rodrigues, M.L. e Fonseca, A. (2010). Geoheritage assessment based on large-scale geomorphological mapping. *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 2010(2), 189-198.
- Rodrigues, M.L. e Freire, E. (Eds., 2010). *Proceedings of the International Conference on Geoheritage and Geotourism*. Lisboa: Centro de Estudos Geográficos, ULisboa.
- Rodrigues, M.L., Machado, C.R. e Freire, E. (2011b). Geotourism routes in urban areas: a preliminary approach to the Lisbon geoheritage survey. *GeoJournal of Tourism and Geosites*, Year IV(2), vol. 8, 281-294.
- Serrano, E. e Ruiz-Flaño, P. (2007). Geodiversity. A theoretical and applied concept. *Geographica Helvetica*, 62(3), 140-147.
- Simic, S. e Belij, S. (2008). Hydrological heritage in the geoheritage and nature protection system of Serbia. *Balwois, Ohrid*, 27: 1-7, Republic of Macedonia.

EVOLUÇÃO RECENTE E FUTURA DE ÍNDICES DE EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO EM PORTUGAL CONTINENTAL

Mónica Santos¹
André Fonseca¹
Marcelo Fragoso²
João A. Santos¹

Resumo

Neste trabalho, são apresentadas as tendências e as possíveis alterações climáticas de índices de extremos da precipitação selecionados, nos períodos de 1950 a 2003 e 2046 a 2065, para Portugal continental. Os resultados revelam tendências de diminuição da precipitação estatisticamente significativas na primavera, principalmente no centro de Portugal. No futuro, espera-se uma diminuição da precipitação, principalmente no noroeste de Portugal, enquanto a contribuição da precipitação extrema para a precipitação total deverá aumentar, particularmente no sul do país. O número máximo de dias secos consecutivos também deverá aumentar em todo o país.

Palavras-chave: precipitação extrema; tendências; Portugal continental; alterações climáticas

1. Introdução

Os extremos de precipitação podem causar impactos graves na sociedade, na economia, na agricultura e nos ecossistemas naturais. Em Portugal, vários foram os eventos que desencadearam cheias, movimentos de vertente ou secas. Como exemplos, refira-se, o evento de precipitação intensa em 25 de novembro de 1967 na região de Lisboa, quando 522 pessoas morreram (Pereira *et al.*, 2016) ou a seca de 2005 que causou prejuízos estimados de 285 milhões de euros, relacionados com a produção de energia hidroelétrica, a agricultura, a silvicultura ou o abastecimento de água (Santos *et al.*, 2010).

¹ Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes. monica.santos@utad.pt; andref@utad.pt; jsantos@utad.pt

² Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa. mfragoso@campus.ul.pt

De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), os extremos de precipitação continuarão a aumentar em frequência e intensidade (IPCC, 2012). Vários estudos mostraram um aumento dos eventos de precipitação extrema na Europa durante as últimas décadas (Klein Tank *et al.*, 2003; Madsen *et al.*, 2014; van den Besselaar *et al.*, 2013). Na Península Ibérica, vários trabalhos apontaram uma redução nos totais de precipitação, acompanhados de uma concentração de precipitação em menos dias (e.g. González-Hidalgo *et al.*, 2009; Hidalgo-Muñoz *et al.*, 2011; Martínez *et al.*, 2007). Para Portugal, Lima *et al.* (2015) identificaram tendências predominantemente negativas na ocorrência de extremos de precipitação, embora não tenham sido, em geral, estatisticamente significativas no período de 1941-2007. Avó (2014), observou uma diminuição dos quantitativos de precipitação, entre 1951 e 2010, em todos os decis na escala anual, enquanto na escala sazonal, as estações do inverno, primavera e verão, assinalam uma diminuição, em oposição com o outono, que registou um aumento.

Para além das tendências, também se avaliaram as projeções climáticas para Portugal. Costa *et al.* (2012), revelaram a projeção de decréscimos significativos na precipitação total para 2071-2100, principalmente no outono, sobre o noroeste e o sul de Portugal. Além disso, a contribuição dos dias com precipitação intensa para a precipitação total também deverá aumentar, principalmente no inverno e na primavera sobre o nordeste de Portugal. Melo-Gonçalves *et al.* (2016) demonstraram uma diminuição na precipitação anual sobre a Península Ibérica, principalmente no norte e noroeste (até 400 mm) enquanto, o número máximo de dias secos consecutivos deverá aumentar até meados do século XXI.

Visando consolidar e aprofundar o conhecimento destes comportamentos evolutivos, este trabalho pretende investigar as tendências históricas de índices extremos de precipitação usando um conjunto de dados numa malha regular ao longo de um período superior a 50 anos, uma vez que as análises de tendências de última geração em Portugal, se basearam principalmente em séries de estações meteorológicas (e.g. Espírito Santo *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2015; Lima *et al.*, 2013; Santos, M. *et al.*, 2013). Em segundo lugar, pretende-se avaliar as projeções futuras, com base em informação numa resolução espacial mais elevada do que a utilizada em estudos anteriores (e.g. Costa *et al.*, 2012).

2. Metodologia

Em Portugal continental, existe um contraste nítido entre o Noroeste, a região mais pluviosa, e o Nordeste e o sul do país (Ramos, 1986). A precipitação anual varia entre mais de 2000 mm, no Noroeste, e menos de 500 mm no sudeste do país (Santos *et al.*, 2017). A variabilidade espacial da precipitação reflete a distribuição irregular da orografia (Ferreira, 2005). Na região norte, as principais montanhas são aproximadamente sub-paralelas à costa, formando uma barreira orográfica eficaz contra os ventos húmidos do Atlântico (Santos e Fragoso, 2013). Para além da altitude e da disposição dos relevos, a

distribuição da precipitação reflete a maior ou menor proximidade ao Oceano Atlântico, a localização latitudinal (entre a crista subtropical e a depressão subpolar), o papel desempenhado pelos padrões de teleconexão (por exemplo, Oscilação do Atlântico Norte e o Padrão Atlântico Leste) e a frequência de diferentes tipos de tempo (Melo-Gonçalves *et al.*, 2016; Santos *et al.*, 2016; Santos *et al.*, 2017; Santos *et al.*, 2015).

O regime de precipitação apresenta uma sazonalidade forte, com um mínimo pronunciado no verão, registando-se por vezes, no sul do país uma *secura* total. De facto, cerca de 40% da precipitação anual ocorre no inverno (dezembro a fevereiro), enquanto menos de 6% ocorre no verão (junho a agosto) (Lima *et al.*, 2015). Os meses restantes são períodos de transição (Trigo *et al.*, 2000), sendo ainda relativamente chuvosos no noroeste, mas muito mais secos no sul do país. É entre Abril e Setembro que se verificam as mais nítidas diferenças no ritmo da precipitação entre as diferentes regiões do país (Ferreira, 2005). A irregularidade temporal da precipitação manifesta-se por longos períodos secos interrompidos por episódios intensos de precipitação, eventualmente desencadeadores de eventos de cheias ou inundações (Merino *et al.*, 2016).

Neste trabalho, usou-se a base de dados PT02 do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA). Esta base de dados, contém informação de precipitação diária para Portugal Continental, numa malha regular com 0.2° de resolução horizontal, para o período de 1950 a 2003. Para tal, foram utilizados dados de 188 estações meteorológicas do IPMA e 618 postos udométricos da Agência Portuguesa do Ambiente (APA) (Belo-Pereira *et al.*, 2011).

Os índices de precipitação considerados no presente estudo, estão entre os sugeridos pelo *Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI)* e têm sido aplicados em diversos estudos em todo o mundo. O conjunto de 27 índices propostos (Karl *et al.*, 1999), baseados em valores diários de temperatura ou na quantidade diária de precipitação, estão disponíveis em <http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml>. O cálculo dos índices baseou-se na definição de um dia húmido, ou seja, um dia com precipitação acumulada de pelo menos 1 mm e ocorrem em média, uma vez (ou várias vezes) a cada ano (ou estação). Neste trabalho, foram selecionados oito índices de precipitação (Tabela 1 e Figura 1): precipitação total (PRCPTOT), precipitação máxima em 1 dia (R×1day), precipitação máxima em 5 dias (R×5day), índice de intensidade diária simples (SDII), número de dias com precipitação intensa (R20 mm), dias húmidos consecutivos (CWD), dias secos consecutivos (CDD) e contribuição dos dias muito húmidos para a precipitação total (R95PTOT).

O PRCPTOT corresponde à precipitação anual total. Os índices R×1day e R×5day descrevem a precipitação máxima em 1 e 5 dias. O SDII reproduz a intensidade diária da precipitação e o R20 corresponde à quantidade de dias com precipitação ≥ 20 mm. O CWD refere-se ao número máximo de dias húmidos consecutivos (precipitação diária ≥ 1 mm), enquanto CDD é o número máximo de dias secos consecutivos (precipitação < 1 mm). Por

último, o R95PTOT determina a contribuição da precipitação nos dias com precipitação acima do percentil 95 para a precipitação total (Santos *et al.*, 2017).

Tabela 1. Definição dos 8 índices de precipitação selecionados.

Abreviatura	Nome	Unidade
PRCPTOT	Precipitação total anual nos dias húmidos	mm
SDII	Índice de intensidade diária simples	mm dia ⁻¹
Rx1day	Precipitação máxima em 1 dia	mm
Rx5day	Precipitação máxima em 5 dias	mm
R20	Número de dias com precipitação ≥ 20 mm	dias
CWD	Dias húmidos consecutivos	dias
CDD	Dias secos consecutivos	dias
R95PTOT	Contribuição de dias muito húmidos	%

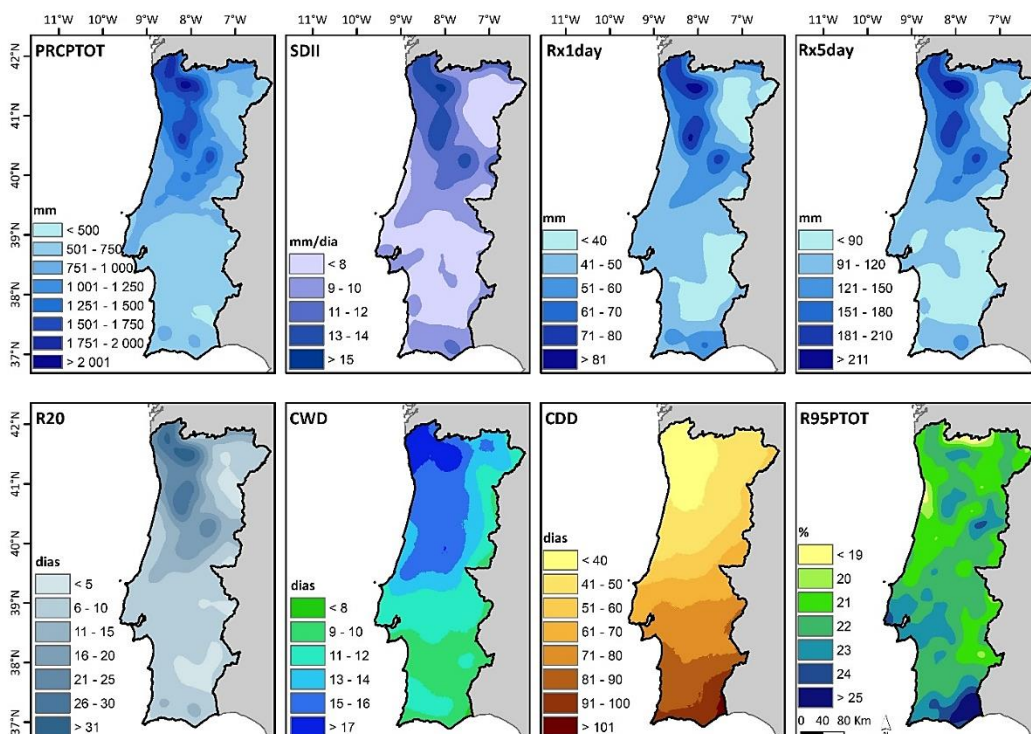


Figura 1. Distribuição espacial dos índices de precipitação selecionados: PRCPTOT, SDII, Rx1day, Rx5day, R20, CWD, CDD e R95PTOT, para Portugal continental e para o período 1950-2003.

Para a avaliação das tendências dos índices selecionados, foi aplicado o teste não paramétrico de Mann-Kendall (Kendall, 1976; Mann, 1945). Este teste, amplamente adotado para o estudo de tendências em séries climáticas (e.g. Acero *et al.*, 2014; Łupikasza, 2010; Pakalidou *et al.*, 2017; Río *et al.*, 2011), foi aplicado para determinar a significância da tendência, enquanto o estimador de declive de Sen (Sen, 1968), foi adotado para fornecer a magnitude das tendências detectadas. O teste foi aplicado a um nível de significância de 5% e calculado através do programa MAKESENS, desenvolvido pelo Instituto Meteorológico Finlandês (Salmi *et al.*, 2002). As tendências foram calculadas tanto para os dados anuais como para os dados sazonais: inverno, meses de dezembro, janeiro e fevereiro; primavera, meses de março, abril e maio; verão, meses de junho, julho e agosto; outono, meses de setembro, outubro e novembro.

As projeções climáticas futuras também se basearam nos totais de precipitação diários numa malha regular sobre o continente. Os dados, com uma resolução espacial de ~12.5 km, foram obtidos a partir de um conjunto de simulações multimodais de combinações (pares) de Modelos Climáticos Regionais (RCM) – e Modelos Climáticos Globais (GCM), produzidas no âmbito do projeto EURO-CORDEX (Giorgi *et al.*, 2004; Jacob *et al.*, 2014). Foram selecionadas simulações de sete pares RCM-GCM (Tabela 2). No projeto EURO-CORDEX, estas cadeias de modelos foram geradas no âmbito do 20C3M, forçando ao longo do período de referência de 1986-2005 (20 anos). Para as projeções futuras, foi selecionado o período de 2046 a 2065 (20 anos) sob o cenário RCP8.5 (Moss *et al.*, 2010; van Vuuren *et al.*, 2011). Ambos os períodos, recente e futuro têm a mesma duração (20 anos) para assegurar a consistência da análise. O conjunto de dados de precipitação baseado em observações (PT02) foi interpolado linearmente para a malha EURO-CORDEX (grealha menos grosseira) e foi usado como linha de base para as correções de viés ponto-a-ponto, no período base de 1986-2005 (Santos *et al.*, 2018). As projeções futuras dos diferentes índices são apresentadas como a média de *ensemble* do conjunto das simulações.

3. Resultados

As distribuições espaciais dos índices de precipitação selecionados, entre 1950 e 2003, confirmam os gradientes predominantes de norte-sul e oeste-este (Figura 3).

Em geral, os valores de precipitação diminuem de norte para sul e de oeste para este. As exceções são os índices CDD e R95PTOT, nos quais os valores mais altos ocorrem no Sul (Figura 1). Os valores mais elevados dos índices PRCPTOT, R_{x1day}, R_{x5day}, SDII e R20 registam-se no Noroeste, principalmente no conjunto montanhoso Peneda, Amarela e Gerês ou nas proximidades imediatas. De seguida, destacam-se o alinhamento das serras do Alvão, do Marão, do Montemuro, da Arada e do Caramulo e o alinhamento da Cordilheira Central. Quanto aos dias secos consecutivos (CDD), a sua frequência aumenta de Norte para Sul e, de forma bem mais acentuada, nas regiões a sul da Cordilheira

Central. A contribuição dos dias muito húmidos para a precipitação total (R95PTOT) apresenta os valores mais elevados no Algarve, nomeadamente no Sotavento, o que demonstra a importância da precipitação forte naquela região para o total dos dias com precipitação.

Tabela 2. As sete simulações utilizadas no presente estudo e recuperadas do projeto EURO-CORDEX: a instituição líder, o modelo climático regional (RCM) e o modelo climático global (GCM), juntamente com as referências mais relevantes para cada modelo.

Instituição	RCM	GCM
CLM Community	COSMO-CLM (CCLM) (Böhm <i>et al.</i> , 2006; Rockel <i>et al.</i> , 2008)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011)
		CNRM-CM5-r1i1p1 (Voldoire <i>et al.</i> , 2013)
		EC-EARTH-v2.2-r12i1p1 (Hazeleger, Wilco <i>et al.</i> , 2012; Hazeleger, W. <i>et al.</i> , 2012)
		MOHC-HadGEM2-r1i1p1 (Collins <i>et al.</i> , 2008)
		MPI-M-MPI-ESM-LR (Giorgetta <i>et al.</i> , 2013)
CNRM	ALADIN3 (Bubnová <i>et al.</i> , 1995; Déqué, 2010)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011) CNRM-CM5-r1i1p1 (Voldoire <i>et al.</i> , 2013)
DMI	HIRAM5 (Christensen <i>et al.</i> , 1996; Christensen <i>et al.</i> , 1998; Christensen <i>et al.</i> , 2007)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011)
		EC-EARTH-v2.2-r13i1p1 (Hazeleger e Bintanja, 2012; Hazeleger, W. <i>et al.</i> , 2012)
IPSL-INERIS	WRF331F (Skamarock <i>et al.</i> , 2008)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011) IPSL-CM5A-MR (Dufresne <i>et al.</i> , 2013)
KNMI	RACMO22E (van Meijgaard <i>et al.</i> , 2012; van Meijgaard <i>et al.</i> , 2008)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011)
		EC-EARTH-v2.2-r13i1p1 (Hazeleger e Bintanja, 2012; Hazeleger, W. <i>et al.</i> , 2012)
		MOHC-HadGEM2-r1i1p1 (Collins <i>et al.</i> , 2008)
MPI-CSC	REMO2009 (Jacob <i>et al.</i> , 2012)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011)
		MPI-M-MPI-ESM-LR (Giorgetta <i>et al.</i> , 2013)
SHMI	RCA4 (Jones <i>et al.</i> , 2011; Samuelsson <i>et al.</i> , 2011)	ERA-Interim (Dee <i>et al.</i> , 2011)
		CNRM-CM5-r1i1p1 (Voldoire <i>et al.</i> , 2013)
		EC-EARTH-v2.2-r13i1p1 (Hazeleger e Bintanja, 2012; Hazeleger, W. <i>et al.</i> , 2012)
		IPSL-CM5A-MR-r1i1p1 (Dufresne <i>et al.</i> , 2013)
		MOHC-HadGEM2-ES-r1i1p1 (Collins <i>et al.</i> , 2008)
		MPI-M-MPI-ESM-LR-r1i1p1 (Giorgetta <i>et al.</i> , 2013)

A Figura 2 mostra as tendências dos índices selecionados em Portugal Continental, de 1950 a 2003. É visível uma tendência decrescente, com significância estatística, no centro de Portugal, consistentemente sugerida pelos índices de precipitação: PRCPTOT, SDII, Rx1day, Rx5day e R20.

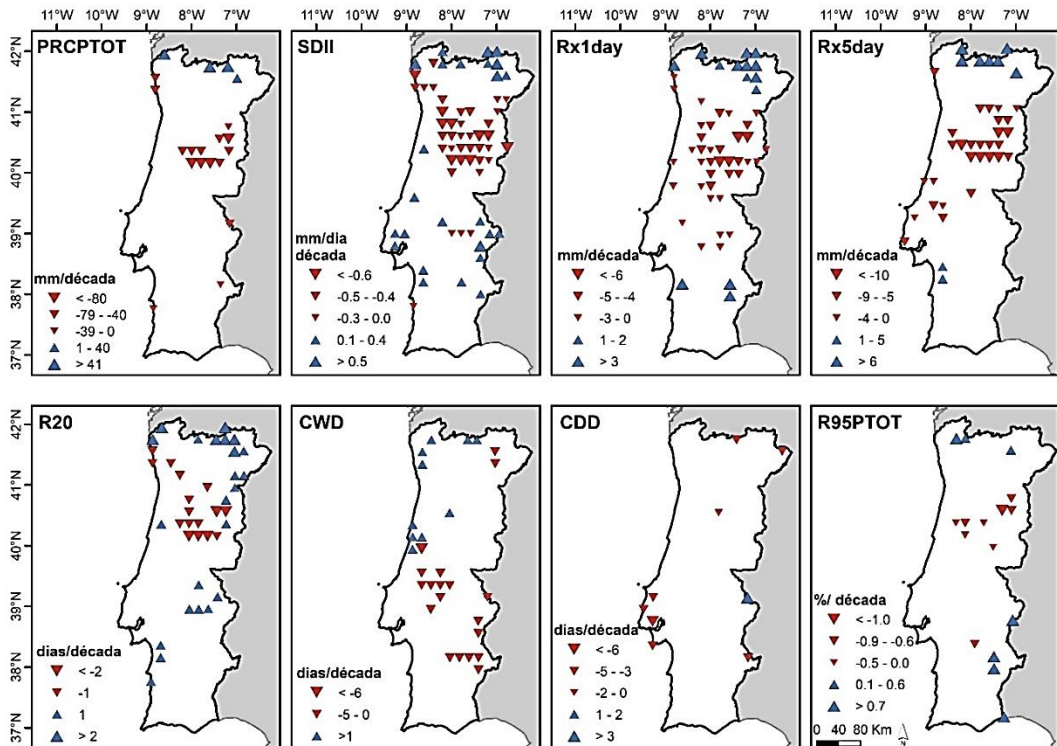


Figura 2. Tendências, por década, dos índices de precipitação selecionados para Portugal Continental e para o período de 1950 a 2003. Os triângulos representam a inclinação do Sen por década, com significância estatística, ao nível de significância de 5% (coeficiente de Z Kendall). Triângulos ascendentes e descendentes indicam tendências positivas e negativas, respetivamente. O tamanho do triângulo é proporcional à magnitude da tendência (na legenda).

A Tabela 3 apresenta uma visão geral das tendências sazonais. No inverno, a percentagem de tendências estatisticamente significativas é reduzida, embora prevaleçam tendências de diminuição da precipitação. Apenas o índice do número de dias húmidos consecutivos (CWD) exhibe uma tendência decrescente em 25% dos pontos da malha regular (com significância estatística). A primavera é a estação do ano que apresenta mais tendências com significância estatística (Figura 3). O índice PRCPTOT exhibe tendências negativas, de -54 a -17 mm/década, com significância estatística, em 29% dos pontos da malha regular. A tendência decrescente da precipitação na primavera é também sugerida por outros

índices de precipitação, como o SDII, o R×1day, o R×5day e o R20 (Figura 3). O CDD (dias secos consecutivos) indicia uma tendência crescente na primavera nas regiões do sul de Portugal, mas apenas estatisticamente significativa em 7% dos pontos da malha regular. Por outro lado, o CWD tende a diminuir no sul do país, sendo esta tendência estatisticamente significativa em 16% dos pontos da malha regular (Tabela 3 e Figura 3).

Tabela 3. Tendências estimadas dos índices de precipitação por década para as estações do ano e para Portugal Continental, no período de 1950 a 2003: média, variação, percentagem total e com significância estatística (5%) dos pontos da malha regular.

Índice	Inverno						Primavera					
	Média	Variação	% tend. neg.		% tend. pos.		Média	Variação	% tend. neg.		% tend. pos.	
			todas	sign.	todas	sign.			todas	sign.	todas	sign.
PRCPTOT	-4	-30 a 30	70	0	30	0	-12	-54 a 17	95	29	5	1
SDII	0.04	-1 a 1	38	3	62	4	-0.3	-1 a 0	84	29	16	0
Rx1day	-0.2	-4 a 3	58	5	42	2	-1	-7 a 2	88	26	12	0
Rx5day	-1	-15 a 6	74	4	26	1	-3	-12 a 3	92	19	8	0
R20	-0.02	-1 a 1	54	2	46	0	-0.1	-1 a 0	86	28	14	0
CWD	-0.33	-1 a 1	86	25	14	1	-0.2	-1 a 1	83	16	17	0
CDD	0.29	-1 a 1	25	0	75	0	0.9	-1 a 3	6	0	94	7
R95PTOT	-0.04	-1 a 1	54	2	46	2	-0.1	-1 a 1	65	3	35	2
Índice	Verão						Outono					
	Média	Variação	% tend. neg.		% tend. pos.		Média	Variação	% tend. neg.		% tend. pos.	
			todas	sign.	todas	sign.			todas	sign.	todas	sign.
PRCPTOT	-3	-12 a 5	92	11	8	0	10	-19 a 40	7	1	93	7
SDII	-0.2	-1 a 1	84	10	16	2	0.06	-1 a 1	35	5	65	6
Rx1day	-1	-2 a 2	82	8	18	1	0.2	-6 a 6	40	5	60	5
Rx5day	-1	-4 a 1	93	5	7	0	-0.3	-12 a 8	46	2	54	1
R20	0	-0 a 0	58	0	42	0	0.06	-1 a 1	21	2	79	9
CWD	-0.04	-0 a 0	18	12	82	1	0.2	-0.2 a 1	15	0	85	9
CDD	-0.32	-4 a 4	48	4	52	0	-1	-8 a 4	73	4	27	0
R95PTOT	0.01	-6 a 4	46	4	54	5	-0.2	-2 a 2	61	7	39	1

No verão, destacam-se as tendências decrescentes no número de dias húmidos consecutivos (CWD) em 12% dos pontos da malha regular. No outono, verifica-se um ligeiro aumento da precipitação total (PRCPTOT), embora sendo estatisticamente significativa em apenas 7% dos pontos da malha regular. As tendências crescentes variam entre 1 a 40 mm por década. O mesmo sucede com o SDII, Rx1day, Rx5day, R20 e CWD.

As projeções da média de *ensemble* dos índices de precipitação selecionados, para 2046–2065, e as diferenças entre 2046–2065 e 1950–2003 estão patentes nas Figuras 4 e 5, respetivamente. É possível observar uma redução projetada na precipitação média anual (PRCPTOT), entre aproximadamente 30 e 140 mm, mas acompanhada por um aumento da intensidade da precipitação, visível em outros índices, como o Rx1day, Rx5day e R95PTOT. Aumentos no número médio máximo de dias húmidos consecutivos (CWD), de 5 dias no Nordeste a 10 dias na costa Noroeste, são projetados para o período 2046-2065. Os índices de precipitação máxima em 1 e 5 dias (Rx1day e Rx5day) mostram aumentos significativos no norte de Portugal. De facto, espera-se que o total máximo de precipitação verificado em 5 dias consecutivos (Rx5day) aumente, pelo menos 140 mm nas montanhas do Noroeste. O aumento significativo projetado na CDD (número de dias secos consecutivos) é claro, uma vez que se prevê um aumento de mais de 40 dias em quase todo o território continental. A contribuição da precipitação extrema para a precipitação total (R95PTOT) também deverá aumentar, principalmente no sul de Portugal, onde se espera que a contribuição de dias muito húmidos para o total da precipitação aumente mais de 40%.aumentar, principalmente no sul de Portugal, onde se espera que a contribuição de dias muito húmidos para o total da precipitação aumente mais de 40%.

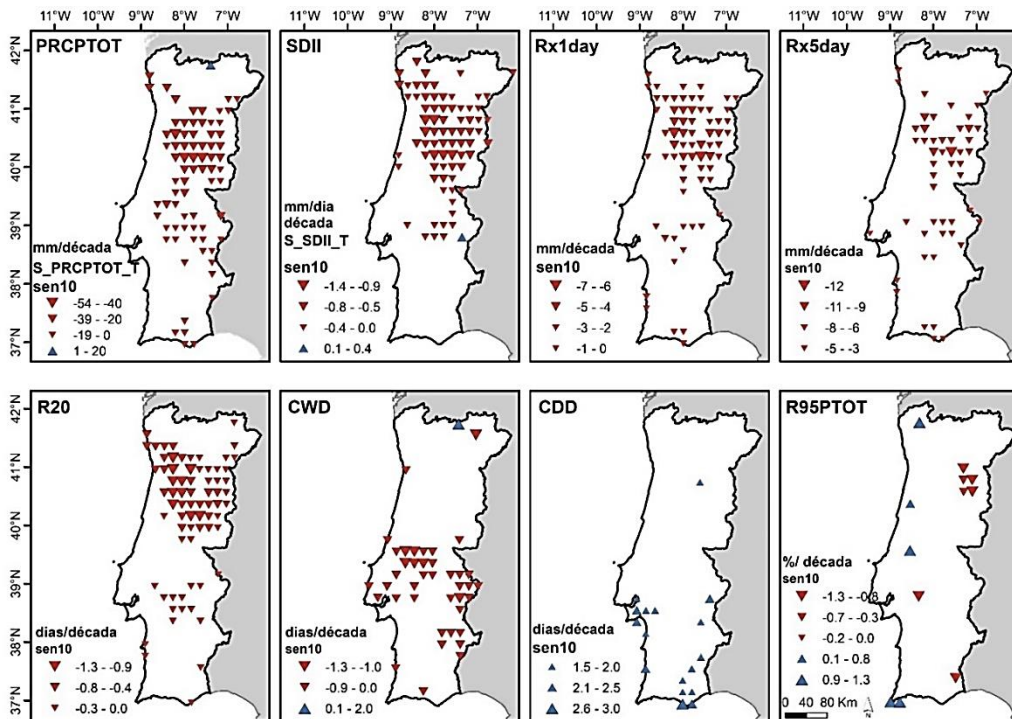


Figura 3. Como a Figura 2, mas com a primavera (março, abril, maio)

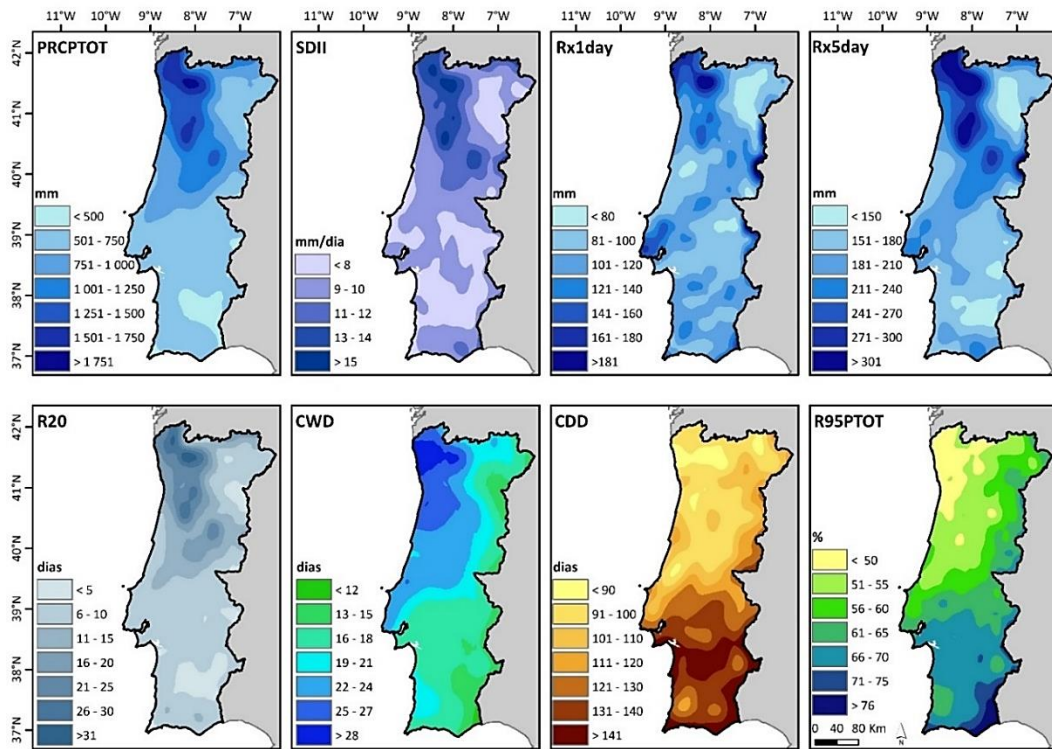


Figura 4. Distribuição espacial da média de *ensemble* dos índices de precipitação selecionados: PRCPTOT, SDII, Rx1day, Rx5day, R20, CWD, CDD e R95PTOT, para Portugal continental e para o período 2046–2065.

4. Conclusão

Ao longo deste trabalho identificamos tendências predominantemente de diminuição da precipitação, principalmente na primavera e no centro de Portugal, no período 1950-2003, em linha com o obtido em estudos anteriores (e.g. Avó, 2014; Espírito Santo *et al.*, 2014; Lima *et al.*, 2013). A diminuição da precipitação no inverno e na primavera sobre o Sudoeste da Europa e noroeste da África é comumente associada ao predomínio da fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) nas últimas quatro décadas (Goodess *et al.*, 2002; Sáez de Cámara *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2016). O padrão do Atlântico Leste (EA) também é um padrão proeminente de larga escala dentro do setor euro-atlântico que controla significativamente os padrões de precipitação e temperatura do ar sobre Portugal (Santos *et al.*, 2007; Santos, J. A. *et al.*, 2013). No geral, os resultados obtidos no presente estudo, estão em clara concordância com estudos anteriores, mostrando que a diminuição na precipitação da primavera está associada a um fortalecimento da fase positiva da NAO e da fase negativa do padrão EA.

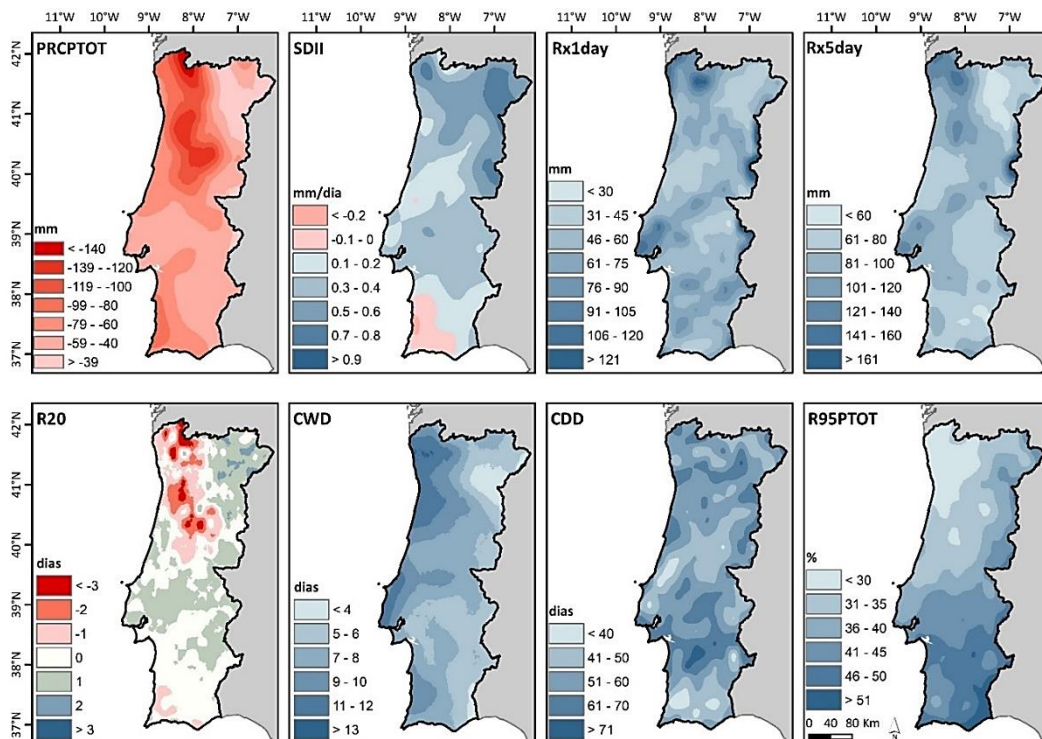


Figura 5. Diferenças entre os períodos de 2046-2065 e 1950-2003 dos índices de precipitação selecionados para Portugal continental.

As projeções de mudança climática para 2046–2065 revelam uma diminuição da precipitação média anual (PRCPTOT), principalmente no noroeste de Portugal. Enquanto isso, a contribuição da precipitação extrema para a precipitação total (R95PTOT) deverá aumentar, particularmente no sul do país. O número máximo de dias secos consecutivos (CDD) também deverá aumentar significativamente em todo o território continental.

Apesar das tendências de diminuição da precipitação, em especial na primavera, entre 1950 a 2003 e das projeções de diminuição da precipitação total anual, a concentração da precipitação e o aumento dos períodos secos consecutivos deverão ser alvo de especial atenção. Esta evolução estima-se que ocorra acompanhada por um aumento das temperaturas do ar (Andrade *et al.*, 2014). O aumento do número de dias secos consecutivos, particularmente no sul de Portugal, terá consequências potencialmente nefastas, por exemplo, na agricultura, gestão dos recursos hídricos ou na produção de energia hidroelétrica. Paralelamente, o aumento da ocorrência de eventos extremos, através da concentração da precipitação ou de quantitativos mais elevados em menos dias, acentuará a vulnerabilidade do território, com implicações, eventualmente, na ocorrência de riscos naturais. Estas projeções climáticas, com consequências no solo e na

água, devem favorecer a ocorrência de incêndios florestais, aumentar a erosão e contribuir para a desertificação das áreas mais interiores do país.

Bibliografia

Acero, F. J., García, J. A., Gallego, M. C., Parey, S., e Dacunha-Castelle, D. (2014). Trends in summer extreme temperatures over the Iberian Peninsula using nonurban station data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(1), 39-53. doi:10.1002/2013JD020590

Andrade, C., Fraga, H., e Santos, J. A. (2014). Climate change multi-model projections for temperature extremes in Portugal. *Atmospheric Science Letters*, 15(2), 149-156. doi:doi:10.1002/asl2.485

Avó, N. (2014). *Decis de precipitação em Portugal continental (1951-1980 e 1981-2010): Cartografia e aspetos evolutivos*. (Tese de Mestrado), Universidade de Lisboa, Lisboa.

Belo-Pereira, M., Dutra, E., e Viterbo, P. (2011). Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D20101). doi:10.1029/2010JD015481

Böhm, U., Kücken, M., Ahrens, W., Block, A., Hauffe, D., Keuler, K., et al. (2006). CLM - the climate version of LM: brief description and long-term applications. *COSMO Newsletter*, 6, 225-235.

Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., e Geleyn, J.-F. (1995). Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Following Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*, 123(2), 515-535. doi:10.1175/1520-0493(1995)123<0515:iotfee>2.0.co;2

Christensen, J. H., Christensen, O. B., Lopez, P., van Meijgaard, E., e Botzet, M. (1996). *The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Scientific Report 96-04*. Copenhagen: Danish Climate Centre, Danish Meteorological Institute.

Christensen, O. B., Christensen, J. H., Machenhauer, B., e Botzet, M. (1998). Very High-Resolution Regional Climate Simulations over Scandinavia-Present Climate. *Journal of Climate*, 11(12), 3204-3229.

Christensen, O. B., Drews, M., Hesselbjerg Christensen, J., Dethlo, K., Ketelsen, K., Hebestadt, I., et al. (2007). *The HIRHAM Regional Climate Model. Version 5 (beta). Technical Report 06-17*. Danish Climate Centre, Danish Meteorological Institute: Copenhagen.

Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Hinton, T., Jones, C. D., et al. (2008). *Evaluation of the HadGEM2 model. Hadley Cent. Tech. Note 74*.

Costa, A. C., Santos, J. A., e Pinto, J. G. (2012). Climate change scenarios for precipitation extremes in Portugal. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1), 217-234. doi:10.1007/s00704-011-0528-3

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. doi:10.1002/qj.828

- Déqué, M. (2010). Regional climate simulation with a mosaic of RCMs. *Meteorologische Zeitschrift*, 418(19 (3)), 259-266. doi:10.1127/0941-2948/2010/0455
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., *et al.* (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9), 2123-2165. doi:10.1007/s00382-012-1636-1
- Espírito Santo, F., Ramos, A. M., de Lima, M. I. P., e Trigo, R. M. (2014). Seasonal changes in daily precipitation extremes in mainland Portugal from 1941 to 2007. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1765-1788. doi:10.1007/s10113-013-0515-6
- Ferreira, D. B. (2005). O Ambiente Climático. In C. A. Medeiros (Ed.), *Geografia de Portugal Vol. I - Ambiente Físico* (Vol. I, pp. 495). Lisboa: Círculo de Leitores.
- Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., *et al.* (2013). Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3), 572-597. doi:10.1002/jame.20038
- Giorgi, F., Bi, X., e Pal, J. (2004). Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071–2100). *Climate Dynamics*, 23(7), 839-858. doi:10.1007/s00382-004-0467-0
- González-Hidalgo, J. C., Lopez-Bustins, J., Štěpánek, P., Martin-Vide, J., e de Luis, M. (2009). Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951–2000). *International Journal of Climatology*, 29(10), 1415-1429. doi:10.1002/joc.1780
- Goodess, C. M., e Jones, P. D. (2002). Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22(13), 1593-1615. doi:10.1002/joc.810
- Hazeleger, W., e Bintanja, R. (2012). Studies with the EC-Earth seamless earth system prediction model. *Climate Dynamics*, 39(11), 2609-2610. doi:10.1007/s00382-012-1577-8
- Hazeleger, W., Wang, X., Severijns, C., Ștefănescu, S., Bintanja, R., Sterl, A., *et al.* (2012). EC-Earth V2.2: description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Climate Dynamics*, 39(11), 2611-2629. doi:10.1007/s00382-011-1228-5
- Hidalgo-Muñoz, J. M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., e Castro-Díez, Y. (2011). Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 497-511. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.049
- IPCC. (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Jacob, D., Elizalde, A., Haensler, A., Hagemann, S., Kumar, P., Podzun, R., *et al.* (2012). Assessing the Transferability of the Regional Climate Model REMO to Different COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment (CORDEX) Regions. *Atmosphere*, 3(1), 181.

- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., *et al.* (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578. doi:10.1007/s10113-013-0499-2
- Jones, C. G., Samuelsson, P., e Kjellström, E. (2011). Regional climate modelling at the Rossby Centre. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1), 1-3. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00491.x
- Karl, T., Nicholls, N., e Ghazi, A. (1999). Clivar/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. *Climatic Change*, 42(1), 3-7. doi:10.1023/A:1005491526870
- Kendall, S. (1976). *Time Series*. New York: Oxford Univ. Press.
- Klein Tank, A. M. G., e Können, G. P. (2003). Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-1999. *J. Climate*, 16(22), 3665-3680. doi:doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3665:tiiodt>2.0.co;2
- Lima, M. I. P., Santo, F. E., Ramos, A. M., e Trigo, R. M. (2015). Trends and correlations in annual extreme precipitation indices for mainland Portugal, 1941–2007. *Theoretical and Applied Climatology*, 119(1), 55-75. doi:10.1007/s00704-013-1079-6
- Lima, M. I. P. d., Santo, F. E., Ramos, A. M., e de Lima, J. L. M. P. (2013). Recent changes in daily precipitation and surface air temperature extremes in mainland Portugal, in the period 1941–2007. *Atmospheric Research*, 127(0), 195-209. doi:10.1016/j.atmosres.2012.10.001
- Łupikasza, E. (2010). Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006. *International Journal of Climatology*, 30(7), 991-1007. doi:10.1002/joc.1950
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M., e Kjeldsen, T. R. (2014). Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology*, 519, Part D, 3634-3650. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.11.003
- Mann, H. B. (1945). Non parametric test against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.
- Martínez, M. D., Lana, X., Burgueño, A., e Serra, C. (2007). Spatial and temporal daily rainfall regime in Catalonia (NE Spain) derived from four precipitation indices, years 1950–2000. *International Journal of Climatology*, 27(1), 123-138. doi:10.1002/joc.1369
- Melo-Gonçalves, P., Rocha, A., e Santos, J. A. (2016). Robust inferences on climate change patterns of precipitation extremes in the Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 94, 114-126. doi:10.1016/j.pce.2016.05.003
- Merino, A., Fernández-Vaquero, M., López, L., Fernández-González, S., Hermida, L., Sánchez, J. L., *et al.* (2016). Large-scale patterns of daily precipitation extremes on the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 36(11), 3873-3891. doi:10.1002/joc.4601
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., *et al.* (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747. doi:10.1038/nature08823
- Pakalidou, N., e Karacosta, P. (2017). Study of very long-period extreme precipitation records in Thessaloniki, Greece. *Atmospheric Research*. doi:10.1016/j.atmosres.2017.07.029

- Pereira, S., Zêzere, J. L., Quaresma, I., Santos, P. P., e Santos, M. (2016). Mortality Patterns of Hydro-Geomorphologic Disasters. *Risk Analysis*, 36(6), 1188-1210. doi:10.1111/risa.12516
- Ramos, C. (1986). *Tipo de anticiclones e ritmo climático de Portugal* (Vol. 25). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos.
- Río, S., Herrero, L., Fraile, R., e Penas, A. (2011). Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain (1961–2006). *International Journal of Climatology*, 31(5), 656-667. doi:10.1002/joc.2111
- Rockel, B., Will, A., e Hense, A. (2008). Special issue: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 347-348. doi:10.1127/0941-690 2948/2008/0309
- Sáez de Cámara, E., Gangoiti, G., Alonso, L., e Iza, J. (2015). Daily precipitation in Northern Iberia: Understanding the recent changes after the circulation variability in the North Atlantic sector. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(19), 9981-9910,9005. doi:10.1002/2015JD023306
- Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., e Amnell, T. (2002). *Detecting Trends of Annual Values of Atmospheric Pollutants by the Mann-Kendall Test and Sen's Slope Estimates – The Excel Template Application MAKESENS* (Vol. Publications on Air Quality). Helsinki: Finnish Meteorological Institute.
- Samuelsson, P., Jones, C. G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U. L. F., *et al.* (2011). The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and performance. *Tellus A*, 63(1), 4-23. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00478.x
- Santos, J., Corte-real, J., e Leite, S. (2007). Atmospheric large-scale dynamics during the 2004/2005 winter drought in Portugal. *International Journal of Climatology*, 27(5), 571-586. doi:10.1002/joc.1425
- Santos, J. A., Belo-Pereira, M., Fraga, H., e Pinto, J. G. (2016). Understanding climate change projections for precipitation over western Europe with a weather typing approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(3), 1170-1189. doi:10.1002/2015JD024399
- Santos, J. A., Woollings, T., e Pinto, J. G. (2013). Are the Winters 2010 and 2012 Archetypes Exhibiting Extreme Opposite Behavior of the North Atlantic Jet Stream? *Monthly Weather Review*, 141(10), 3626-3640. doi:10.1175/MWR-D-13-00024.1
- Santos, J. F., Pulido-Calvo, I., e Portela, M. M. (2010). Spatial and temporal variability of droughts in Portugal. *Water Resources Research*, 46(3), n/a-n/a. doi:10.1029/2009WR008071
- Santos, M., Fonseca, A., Fragoso, M., e Santos, J. A. (2018). Recent and future changes of precipitation extremes in mainland Portugal. *Theoretical and Applied Climatology*. doi:10.1007/s00704-018-2667-2
- Santos, M., e Fragoso, M. (2013). Precipitation variability in Northern Portugal: data homogeneity assessment and trends in extreme precipitation indices. *Atmospheric Research*, 131, 34-45. doi:10.1016/j.atmosres.2013.04.008
- Santos, M., Fragoso, M., e Santos, J. A. (2017). Regionalization and susceptibility assessment to daily precipitation extremes in mainland Portugal. *Applied Geography*, 86, 128-138. doi:10.1016/j.apgeog.2017.06.020

- Santos, M., Santos, J. A., e Fragoso, M. (2015). Historical damaging flood records for 1871–2011 in Northern Portugal and underlying atmospheric forcings. *Journal of Hydrology*, 530, 591-603. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.10.011
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63, 1379-1389. doi:10.2307/2285891
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., et al. (2008). *A description of the advanced research WRF version 3*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR.
- Trigo, R. M., e DaCamara, C. C. (2000). Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20(13), 1559-1581. doi:10.1002/1097-0088(20001115)20:13<1559::aid-joc555>3.0.co;2-5
- van den Besselaar, E. J. M., Klein Tank, A. M. G., e Buishand, T. A. (2013). Trends in European precipitation extremes over 1951–2010. *International Journal of Climatology*, 33(12), 2682-2689. doi:10.1002/joc.3619
- van Meijgaard, E., Van Ulft, L. H., Lenderink, G., De Roode, S. R., Wipfler, E. L., Boers, R., et al. (2012). *Refinement and application of a regional atmospheric model for climate scenario calculations of Western Europe*. Retrieved from KvR 783 054/12:
- van Meijgaard, E., Van Ulft, L. H., Van de Berg, W. J., Bosveld, F. C., Van den Hurk, B., Lenderink, G., et al. (2008). *The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1*. Technical Report 302. Netherlands: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., et al. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, 109(1), 5. doi:10.1007/s10584-011-0148-z
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., et al. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9), 2091-2121. doi:10.1007/s00382-011-1259-y

REGIME TÉRMICO DO AR NO ALTO VALE DO ZÊZERE (SERRA DA ESTRELA). CASO DE ESTUDO NUMA SITUAÇÃO ANTICLÓNICA

Carla Mora¹

Resumo

Neste caso de estudo, recolheram-se dados da temperatura do ar em 5 postos termométricos, situados no sector superior do Vale do rio Zêzere, entre o dia 11 e 15 de abril de 2001, num período de estabilidade atmosférica. Os postos foram instalados a várias altitudes e exposições, de forma a conhecer as modificações do campo térmico do ar junto ao solo ao longo do dia. Verificou-se que o gradiente térmico vertical tem um comportamento diferente de dia e de noite e escolheu-se um dia para exemplificar a variação. Pela 1h da manhã de 12 de abril, registou-se uma diminuição de $-0,3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, mais tarde o gradiente térmico inverteu-se sendo de $0,25^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ às 7h20min. Duas horas após o nascer do Sol, o gradiente térmico vertical volta a ser negativo e vai aumentando gradualmente até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h ($-1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Durante a noite, o ar frio foi drenado para o fundo de vale e foi possível observar dois ciclos de drenagem (1h e 6h da manhã). Acrescenta-se, por fim, que a cintura de ar quente situada acima do lago de ar frio esteve presente ao longo de todas as noites, mas teve uma distribuição espacial irregular, devido à exposição das vertentes a oeste e a este. Este facto é também responsável por um campo térmico dissimétrico ao longo do dia.

Palavras-chave: topoclimatologia; regime térmico; estabilidade atmosférica; inversão térmica; cintura térmica; drenagem de ar frio; Serra da Estrela.

1. Introdução

Nas áreas de montanha, em situações de estabilidade anticiclónica, existem padrões diurnos e noturnos de distribuição da temperatura do ar que são induzidos pela altitude, pela topografia e pela orientação do relevo. O Vale do Zêzere, encaixado na mais alta montanha de Portugal continental e com orientação NNE-SSW, foi escolhido para estudar os padrões térmicos porque a energia que as vertentes do vale recebem ao longo do dia varia muito e depende do declive e da exposição. As diferenças térmicas resultantes, que variam ao longo do vale, vão dar origem a correntes de compensação.

¹ Professora auxiliar convidada e investigadora do CEG-IGOT da Universidade de Lisboa. carlamora@campus.ul.pt

Durante a noite a drenagem de ar frio dos planaltos, vai determinar a distribuição da temperatura. No entanto, o escoamento de ar frio é apenas um dos fenómenos que dá origem a temperaturas mais baixas nos fundos de vale em situações de estabilidade atmosférica. A ocultação do céu também contribui para o arrefecimento e para a manutenção das temperaturas mais baixas nas áreas deprimidas, uma vez que, nos vales, a duração do dia é menor; como resultado do efeito de sombra, o nascer do Sol é retardado e o ocaso é antecipado. Por outro lado, a exposição das vertentes num vale com orientação aproximada N-S vai dar origem a um comportamento térmico dissimétrico no vale, uma vez que no início da manhã e no fim do dia, umas vertentes refletem radiação e emitem calor, noutras pode haver drenagem de ar frio. Neste trabalho estuda-se o campo térmico diurno e noturno do vale do Zêzere com base em dados de 5 registadores da temperatura do ar, instalados a diferentes altitudes e posições topográficas, que registaram em intervalos de 5 min ao longo de 5 dias (11 a 15 de abril de 2001).

2. Dados e metodologia

O presente estudo foi realizado com base na monitorização da temperatura do ar, com intervalos de registo de 5 minutos e usando uma rede de postos termométricos. Os 5 registadores automáticos da temperatura do ar foram instalados, em posições topográficas diferentes, de modo a documentar as principais características térmicas do vale do Zêzere (Figura 1).

Os registadores de temperaturas do ar, designados por postos termométricos, foram montados no Centro de Estudos Geográficos e incluem o registador automático, o pé de suporte e a cabeça amovível construídas com tubos de PVC (Vieira *et al.*, 2000). Os registadores automáticos baseiam-se no sistema de aquisição automática e registo de dados de 1 canal Tiny Talk II® da Gemini Data Loggers UK Ltd. A escolha do sistema Tiny Talk II® prende-se com a sua pequena dimensão, robustez e com os bons resultados com ele obtidos noutras áreas de trabalho sob condições meteorológicas particularmente rigorosas, como os Pirinéus, Serra Nevada e Antártica (Miguel Ramos, 1995; Vieira *et al.*, 2000). A memória possibilita o armazenamento de 1800 dados, com intervalos de registo pré-programados, usando o software OTLM 1.41®. Trata-se de um sistema de aquisição de 8 bits que regista a temperatura através de um termistor NTC100, com funcionamento entre -35°C e 70°C e com uma precisão máxima de 0,35°C (Vieira *et al.*, 2000). Os postos termométricos foram instalados num tubo de PVC a 1,20m de altura. O sistema foi desenhado de forma a permitir o arejamento, impedindo o aquecimento e arrefecimento dos materiais relativamente ao meio (Vieira *et al.*, 2000).

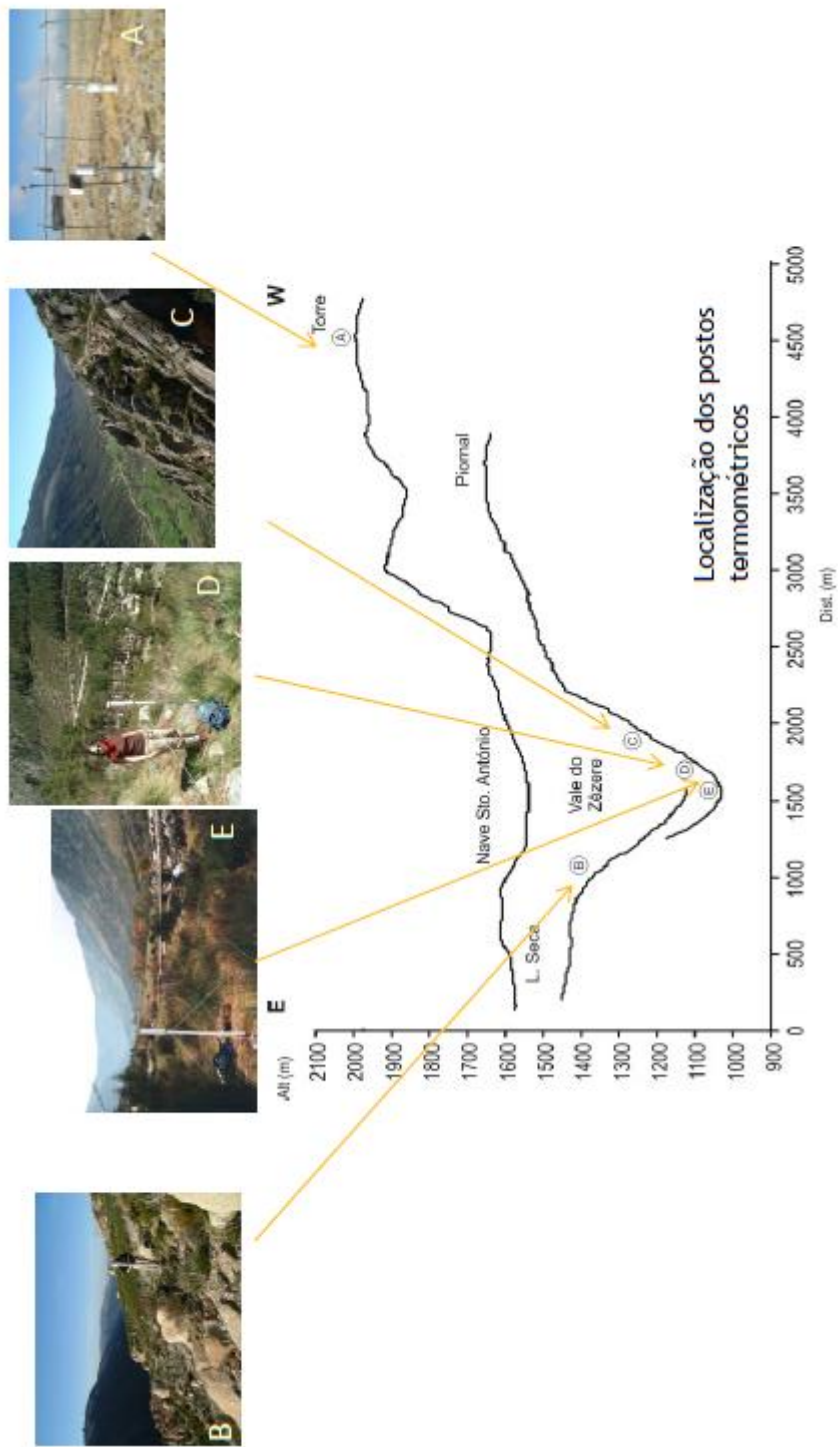


Figura 1. Postos termométricos instalados no Alto Vale do Zêzere, localizados nos perfis topográficos transversais: A – Torre (1993 m), B – Lagoa Seca (1390 m), C – Vale do Zêzere estrada florestal (1270 m), D – Vale do Zêzere a meia vertente (1150 m) e E – Fundo do Vale do Zêzere (ASE, 1150m).

Os postos foram instalados em posições topográficas e a altitudes diferentes de forma a ilustrar a influência da topografia no campo térmico do vale. O posto do Alto da Torre é o que se situa a maior altitude e pretende ilustrar o comportamento do topo da serra. Para ilustrar o comportamento térmico das vertentes instalaram-se dois postos: um na vertente exposta a Este do vale do Zêzere (Zêzere Estrada Florestal) e outro na exposta a Oeste (Zêzere Lagoa Seca). Entre o posto do fundo do vale do Zêzere-ASE e o da Estrada Florestal foi instalado, próximo da base de um cone de detritos, a 1150m, o posto de meia vertente.

3. Enquadramento do período de estudo

Durante esse período, Portugal foi afetado por um anticiclone situado a norte da Península Ibérica. Em altitude, tratou-se de uma circulação meridiana de bloqueio em ómega, estando Portugal no flanco este da crista, uma situação responsável pelo fluxo de massas de ar da Europa Ocidental (Catarina Ramos, 1987). No que diz respeito às condições meteorológicas, o céu esteve limpo e o vento foi fraco. Para caracterizar melhor o estado do tempo no período estudado foi usada a reanálise-1 de dados da superfície do *NCEP/NCAR* e da estação meteorológica das Penhas Douradas. (Tabelas 1 e 2).

Tabela 1. Informação meteorológica de superfície retirada da reanálise-1 do *NCEP/NCAR*, para um ponto na grelha a 40°N e 7°W, entre 11 e 15 de abril de 2001.

	11	12	13	14	15
Direção vento	S	S	S	S	S
Temperatura do ar (°C)	12,8	12,8	10,8	11,8	8,8
Ómega (Pascal/s)	0,1	0,1	0,1	0,15	0,05
Água precipitável (kg/m ²)	11	8	10	9	23
Pressão (hPa)	980	980	980	980	980
Humidade Relativa (%)	85	70	85	70	80

O fluxo do vento foi de Sul, a pressão atmosférica de 980 hPa e o valor do ómega indica que, em média, não houve ascensão vertical das massas de ar. No entanto, há uma tendência para o valor se aproximar de 0 entre 14 e 15 de abril. Salienta-se que quando o valor é negativo há ascensão vertical das massas de ar (Tabela 1). Também no último dia, aumentou muito a água precipitável, ou seja, a quantidade de água disponível para a precipitação, considerando a condensação de todo o vapor de água existente numa coluna vertical da atmosfera (Fragoso, 2004). A humidade relativa foi sempre elevada, e a temperatura do ar à superfície foi mais elevada do que a registada pelos postos, mas apresentando, no entanto, uma variação semelhante ao longo do período.

Nos registos das Penhas Douradas, a humidade relativa variou entre 30 e 60% e a direção dominante do vento variou entre Este e Sudeste. O vento foi mais forte nos dias 13 e 14 (Tabela 2). A temperatura registada nas Penhas Douradas foi semelhante à registada no posto do Zêzere - Estrada Florestal e Zêzere-Lagoa Seca, facto que seria de esperar, até porque estes postos se situam a uma altitude semelhante (Tabela 3).

4. Análise dos registos dos postos termométricos situados no vale do Zêzere

O regime térmico diário ao longo do período de estudo variou em função da altitude e da posição topográfica (Figura 2 e Tabelas 4 e 5).

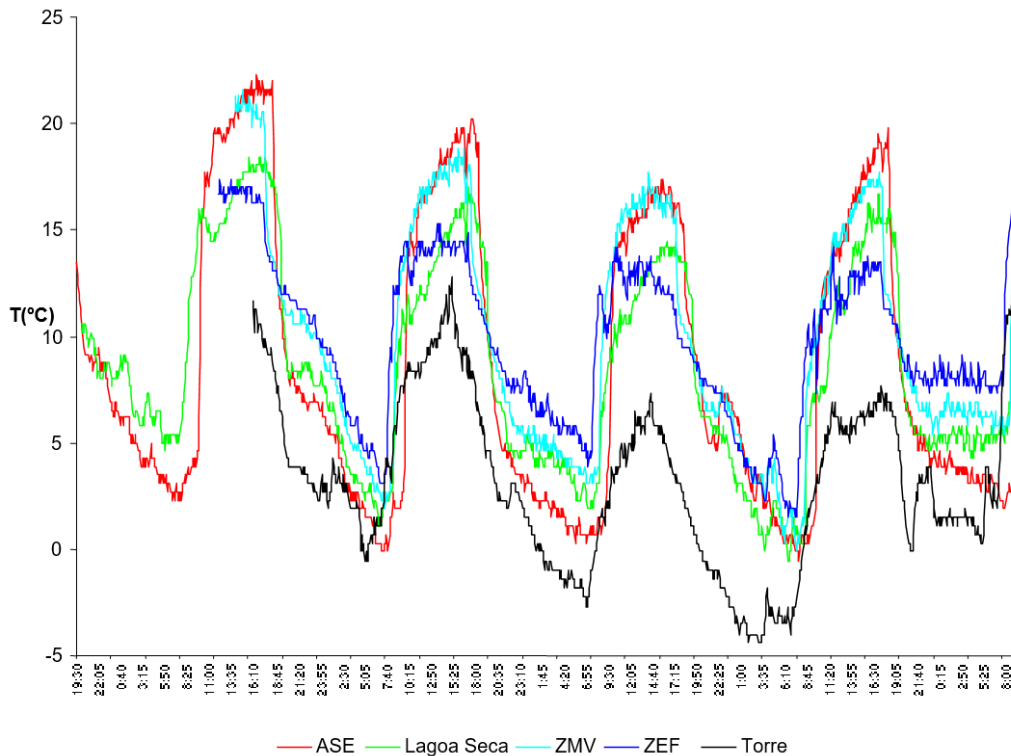


Figura 2. Temperatura do ar nos postos termométricos da bacia do Zêzere entre 11 e 15 de abril de 2001 (ASE – vale do Zêzere, Lagoa Seca, ZMV - Zêzere meia vertente, ZEF - Zêzere estrada florestal e Torre).

Tabela 2. Elementos meteorológicos recolhidos na estação das Penhas Douradas, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de abril de 2001.

	Dia 11				Dia 12				Dia 13				Dia 14				Dia 15						
Direção do vento	SE	SE	NW	NE	SE	NW	NE	NE	SE	NE	SE	E	SE	E	E	E	SE	E	SE	E	SE	N	W
Velocidade do vento (km/h)	3	1	9	7	3	5	9	5	9	5	9	9	11	17	5	13	7	9	1	5	13		
Temperatura (°C)	11	9	16	13	9	3	12	11	7	5	12	9	4	0	10	11	9	7	15	13			
Humidade relativa (%)	57	44	40	39	61	40	32	45	48	33	40	47	67	82	57	48	38	34	40	39			

Tabela 3. Temperatura do ar registada nos postos termométricos, para as 0h, 6h, 12h e 18h, entre 11 e 15 de Abril de 2001.

	Dia 11				Dia 12				Dia 13				Dia 14				Dia 15					
Temperatura do ar nos postos	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18	00	12
Vale do Zêzere - ASE	7	3	20	22	7	1	17	20	3	1	15	16	7	0	14	19	4	3				
Zêzere Lagoa Seca	8	5	14	18	8	2	12	15	5	2	11	14	4	1	12	15	5	5				
Zêzere meia vertente					14	9	4	17	13	5	4	16	11	7	1	15	12	5	6			
Zêzere Estrada Florestal			17	14	10	5	14	12	8	5	13	10	6	2	12	11	8	7				
Torre			9	3	0	9	8	2	-2	5	3	-3	-4	6	7	2	4					

O dia 12 foi o mais quente em todos os postos, com temperaturas médias de 10,3°C no posto do Zêzere meia-vertente e de 5,3°C na Torre. O mais frio foi o dia 14 de abril, com temperatura média de 8,6°C no posto do vale do Zêzere-ASE e 1,8°C na Torre. Se considerarmos separadamente o comportamento térmico durante a noite e durante o dia, a noite mais fria foi a de 12 para 13 no posto de fundo de vale (3,1°C no vale do Zêzere-ASE) e, para os outros postos, foi a noite seguinte (Tabela 3). É de salientar que, de madrugada, foram atingidas temperaturas negativas em todos os postos, tendo a mais baixa sido de -4,4°C, na Torre.

A temperatura média do ar durante o dia (das 8h às 19h) foi superior nos postos de menor altitude, ou seja, no vale do Zêzere-ASE e no posto de Zêzere meia-vertente. No entanto, como o posto Zêzere meia-vertente está situado na vertente exposta a Este, pode registar temperaturas superiores às do fundo de vale no início da manhã, uma vez que recebe radiação direta mais cedo. A temperatura máxima diária mais alta registou-se sempre no posto do vale do Zêzere-ASE, porque se situa no fundo de vale e a menor altitude e, por isso, além da radiação direta, recebe radiação solar refletida pelas vertentes, e está também, abrigado do vento regional, o que se traduz num maior aquecimento da camada de ar junto ao solo (Geiger, 1961). Também no fundo de vale, as mínimas são mais baixas de madrugada devido ao arrefecimento irradiativo noturno associado à acumulação e drenagem de ar frio. Salienta-se que o fundo de vale do Zêzere é o posto mais frio de madrugada, mas durante a noite é a Torre que regista uma temperatura mais baixa, por estar a maior altitude (mais 943m) e por ser uma área de planalto onde há arrefecimento do ar. No que diz respeito à amplitude térmica diária, esta é superior no fundo de vale (Zêzere-ASE), tendo atingido cerca de 20°C.

A influência da topografia na variação das temperaturas do ar é nítida porque a situação meteorológica nestes dias foi anticiclónica. O facto de se ter registado uma situação de estabilidade atmosférica ao longo do período, permitiu que o comportamento térmico em cada posto termométrico fosse uniforme ao longo dos dias de recolha de dados, apesar de se terem registado variações na temperatura do ar.

No que respeita ao comportamento da temperatura em função da altitude e da posição topográfica dos postos, verifica-se que a temperatura diminui com o aumento da altitude, apesar dessa diminuição não ser regular. O controlo da posição topográfica contribui para explicar as diferenças térmicas observadas entre os postos de madrugada, ao nascer do Sol e no ocaso.

Tabela 4. Temperatura do ar noturna (19h55min-7h55min) e diurna (8h-19h) nos postos termométricos da bacia do Zêzere entre 11 e 15 de abril de 2001.

		ASE	Lagoa Seca	Zêzere Meia-Vertente	Zêzere Estrada Florestal	Torre
Noite (19h55-7h55 de 11/12)		4,8	6,0	7,3	9,2	2,8
Dia 12	Temp. média	8,9	8,6	10,3	10,0	5,3
	Ampl. térmica	19,9	15,9	16,9	11,4	13,2
	Temp. média (8-19h)	14,7	12,8	15,1	13,1	8,6
Noite (19h55-7h55 de 12/13)		3,1	4,8	5,6	7,0	0,6
Dia 13	Temp. média	8,0	7,8	9,5	9,1	1,4
	Ampl. térmica	17,1	12,3	14,6	9,5	10,0
	Temp. média (8-19h)	13,1	11,5	14,1	12,0	4,1
Noite (19h55-7h55 de 13/14)		4,2	3,4	4,7	5,1	-2,4
Dia 14	Temp. média	8,0	7,1	8,6	8,2	1,8
	Ampl. térmica	20,4	16,9	17,8	12,0	12,1
	Temp. média (8-19h)	13,1	11,5	13,2	11,6	5,2
Noite (19h55-7h55 de 14/15)		4,3	6,0	7,0	8,8	3,1

A Figura 3 representa a variação da temperatura entre 11 e 15 de abril, seguindo um perfil vertical no vale do Zêzere. Para a construção da figura ordenaram-se os postos altitudinalmente, e procedeu-se à interpolação das temperaturas do ar. Em geral, durante o dia, a temperatura do ar diminuiu com a altitude e, durante a noite, o fundo de vale esteve mais frio do que na meia vertente. Na madrugada do dia 12 o fundo de vale esteve mesmo, mais frio do que o Alto da Torre. Quando as temperaturas são mais elevadas a meia vertente diz-se que ocorre uma cintura térmica, Acima da cintura térmica regista-se novamente a diminuição da temperatura com a altitude. Neste conjunto de dias, a temperatura variou entre -5°C e 16 °C.

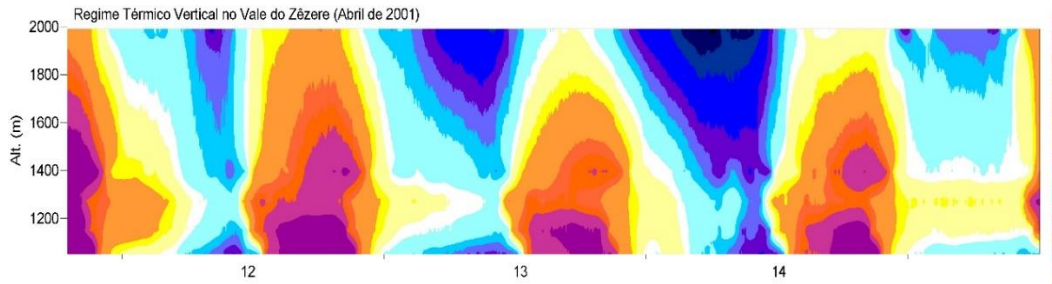


Figura 3. Variação da temperatura do ar em função da altitude, entre 11 e 15 de abril de 2001, no vale do Zêzere.

Tal como já foi referido, as áreas mais quentes durante o dia são os fundos de vale, e a mais fria é a Torre (Figura 4). É entre as 17h30min e as 18h que a diferença entre o interflúvio e o fundo de vale é maior, atingindo o valor máximo (até 12°C). A hora em que a diferença de temperatura entre a Torre e fundo de vale é mais elevada é entre as 8 e as 9h, e pode atingir 5°C (dia 11 e 15). Durante a noite, o posto mais frio continua a ser o da Torre.

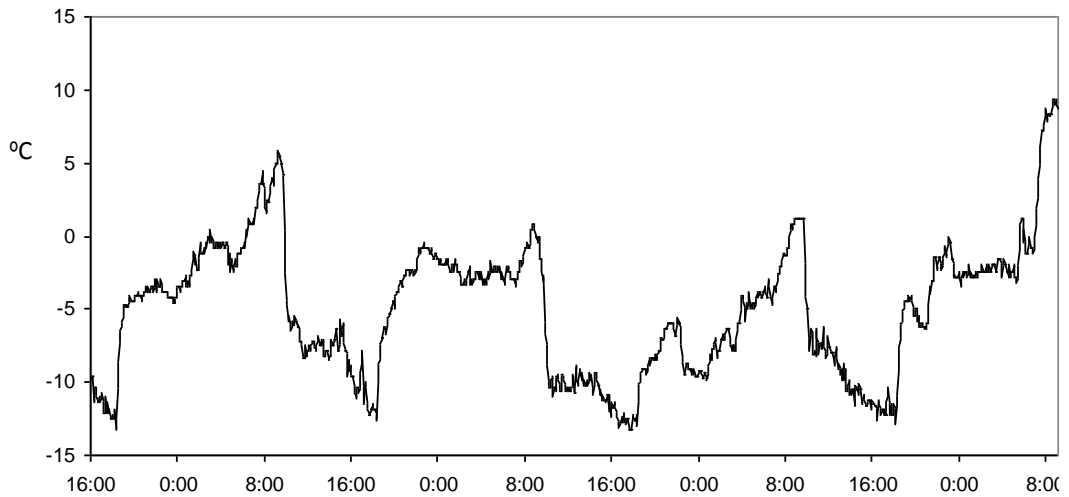


Figura 4. Diferença da temperatura do ar entre os postos termométricos da Torre e do fundo de vale do Zêzere-ASE entre as 16h do dia 11 de abril e as 9h do dia 15 de abril de 2001.

No que diz respeito à presença da cintura térmica, é possível observar a sua evolução se calcularmos a diferença da temperatura do ar entre o posto da estrada florestal e do vale do Zêzere-ASE (Figura 5). Quando a temperatura no vale do Zêzere-ASE é mais elevada do

que no posto da estrada florestal, a diferença é negativa. Ora a temperatura do ar no vale do Zêzere- ASE foi mais elevada de dia, entre as 10h10min e as 19h e 50min, e atinge-se a diferença máxima de temperatura entre as 17h30min e as 18h. Entre as 20h e as 10h da manhã, o fundo de vale está mais frio do que o posto de meia vertente, e essa diferença de temperatura é mais elevada entre as 7h30min e as 9h55min-

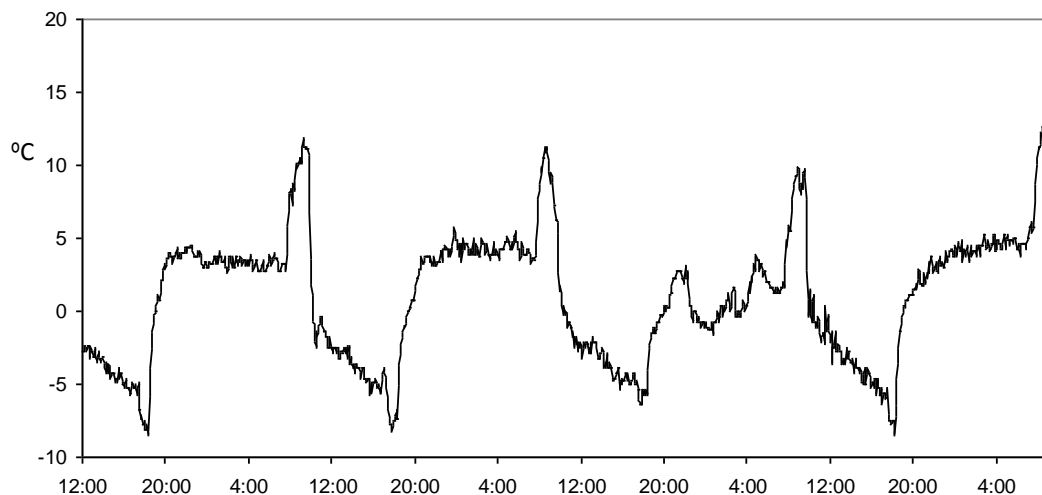


Figura 5. Diferença de temperatura entre o posto da estrada Florestal e o fundo de vale do Zêzere-ASE entre as 12h do dia 11 de abril e as 9h do dia 15 de abril de 2001.

Considerando que a temperatura do ar tem uma variação com a altitude diferente consoante o período do dia, foram delimitados quatro períodos com comportamentos térmicos diferentes e, para cada um deles, realizou-se uma correlação entre os valores médios da temperatura do ar e a altitude a que foram registados, de forma a estimar a variação da temperatura com a altitude (Tabela 5). As correlações foram mais elevadas para o dia e não tiveram significado para o período em que a temperatura no fundo de vale foi inferior à do interflúvio. Para o período diurno, entre as 9h e as 17h, a correlação é mais elevada o gradiente térmico vertical é de $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Entre as 17h e as 18h 55, período em que o fundo de vale atinge a temperatura mais elevada, o gradiente térmico vertical é também de $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Das 19h às 6h diminui para $0,57^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Entre as 6h e as 9h30, a correlação entre os postos não tem significado porque a temperatura no lago de ar frio é inferior à temperatura do ar na Torre.

Tabela 5. Equação da recta e r^2 , calculada para a temperatura do ar registada nos postos termométricos entre 11 e 15 de abril de 2001, para 4 períodos do dia. A negrito estão os valores de r^2 significativos para $p < 0,05$.

Período de dados	r^2	Equação da recta
9h35min - 17h	0,9751	$y = -0,01x + 26,675$
17h05min - 18h55min	0,7834	$y = -0,01x + 26,692$
19h - 6h	0,6712	$y = 0,6712x + 12,93$
6h - 9h30min	0.06	$y = -0,0018x + 6,6265$

5. Variação da temperatura do ar no dia 12 de Abril de 2001 no vale do Zêzere

Com base nos dados recolhidos procedeu-se à interpolação e interpretação da variação térmica no vale do Zêzere em função da exposição das vertentes. Selecionou-se o dia 12 de abril pois foi o que registou uma variação mais regular da temperatura do ar (Figura 6).

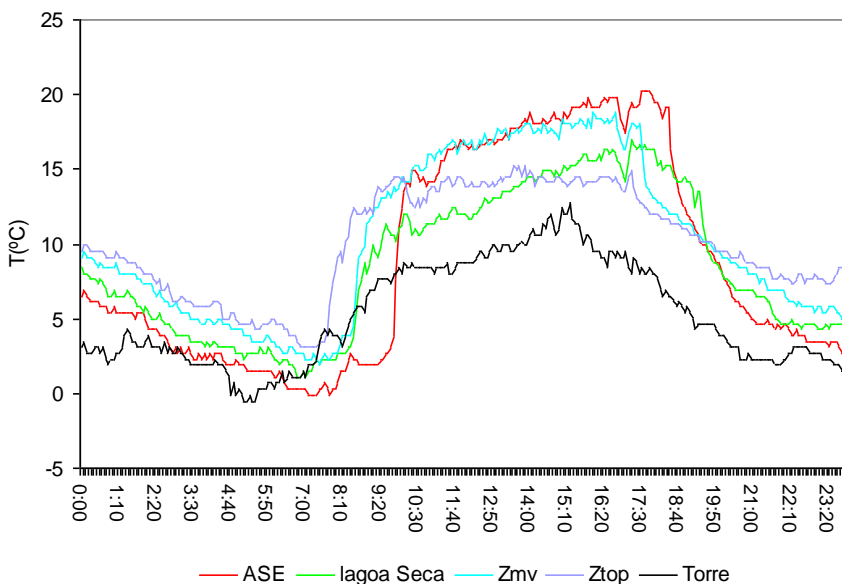


Figura 6. Variação da temperatura do ar registada nos postos termométrico no dia 12 abril de 2001 (ASE – vale do Zêzere- ASE, Lagoa Seca, Zmv - Zêzere meia vertente, Ztop - Zêzere estrada florestal e Torre).

Foram analisadas as horas que ilustram determinados comportamentos, como o noturno, a madrugada, a hora da temperatura máxima nas vertentes expostas a Oeste e a Este e o ocaso. Para exemplificar o comportamento noturno, em que o Alto da Torre e o vale do Zêzere-ASE estão mais frios escolheu-se a 1h da manhã. O nascer do Sol é ilustrado pelas 7h20min e pelas 8h, altura em que o fundo de vale está mais frio, e em que se dá aumento da temperatura nos outros postos. A manhã é exemplificada pelas 10h10min, altura em que o fundo de vale começa a aquecer. O comportamento das temperaturas máximas é exemplificado pelas 12h30min, 14h15min e 16h.

Para a representação gráfica dos padrões térmicos, foram construídos três perfis topográficos transversais ao vale, de modo a atravessarem os locais dos postos termométricos. É de notar que os pontos não estão todos localizados no mesmo alinhamento, e como tal as figuras correspondem a uma projeção dos dados num único perfil, o que corresponde a uma simplificação do padrão térmico espacial instantâneo.

No perfil térmico da 1h, que ilustra o comportamento noturno, a temperatura é mais baixa no Alto da Torre (2,3°C), aumentando até ao vale do Zêzere-ASE, em média, cerca de 0,37°C/100m e atingindo 5,8°C no vale do Zêzere-ASE (Figura 7). No entanto, a diminuição da temperatura do ar com a altitude não é regular, e é interrompida por um sector da vertente mais quente que corresponde à cintura térmica. A amplitude térmica entre o fundo de vale e o topo da camada de inversão é de 3°C. No vale existe uma inversão térmica, com uma temperatura na base de 5,8°C. Trata-se de um lago de ar frio resultante das perdas radiativas noturnas, e do fornecimento de ar frio a partir das vertentes e dos sectores mais elevados do vale².

Às 7h20min a temperatura na Serra é mais uniforme, mas o fundo de vale está mais frio, com -0,1°C do que no Alto da Torre, o que corresponde a um aumento de 0,2°C/100m (Figura 8). Essa variação da temperatura com a altitude não é regular visto que existe uma cintura térmica e a amplitude da temperatura entre o fundo de vale e o topo da inversão é de 3°C. A esta hora, nota-se o arrefecimento, em especial no vale, pois a maior altitude a temperatura não sofreu variação significativa.

² É de salientar que não se monitorizou o vento, pelo que não há dados relativos à drenagem de ar frio.

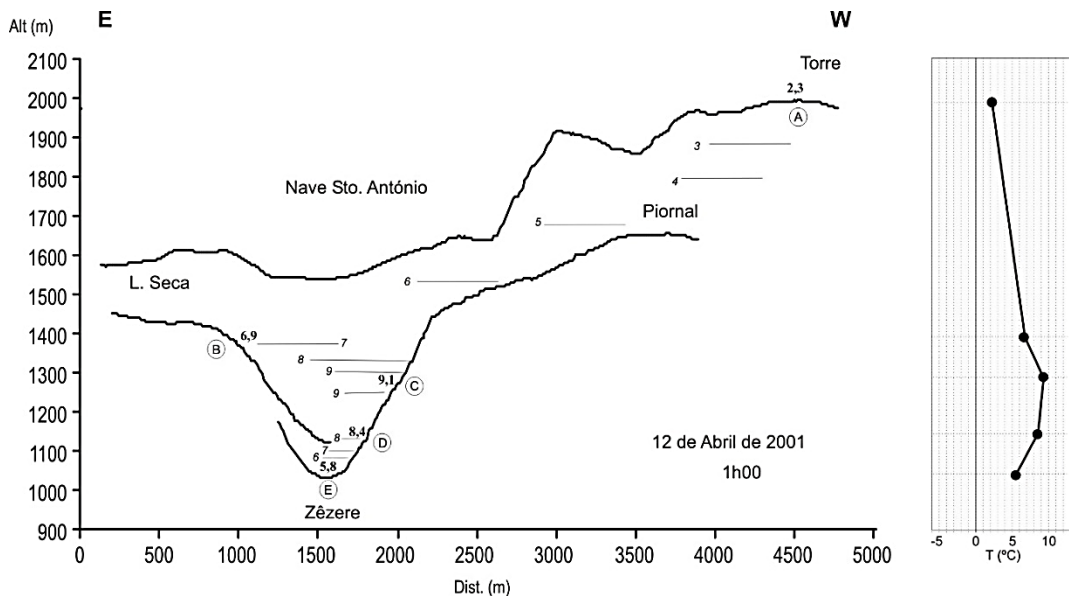


Figura 7. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere à 1h do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

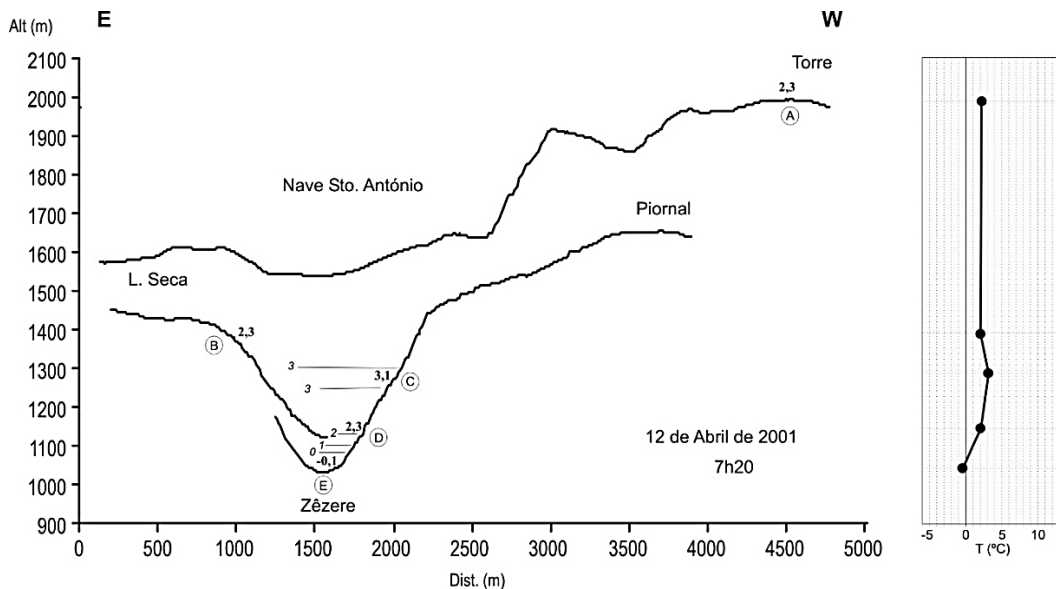


Figura 8. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 7h20min do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

Às 8h, a situação é mais complexa, uma vez que há um aquecimento geral do fundo de vale, tendo este sido responsável pelo aumento da temperatura na base da inversão térmica (0,7°C). Por outro lado, a vertente exposta a nascente, recebe radiação solar direta e, por isso, a temperatura do ar aumentou 6°C em 40 minutos (Figura 9). Na vertente exposta a Oeste, que ainda se encontra à sombra, o aumento da temperatura do ar foi só de 0,5°C. Este mecanismo de destruição da inversão térmica pela ação da insolação nas vertentes e pelo desenvolvimento da CBL (*convective boundary layer*) foi estudado em detalhe por Anquetin *et al.* (1998). Acrescenta-se ainda, que a turbulência é também gerada pela brisa ascendente de vertente. O aquecimento da vertente ocidental traduz-se numa maior amplitude térmica entre o topo e a base do lago de ar frio (8°C). Nakamura (1989) refere o facto de a vertente exposta a Oeste registar uma temperatura mais baixa do que a exposta a Este, e que a drenagem de ar frio é interrompida 30 a 40 minutos antes do nascer do Sol nas vertentes expostas a Este, e que nas expostas a Oeste só termina depois do nascer do Sol.

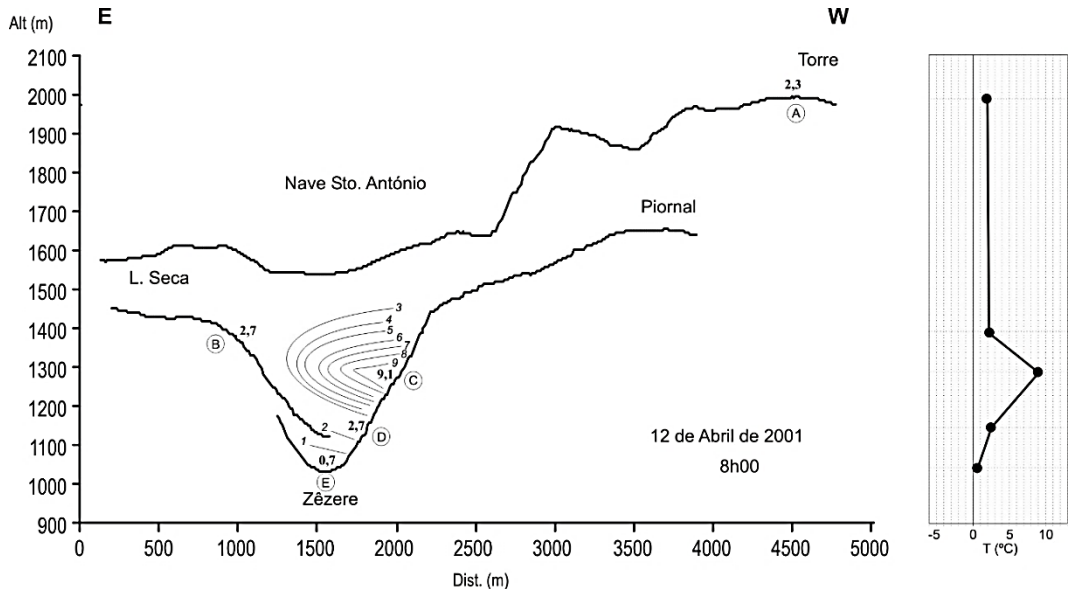


Figura 9. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **8h** do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

O aumento progressivo da temperatura do ar mantém-se até às 14h15min, altura em que todo o vale recebe radiação solar direta, mas a vertente exposta a Oeste começa a receber uma maior intensidade da radiação solar, devido à altura (38°) e ao azimute solar (219°), o que se vai refletir no facto de a temperatura na Lagoa Seca (B) ser igual à da Estrada

Florestal (C), apesar de estar a maior altitude (Figura 10). A esta hora a temperatura no vale diminui com a altitude, em cerca de $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Às 16h, momento em que a vertente exposta a Este começa a ficar à sombra e a exposta a Oeste recebe radiação solar direta com maior intensidade, o campo térmico no vale inverte-se em relação ao da manhã, e a temperatura do ar passa a ser mais elevada na vertente exposta a poente. Anquetin *et al.* (1998) estudaram a assimetria diurna na estrutura térmica da atmosfera nos vales com orientação Norte/Sul e observaram o mesmo comportamento térmico.

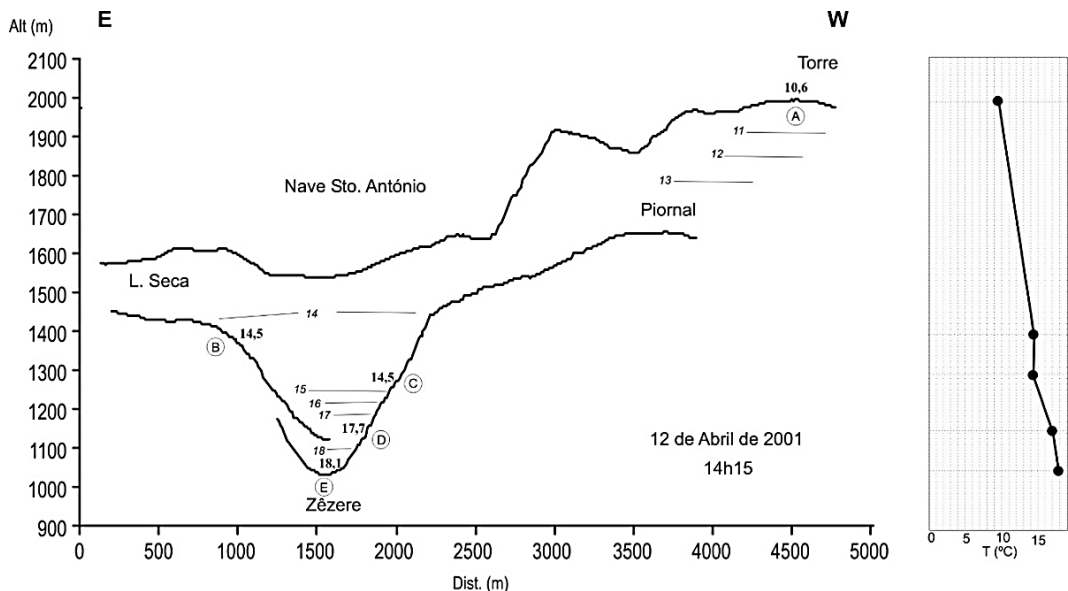


Figura 10. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às 14h15min do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia-vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

O aumento progressivo da temperatura do ar mantém-se até às 14h15min, altura em que todo o vale recebe radiação solar direta, mas a vertente exposta a Oeste começa a receber uma maior intensidade da radiação solar, devido à altura (38°) e ao azimute solar (219°), o que se vai refletir no facto de a temperatura na Lagoa Seca (B) ser igual à da Estrada Florestal (C), apesar de estar a maior altitude (Figura 10). A esta hora a temperatura no vale diminui com a altitude, em cerca de $-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Às 16h, momento em que a vertente exposta a Este começa a ficar à sombra e a exposta a Oeste recebe radiação solar direta com maior intensidade, o campo térmico no vale inverte-se em relação ao da manhã, e a temperatura do ar passa a ser mais elevada na vertente exposta a poente. Anquetin *et al.* (1998) estudaram a assimetria diurna na estrutura térmica da atmosfera nos vales com orientação Norte/Sul e observaram o mesmo comportamento térmico.

Às 19h35min, hora do ocaso, o fundo de vale fica à sombra, e inicia-se a formação do lago de ar frio (Figura 11). Acima da inversão, desenvolve-se uma cintura térmica entre os postos do Zêzere meia vertente (D) e da Lagoa Seca (B), com uma amplitude de 0,7°C. De uma forma geral, entre a Torre e o fundo de vale há uma diminuição de -0,5°C/100m.

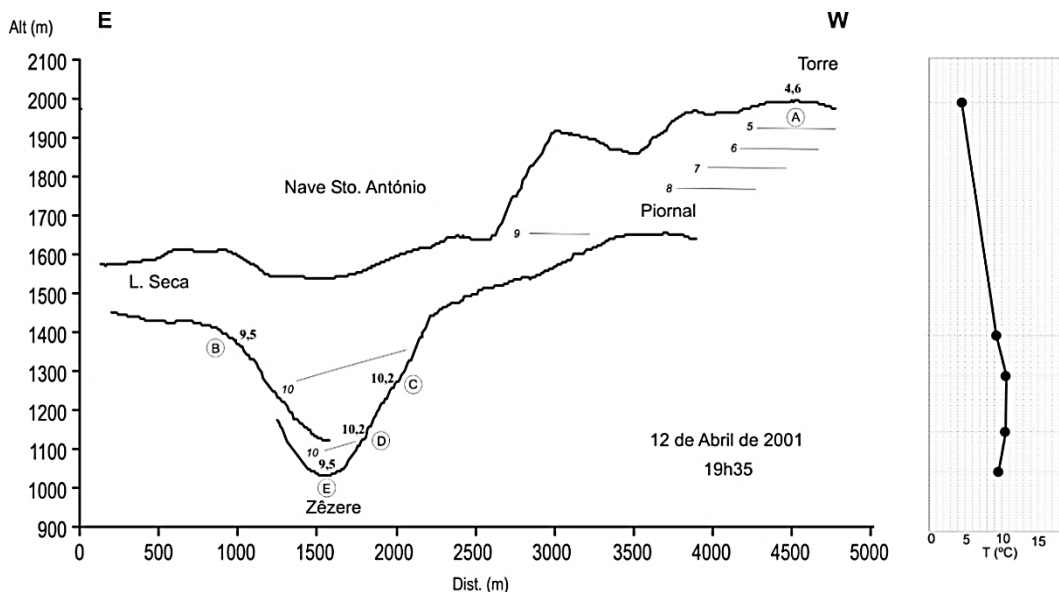


Figura 11. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **19h35min** do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A- Torre, B- Lagoa Seca, C- Zêzere estrada florestal, D- Zêzere meia vertente e E- Vale do Zêzere-ASE.

A acumulação de ar frio é mais espessa às 21h com uma diferença de temperatura entre o fundo de vale e o topo da inversão de 3,8°C. A temperatura mínima no fundo de vale diminuiu para 5°C, mas a temperatura do ar mantém-se inferior no Alto da Torre (Figura 12). Entre o fundo de vale e a Torre há uma diminuição da temperatura do ar de -0,2°C/100m.

6. Conclusão

Com base nos registos recolhidos em 5 postos termométricos situados no sector superior do Vale do rio Zêzere, entre os dias 11 e 15 de Abril de 2001, foi possível observar alguns aspetos importantes relativos ao gradiente térmico vertical, à formação das inversões térmicas e da cintura térmica, bem como, à dissimetria térmica entre as vertentes do vale.

É de salientar que os resultados devem ser enquadrados numa situação de estabilidade atmosférica.

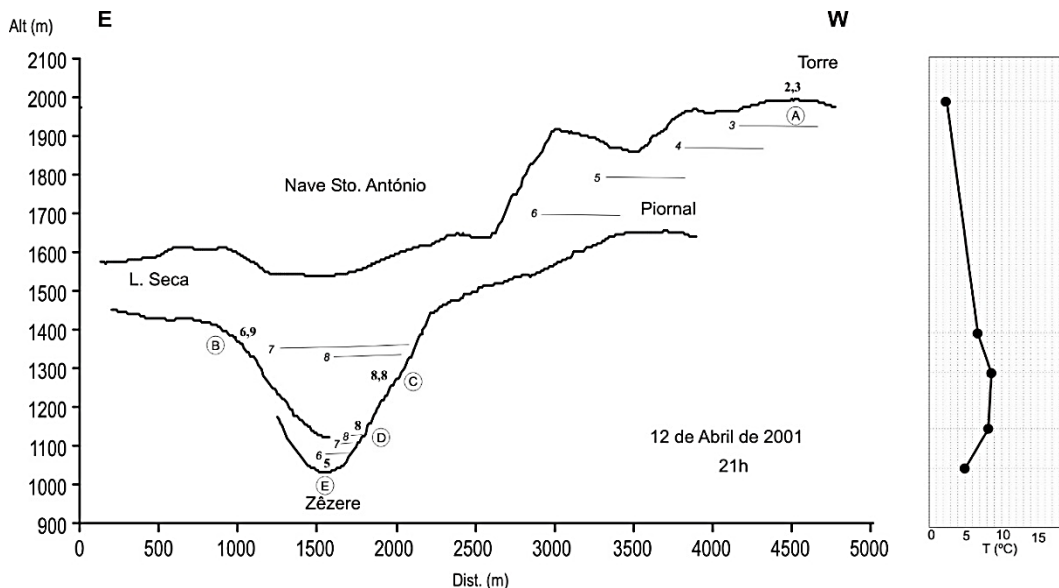


Figura 12. Distribuição da temperatura do ar no vale do Zêzere às **21h** do dia 12 abril de 2001. As temperaturas registadas nos postos termométricos encontram-se a negrito. Postos termométricos: A - Torre, B - Lagoa Seca, C - Zêzere estrada florestal, D - Zêzere meia vertente e E - Vale do Zêzere-ASE.

O gradiente térmico vertical, tal como referido por Pepin (2001) e Rolland (2003), tem um comportamento diferente de dia e de noite. No exemplo apresentado para a 1h da manhã de 12 de Abril, registou-se uma diminuição de $-0,3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. De madrugada, o gradiente térmico chega mesmo a inverter-se, tal como já foi referido por Nakamura (1989), Barry (1992), Lopes (1995 e 1998) e Pepin, (2001).

Ora, no mesmo dia, mas para as 7h20min, o gradiente térmico foi positivo ($0,25^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) e também o foi para a 8h ($0,16^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). A presença de inversões térmicas no fundo de vale contribui para que haja um aumento, em média, da temperatura com a altitude, pouco significativo devido a presença da cintura térmica. Duas horas após o nascer do Sol o gradiente térmico vertical volta a ser negativo, e é sucessivamente maior até se atingirem as temperaturas máximas por volta das 16h, quando o fundo de vale recebe mais energia solar e está, por isso, mais quente. Por exemplo, no mesmo dia às 16 horas, a temperatura diminuiu cerca de $-1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. Até ao ocaso, e ao longo da noite a taxa de diminuição da temperatura com a altitude reduz-se gradualmente, devido ao arrefecimento no fundo de vale.

Nestes dias de estabilidade atmosférica, tal como foi observado por Nakamura (1989), no ocaso, ou mesmo alguns minutos antes, inicia-se a formação de inversões térmicas, que duraram toda a noite. O ar frio vai ocupando sucessivamente o vale, onde se regista a diminuição da temperatura do ar ao longo da noite. A mínima ocorre de madrugada, tal como já observado por Yoshino (1974), Nakamura (1989) e Barry (1992). Perto do nascer do Sol, entre as 7 e as 8h, e durante um período de cerca de uma hora, a temperatura é mais baixa no fundo de vale do que no interflúvio. É interessante referir que a temperatura mínima no fundo de vale só ocorre cerca de uma hora depois de ter sido atingida no topo.

É de referir que as inversões térmicas são limitadas superiormente por uma faixa de temperaturas mais elevadas, que esteve presente ao longo de todas as noites. Salienta-se, no entanto, que a faixa de temperaturas mais elevadas pode não ser contínua no espaço, devido à exposição das vertentes. Isto é, a partir do momento em que a radiação direta incide, de manhã, na vertente exposta a nascente, a temperatura aumenta mais rapidamente, do que vertente exposta a Oeste. Nos primeiros momentos a seguir ao nascer do Sol, quando o fundo de vale ainda está há sombra, e ainda existe o lago de ar frio, o aquecimento da vertente exposta a Este não é acompanhado pela exposta Oeste, o que resulta num comportamento térmico diferente entre as duas vertentes. Pode mesmo acontecer, tal como refere Nakamura (1989) que a drenagem de ar frio na vertente exposta a ocidente ainda prevaleça depois do nascer do Sol. Novamente no ocaso o comportamento das duas vertentes é simétrico, tal como refere Anquetin *et al* (1998).

Bibliografia

Anquetin, S., Guilbaud, C., Chollet, J.-P., 1998. The formation and destruction of inversion layers within a deep valley. *Journal of Applied Meteorology*, 37, p. 1547-1560.

Barry, R.G., 1992. *Mountain Weather and Climate*. Routledge, Londres, 402p.

Fragoso, M., 2004. *O contexto atmosférico dos episódios de precipitações intensas no sul de Portugal*. Relatório nº38, Área de Geografia Física e Ambiente, CEG, Lisboa, 148p.

Geiger, R., 1961. *Manual de microclimatologia*. F.C.G., Lisboa, 637p.

Lopes, A., 1995. Drenagem e acumulação de ar frio em noites de arrefecimento radiativo. Um exemplo no vale de Barcarena (Oeiras). *Finisterra—Revista Portuguesa de Geografia*, 59-60, Lisboa, p. 49-164.

Lopes, A., 1998. Contrastes térmicos nocturnos e acumulação de ar frio em áreas urbanas do sul da Península de Lisboa. *Finisterra—Revista Portuguesa de Geografia*, 66, Lisboa, p. 25-40

Nakamura, K., 1989. Local climatological study of the nocturnal cold air drainage on the mountain slope. *Bulletin of Dohoto University, General Education*, 8, p.53-145.

Pepin, N., 2001. Lapse rate changes in northern England. *Theoretical and Applied Climatology*, 68, p.1-16.

Ramos, C., 1987. A influência das situações anticiclónicas no regime de precipitação em Portugal. *Finisterra–Revista Portuguesa de Geografia*, XXII, 43, Lisboa, p.5-38.

Ramos, M., 1995. Automatic device to measure the active permafrost layer near the Spanish Antarctic Station. *Terra Antarctica*, 2, 1, p. 61-63.

Rolland, C., 2003. Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rate in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16, p. 1032-1046.

Vieira, G. T., Mora, C., Ramos, M., 2000. Registadores automáticos de baixo-custo para a monitorização de temperaturas do ar, da rocha e do solo, *Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia*, 69, p. 139-148.

Yoshino, M.M., 1975. *Climate in a small area*. University of Tokyo Press, Tóquio, 549p.

TEMPERATURAS MÉDIAS MENSAIS DE ESCARPAS ROCHOSAS DA SERRA DA ESTRELA: O CASO DE ESTUDO DO CÂNTARO GORDO

Gonçalo Vieira¹

Resumo

Apresentam-se os resultados da análise de dados de temperatura da rocha medida a 2, 5, 10 e 17 cm de profundidade, nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, entre dezembro de 1999 e março de 2001. As temperaturas observadas refletem principalmente a influência da insolação e da radiação solar direta. As temperaturas médias são quase sempre mais baixas na vertente norte, que permaneceu congelada durante várias semanas no inverno, mas as mínimas absolutas apresentam valores próximos em ambas as vertentes. As temperaturas máximas absolutas são mais elevadas nas vertentes expostas a sul na estação fria, quando o sol está mais baixo no horizonte e não incide na vertente norte. Contudo, são próximas em ambas as vertentes nos meses em que o sol está mais alto e em que a vertente norte também recebe insolação ao início da manhã e final da tarde. O número de ciclos gelo-degelo registado foi superior na vertente sul, pois durante a estação fria a vertente norte permanece frequentemente congelada, mesmo aquando das temperaturas máximas diárias.

Palavras-chave: temperatura da rocha, crioclastia, Serra da Estrela.

1. Introdução

A ocorrência de microgelifração nas áreas mais altas da Serra da Estrela foi indicada por Daveau (1978), como um testemunho da existência de um andar periglaciário atenuado acima de 1750 m de altitude. No entanto, é difícil distinguir claramente se a desagregação granular que ocorre nas superfícies graníticas, resulta de facto da ação do frio sobre a rocha ou da interação de diferentes processos, como a humedificação-dessecação, libertação de pressões internas, termoclastia, e mesmo nalguns casos, da igniclastia. Os trabalhos de monitorização das temperaturas da rocha nas montanhas portuguesas são muito escassos, embora este seja um tema importante para questões ligadas à geomorfodinâmica atual, ao estudo dos ecossistemas de altitude, mas que se estendem também a aplicações para as infraestruturas.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa. vieira@campus.ul.p

Os resultados que aqui apresento foram incluídos na minha dissertação de doutoramento (Vieira 2004), mas nunca publicados, nem amplamente divulgados. Aproveito, por isso, nesta homenagem a Catarina Ramos, que tanto interesse tinha pela climatologia, para disseminar estes resultados, bem como para publicar os respetivos dados brutos num repositório aberto, e que assim ficam acessíveis a todos (Vieira e Mora, 2019a,b). É uma iniciativa promovida no quadro do núcleo de ciência e educação em território, clima e alterações climáticas do Aspiring Geopark Estrela.

2. Área de estudo

A Serra da Estrela é a mais alta montanha de Portugal, atingindo 1993 m de altitude no Alto da Torre (Figura 1). O clima é mediterrâneo com verões quentes e secos e uma estação húmida que se estende de outubro a maio. A precipitação média anual é de cerca de 2500 mm no Alto da Torre e as temperaturas médias anuais no mesmo local, estimadas por Vieira e Mora (1998), são de 4 °C. Os dados sobre o regime da neve são escassos e desatualizados, com Andrade *et al.* (1992) indicando uma mediana de 40 a 60 dias com queda de neve a 1400-1600 m de altitude e um regime muito irregular, tanto a nível inter-anual como intra-anual.

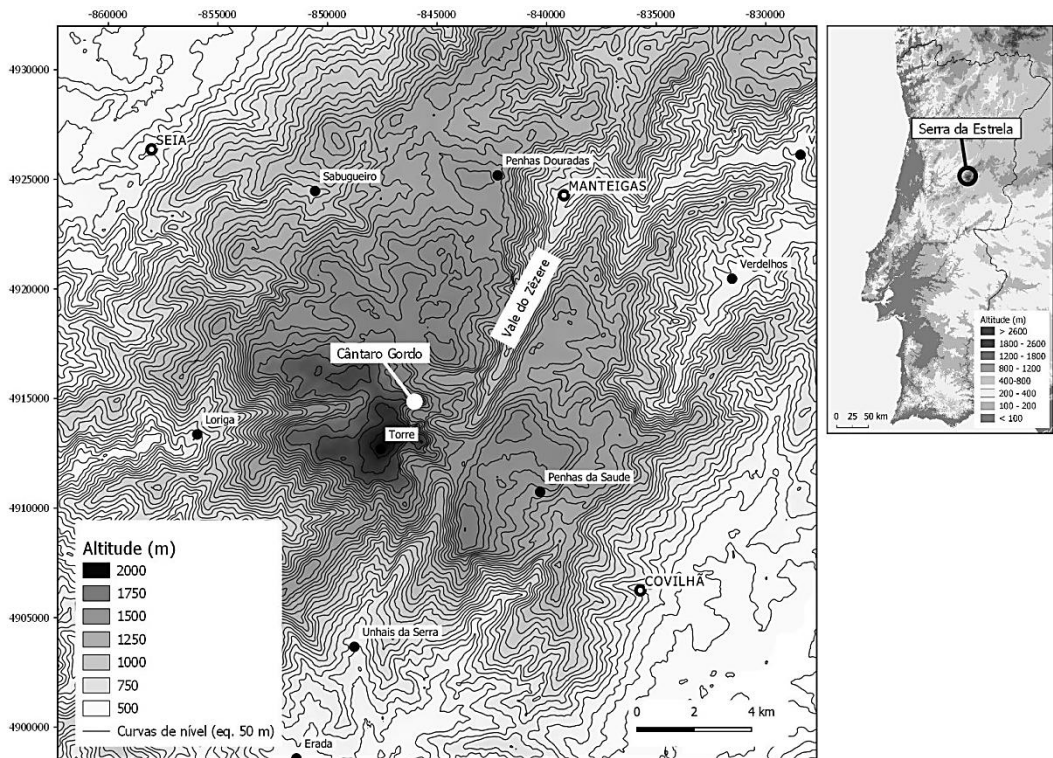


Figura 1. Localização do Cântaro Gordo na serra da Estrela.

Os dados analisados neste trabalho foram recolhidos no Cântaro Gordo, uma crista estreita e alongada, talhada em granito moscovítico de grão médio, que culmina a 1875 m de altitude, sendo um dos topos mais elevados da Estrela (Figura 1). A forma alongada e orientação oeste-este do interflúvio, resulta na presença de vertentes abruptas de exposição sul e norte, para as quais, estudámos as temperaturas da rocha.

3. Métodos e técnicas

3.1. Instrumentação

O sistema desenvolvido permite a monitorização de temperaturas da rocha a várias profundidades através da utilização de 4 termístores, ligados a sistemas de aquisição de dados independentes. Utilizaram-se 4 sistemas Tiny Talk II® instalados no interior de uma caixa estanque (Figura 2). Devido à limitada memória dos registadores, foram realizadas visitas ao local a cada 3 meses para a recolha dos dados e reprogramação dos sistemas. Os registadores de temperatura do ar encontram-se descritos em Vieira *et al.* (2000).

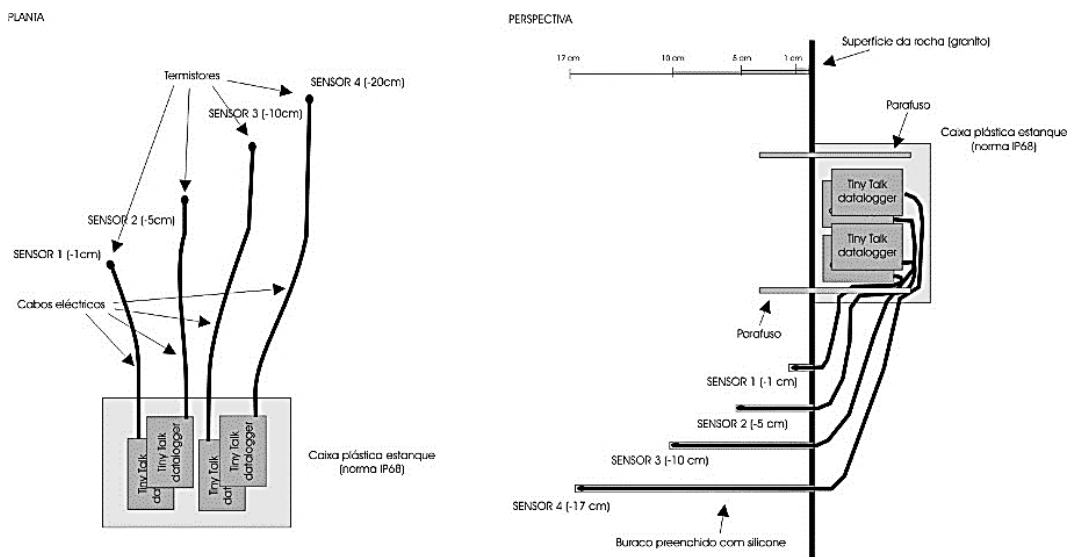


Figura 2. Características da instalação do sistema para a monitorização da temperatura da rocha.

3.2. Instalação dos instrumentos

Os registadores automáticos de temperatura da rocha foram instalados nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, a altitudes de, respetivamente, 1860 e 1870 m. A escolha de vertentes opostas, mas de locais com condições semelhantes, permite compreender a influência da exposição nos regimes térmicos de modo mais claro. Os dois locais de

instalação dos sensores são paredes verticais, com pequenos degraus que permitem que 1 ou 2 pessoas procedam à recolha dos dados. O carácter vertical limita a acumulação da neve, mas caso esta caia em grande quantidade nos degraus, pode chegar a cobrir a parede rochosa. Essa situação sucedeu em alguns casos, em particular na vertente norte, onde a neve permanece por períodos substancialmente mais prolongados. Os termístores foram instalados na ponta dos fios de cobre que os ligam ao sistema de aquisição de dados, e foram isolados para impedir a migração de humidade para o interior da rocha. Os furos na rocha foram feitos com uma broca fina e cada sensor ficou instalado num furo distinto, encostado cuidadosamente ao seu fundo. Preencheu-se depois o furo com silicone, que funciona como isolante, minimizando a condução térmica desde o exterior (Matsuoka, 1990) (Figura 1). Foram instalados 4 sensores de temperatura em cada parede, a 1, 5, 10 e 17 cm de profundidade e o intervalo de registo foi de 2 horas. Devido a condicionantes meteorológicas e logísticas, foi necessário desativar os registadores entre meados de abril e o final de junho de 2000.

4. As temperaturas do ar no período de estudo

A Figura 3 ilustra a variação das temperaturas mensais do ar no posto termométrico instalado no topo do Cântaro Gordo entre dezembro de 1999 e março de 2001. Em Vieira (2004) comparámos este ano com a série das Penhas Douradas para 1954-88, de modo a aferir a sua representatividade, que nos permitiu classificar os meses entre extremamente quentes e extremamente frios, dependendo do percentil em que se enquadrassem. Assim, o mês mais frio do período estudado foi janeiro de 2000 com $-0,8$ °C de média no Cântaro Gordo e com mínima absoluta de $-9,2$ °C. Considerando a série das Penhas Douradas, este foi um mês moderadamente frio. É de notar que no mesmo mês, num posto termométrico instalado no fundo do circo glaciário do Covão Cimeiro, foi registada uma temperatura mínima do ar de -17 °C, que revela de modo claro o condicionamento exercido pela topografia nas acumulações de ar frio, e nas temperaturas extremas (Mora *et al.*, 2001). A irregularidade do regime térmico está bem patente no carácter extremamente quente de fevereiro de 2000, com média de $4,9$ °C no Cântaro Gordo e no mês de abril seguinte (extremamente frio) com $-0,7$ °C. Esta irregularidade é particularmente importante para a dinâmica criogénica, pois num curto período, podem-se concentrar episódios de características térmicas muito diversas, com consequências rápidas na morfogénese crionival e no stress exercido sobre a vegetação.

Em síntese, os primeiros meses do Inverno de 1999-00 e início de Primavera foram caracterizados pela irregularidade das temperaturas médias do ar, com meses quentes, alternando com meses frios. Já o Inverno de 2000-01, teve condições distintas, apresentando-se mais regular, com meses normais no seu início, e muito quentes no final.

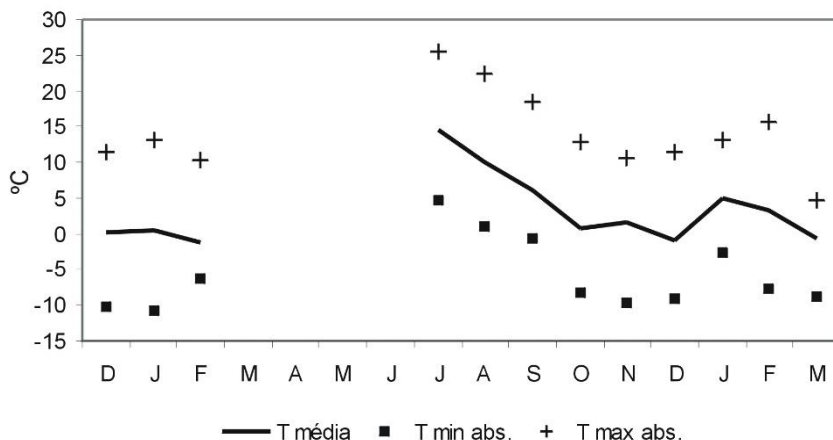


Figura 3. Temperaturas médias mensais, máximas absolutas e mínimas absolutas do ar entre Dezembro de 1999 e Março de 2001 no posto termométrico do Cântaro Gordo.

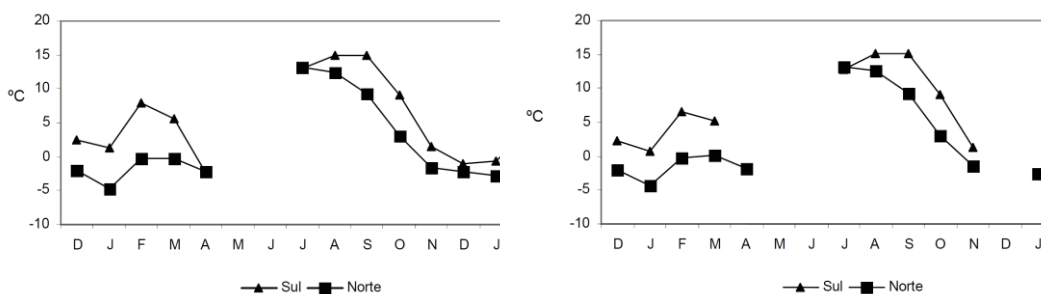


Figura 4. Temperatura média mensal da rocha nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo entre dezembro de 1999 e março de 2001. Esquerda: 1 cm de profundidade, Direita: 17 cm de profundidade.

5. Análise dos dados mensais das temperaturas da rocha

Entre dezembro de 1999 e março de 2001, considerando os dias sem dados, dispomos de cerca de 14 meses de registos de temperatura da rocha recolhidos em intervalos de 2 horas. As temperaturas médias mensais da rocha a 1 cm de profundidade traduzem de forma clara o controle da exposição, que no caso do Cântaro Gordo, reflete essencialmente o efeito da insolação (Figura 4). O mesmo ocorre para as temperaturas a 17 cm de profundidade, pois a rocha tem uma elevada difusividade térmica e não tem água intersticial (Figura 3). As temperaturas mais baixas ocorrem, naturalmente, durante o Inverno, mas, como ilustra bem o período de dados disponível, os regimes térmicos podem não ser simples, como sucedeu nos primeiros meses de 2000. Em ambos os anos

monitorizados, os meses de Inverno registaram temperaturas médias inferiores ou próximas de 0 °C, na vertente norte, e sempre valores mais elevados, na vertente sul.

É interessante notar que apesar da vertente sul ser quase sempre mais quente, há meses em que as temperaturas médias são semelhantes. Isso ocorreu em dois tipos de situações: em abril de 2000, mês caracterizado por forte nebulosidade e muita neve, o que gerou condições homogêneas em ambas as vertentes; e julho de 2000, momento em que devido à proximidade ao solstício de Verão, a vertente norte registou as temperaturas máximas mais altas, enquanto a vertente sul, devido à elevada altura do sol, sofreu uma redução nos valores de radiação solar direta. Estes são os dois casos extremos, mas o que acontece na maior parte dos meses, é um quase paralelismo entre as duas curvas, que se aproximam, e afastam controladas pelas condições de nebulosidade e de neve nos meses de Inverno, ou pela radiação incidente nos meses de Verão. Vejam-se as diferenças entre os dois Invernos estudados, em que o primeiro, por ser mais seco e com menor nebulosidade, teve as duas curvas mais afastadas, mas o segundo, por ser mais nevoso e nebuloso, traduziu-se numa aproximação nas temperaturas médias.

A Figura 5 representa a insolação potencial em ambas as vertentes do Cântaro Gordo (considerando um céu sem nuvens), sendo claro o contraste entre as duas vertentes. A vertente sul tem condições para beneficiar de insolação durante todo o ano, e sempre mais de 8 horas por dia. Porém, a vertente norte só tem condições para receber radiação direta de março a setembro, e nunca durante mais de 3 horas consecutivas, embora possa atingir um total de 6 horas diárias. É de notar que na vertente sul, o número máximo de horas de sol (12 h) é atingido próximo dos equinócios, enquanto na vertente norte este ocorre próximo do solstício de Verão, momento em que a insolação é mínima na vertente sul. Estas dissimetrias acentuadas na insolação são importantes para compreender os regimes térmicos nas duas vertentes e, principalmente, para perceber a situação da vertente norte, sem radiação direta no Inverno. Essa ausência de radiação direta invernal mitiga a subida diurna das temperaturas da rocha. Dessa forma, apenas nos meses com muita nebulosidade e, conseqüentemente, também com pouca radiação direta na vertente sul, as temperaturas médias nas duas vertentes se tornam mais próximas. É, contudo, importante notar que a radiação recebida por uma vertente não depende apenas da insolação, sendo o ângulo entre a superfície e os raios solares um fator fundamental (Oke, 1987; Linacre, 1992).

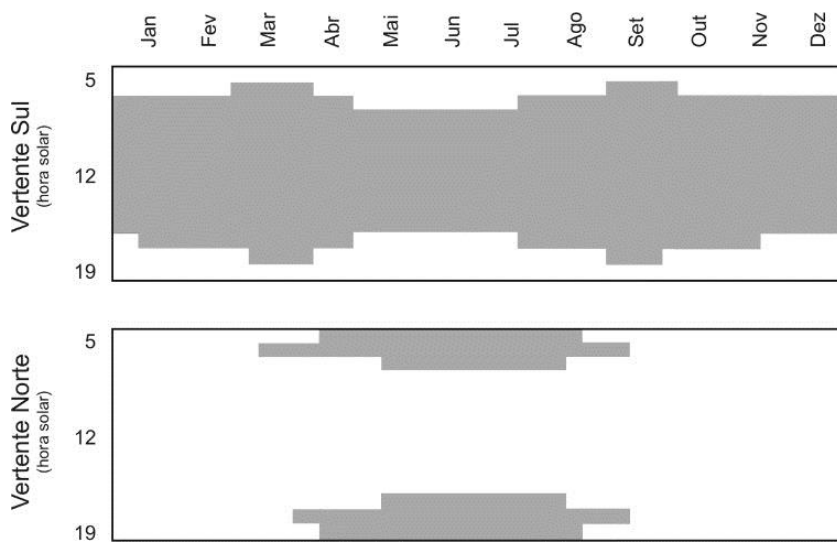


Figura 5. Insolação potencial nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo ao longo do ano (mancha cinzenta).

O efeito da variação da posição aparente do Sol no céu ao longo do ano e do dia sobre a radiação solar incidente é enorme, e vai condicionar fortemente a resposta térmica da rocha, pois esta, por não ter água intersticial, reage rapidamente a variações na radiação incidente. Os resultados mostram que na vertente sul, a quantidade máxima de energia solar potencialmente recebida por unidade de superfície, calculada com base em Hernández (2003), ocorre no solstício de dezembro, enquanto o mínimo ocorre no solstício de Verão (Figura 6). Também o número de horas de sol é maior no Inverno do que no Verão. Pelo contrário, a vertente norte, no Inverno e nos equinócios, recebe apenas radiação difusa, e no Verão recebe o máximo de energia, em particular sob a forma de radiação direta ao início da manhã e ao fim da tarde. Estas considerações referem-se à energia solar máxima potencial, e excluem as trocas de calor turbulentas, bem como os outros termos do balanço radiativo, como a radiação de onda-longa, ou a o albedo. Os dados modelizados foram comparados com os dados de radiação solar global medidos numa estação meteorológica que instalámos no Alto da Torre no mesmo período, mostrando uma elevada precisão (Figura 7).

O efeito causado pela insolação nas duas vertentes reflete-se também na regressão entre a temperatura média mensal do ar e da rocha (Figura 8). As correlações são fortes em ambas as vertentes, mas a vertente norte é substancialmente mais fria. Note-se que na vertente norte, uma temperatura média mensal do ar de 0 °C se traduz em -3,1 °C na rocha, enquanto na vertente sul a temperatura da rocha é de 1,5 °C. Portanto, nos meses

mais frios, há uma diferença de quase 5 °C entre as temperaturas médias das duas vertentes. Nos meses de Verão, essa diferença reduz-se para cerca de 3 °C.

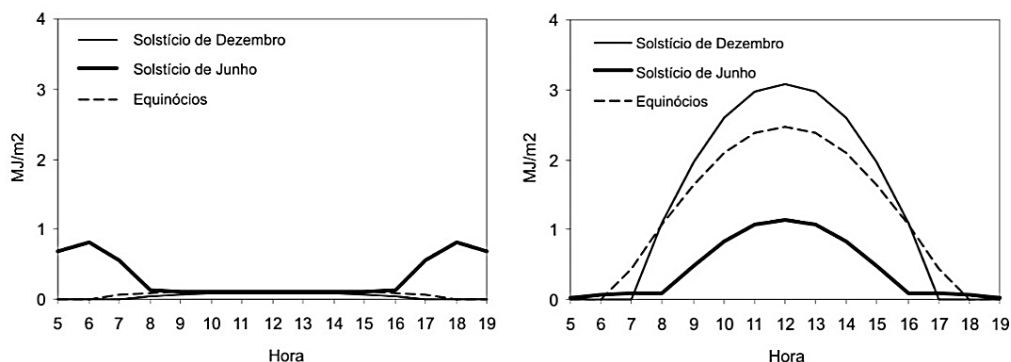


Figura 6. Radiação solar potencial (directa+difusa) nos locais de monitorização das temperaturas nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo, nos solstícios e equinócios (calculado a partir do modelo de Hottel – Geosol).

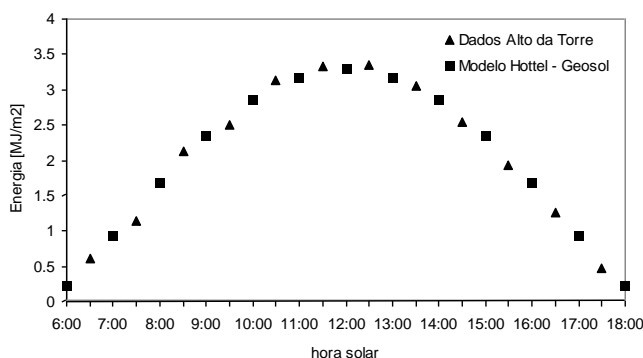


Figura 7. Radiação solar medida na estação meteorológica do Alto da Torre num dia de céu limpo (30 de agosto de 2000) e resultados da modelização da radiação solar potencial segundo o modelo Hottel (Geosol).

No que respeita às temperaturas mínimas absolutas, o seu comportamento é mais irregular do que o das médias, embora seja claro o efeito dos meses mais quentes de Verão, com temperaturas mínimas positivas (Figura 9). Em setembro, a vertente norte apresentou já temperaturas extremas negativas, situação que na vertente sul só ocorreu no mês seguinte. Normalmente as temperaturas mínimas absolutas são inferiores na vertente norte, mas há situações inversas, que ocorreram quando a vertente norte esteve cobertos de neve, mitigando a influência das vagas de ar frio.

Os dados das temperaturas máximas absolutas evidenciam o efeito da radiação direta (Figura 9). As diferenças maiores ocorrem nos meses de Inverno, quando a vertente norte está à sombra e a vertente sul recebe valores muito elevados de radiação solar. Note-se, no entanto, que os máximos térmicos na vertente sul ocorreram mais próximo dos equinócios, pois nesses momentos a radiação solar é elevada e o número de horas de sol

é máximo. As descidas nas temperaturas máximas absolutas verificadas nos meses de abril, novembro e dezembro de 2000 e janeiro de 2001, devem-se às condições de elevada nebulosidade e ao carácter húmido desses meses, com forte queda de neve e, conseqüentemente, à diminuição da influência da radiação solar direta.

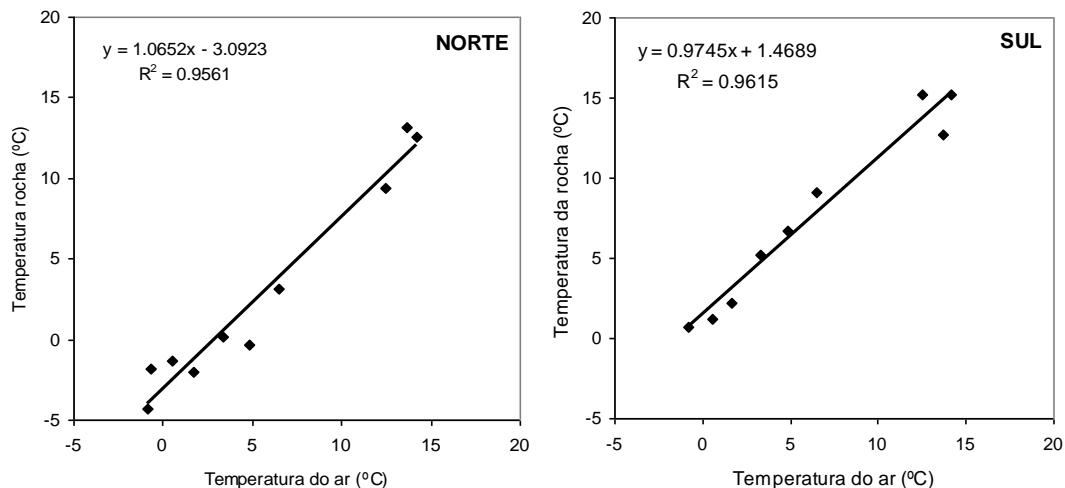


Figura 8. Temperaturas médias mensais do ar e da rocha a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (dezembro de 1999 a março de 2001).

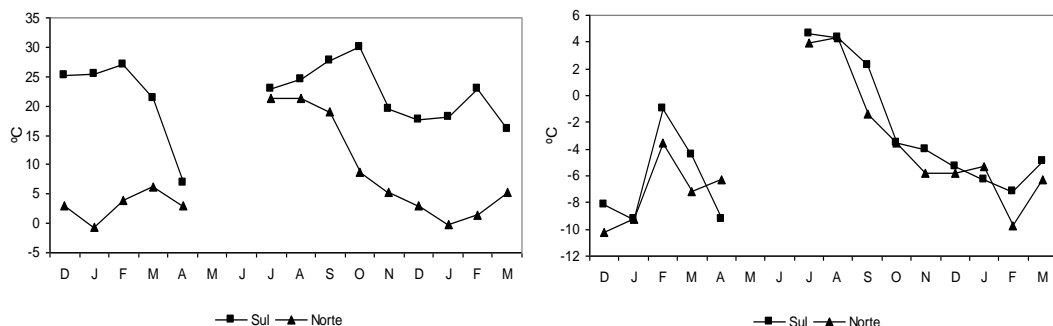


Figura 9. Temperaturas mínimas (esquerda) e máximas (direita) absolutas mensais da rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (dezembro de 1999 a março de 2001).

Na vertente norte a situação é distinta, com um regime de extremos mais regular, e com o máximo absoluto em julho, momento em que são atingidos valores muito próximos dos da vertente sul. Esta proximidade nos máximos absolutos está relacionada com o facto de o Verão ser o momento de máxima radiação solar na vertente norte, e de mínima na

vertente sul. É de notar que no mês de janeiro de 2000 a vertente norte permaneceu com temperaturas inferiores a 0 °C durante todo o mês.

O número de ciclos de gelo-degelo (oscilações em torno de 0 °C) é um parâmetro frequentemente usado para caracterizar a importância do frio na morfogênese atual. É um indicador com algumas limitações, pois não reflete a velocidade das variações de temperatura que é determinante para a fragmentação da rocha (Hall, 1997, 1998, 1999; Hall e André, 2001; Hall *et al.*, 2002), nem a presença de água intersticial, importante para a que crioclastia seja efetiva. No período de estudo, o número de oscilações em torno de 0 °C a 1 cm de profundidade foi de 144 na vertente sul, e de 91 na vertente norte, embora não tenhamos dados para os meses de maio, junho e parte de abril de 2000. A sua distribuição ao longo do ano foi muito irregular, sendo claro o mínimo estival em julho e agosto (meses em que estiveram ausentes), e os máximos no semestre mais frio, embora muito irregulares (Figura 10). O modo como esses máximos de oscilações diárias em torno de 0 °C se distribuem no tempo entre as duas vertentes, indica dois tipos de situações distintas:

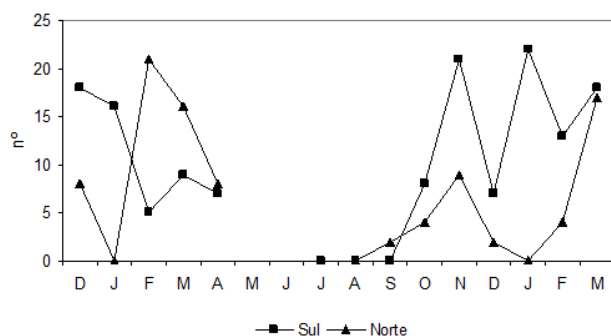


Figura 10. Número mensal de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (Dezembro de 1999 a Março de 2001).

(i) Nos meses de Inverno com temperaturas altas (por ex.: fevereiro e março de 2000), a rocha na vertente sul aquece muito (em especial nos dias sem nuvens) e, frequentemente, não arrefece o suficiente durante a noite para que a temperatura desça abaixo de 0 °C. Por Nessas situações, uma vez que as temperaturas da rocha na vertente norte são inferiores às da vertente sul (a primeira encontra-se à sombra e não aquece tanto durante o dia), verifica-se que o arrefecimento noturno é suficiente para que a temperatura na vertente norte desça abaixo de 0 °C. Nesses meses, o número de ciclos gelo-degelo na vertente norte foi superior aos verificados na vertente sul;

(ii) Nos meses de Inverno mais frios, verifica-se uma situação oposta, ou seja, a vertente norte apresenta um número de ciclos gelo-degelo inferior ao da vertente sul. Isso deve-se às baixas temperaturas atmosféricas e às elevadas perdas energéticas, suficientes para que de noite a temperatura na vertente sul desça abaixo de 0 °C, voltando a subir de dia para valores positivos. Na vertente norte, as temperaturas baixas e a ausência de

insolação, fazem com que esta permaneça congelada, mesmo durante o dia, como se pode observar no número de dias com temperatura máxima inferior a 0 °C (Figura 11). Um outro fator que mitiga as oscilações em torno de 0 °C, é a neve no solo, pois uma vez que esta permanece mais tempo na vertente norte, vai também exercer aí uma influência mais significativa. Estes tipos de situações são responsáveis pelo maior número de ciclos em torno de 0 °C na vertente sul. Contudo, esses ciclos não parecem ser efetivos do ponto de vista geomorfológico devido à maior escassez de humidade.

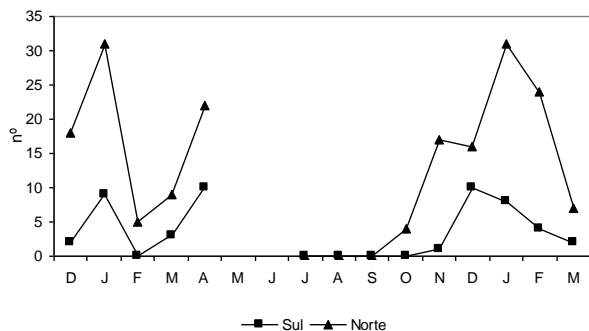


Figura 11. Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 1 cm de profundidade inferior a 0 °C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (dezembro de 1999 a março de 2001).

As correlações entre as temperaturas médias mensais do ar e o número de ciclos gelo-degelo na rocha mostram os problemas que ocorrem ao extrapolar as temperaturas do ar para a rocha, especialmente no caso da vertente norte onde o coeficiente de determinação é muito fraco ($R^2=0,18$ – Figura 12). Na vertente sul o coeficiente de determinação é mais forte ($R^2=0,67$ – Figura 12), mas verificam-se resíduos importantes. As diferenças encontradas nas duas vertentes, estão associadas ao facto de a vertente sul refletir essencialmente um ritmo térmico dependente da radiação solar direta, que tem um ritmo relativamente regular ao longo do ano. As temperaturas na vertente norte são influenciadas por condições diversas, em particular por longos períodos sem insolação direta, períodos com radiação direta e períodos mais prolongados com neve no solo, o que influencia a correlação com as temperaturas médias do ar.

Ainda no que concerne ao número de ciclos de gelo-degelo na rocha, as correlações com os ciclos de gelo-degelo no ar, que são uma variável muito usada para avaliar o significado geomorfológico do frio, mostraram-se também diferentes e pouco significativas (Figura 13). A correlação com as condições na vertente norte reflete-se num coeficiente de determinação de 0,07, valor que traduz a ausência de correlação, e que afasta claramente a utilidade da aplicação dos índices gelo-degelo do ar. No caso da vertente sul, a correlação é mais alta ($R^2=0,64$), mas os resíduos aumentam significativamente nos valores mais elevados, o que traduz também importantes limitações no uso do índice atmosférico.

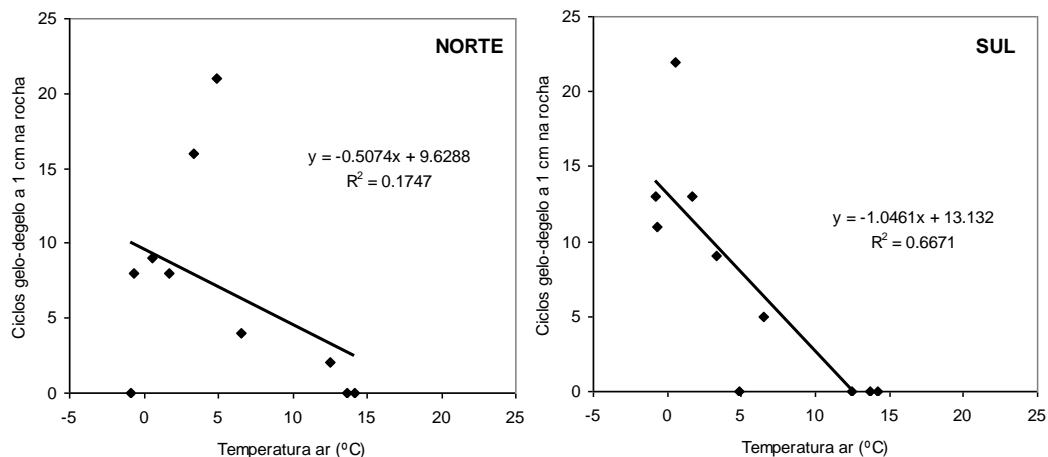


Figura 12. Correlação entre as temperaturas do ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul (dezembro de 1999 a março de 2001).

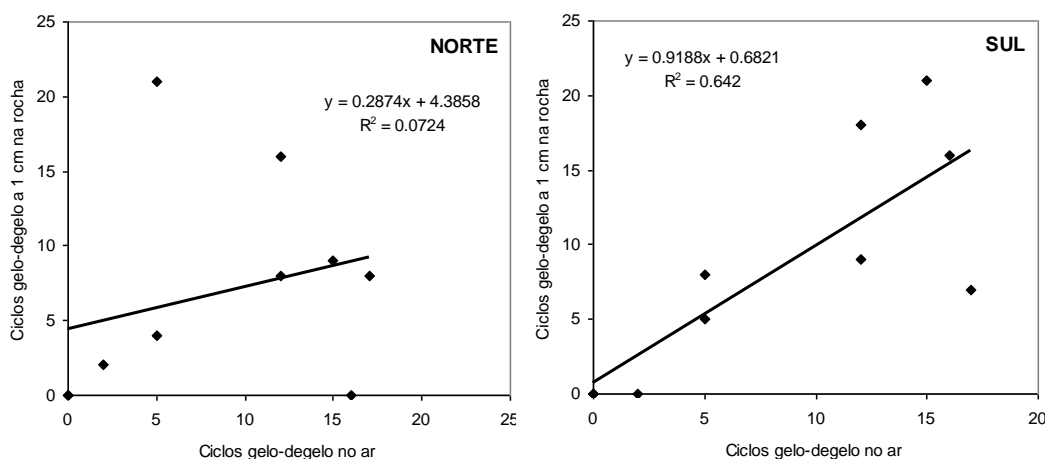


Figura 13. Relação entre os ciclos gelo-degelo no ar no topo do Cântaro Gordo, e o número de ciclos gelo-degelo na rocha a 1 cm de profundidade nas vertentes norte e sul (dezembro de 1999 a março de 2001).

No que se refere ao número de dias com temperatura máxima da rocha inferior a 0 °C (Figura 14), índice que permite avaliar a duração da congelação na rocha, verificou-se uma clara sazonalidade. Nos meses de Verão, a rocha nunca permaneceu gelada durante períodos superiores a 1 dia, mas no semestre frio, essas situações são frequentes, em especial na vertente norte. Tratou-se de um ritmo irregular, muito controlado pelas temperaturas do ar e insolação de cada mês. É de notar que em ambos os anos, a vertente norte se manteve congelada a 17 cm de profundidade, e de forma consecutiva durante todo o mês de janeiro, mas também durante parte significativa de dezembro. A vertente

sul manteve-se congelada a 17 cm de profundidade durante poucos dias consecutivos, ilustrando um regime térmico mais irregular e fortemente marcado pelo número de ciclos de gelo-degelo.

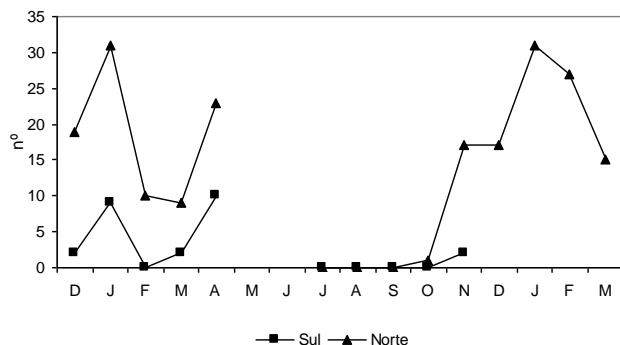


Figura 14. Número mensal de dias com temperatura máxima na rocha a 17 cm de profundidade inferior a 0 °C nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (dezembro de 1999 a março de 2001).

A correlação entre as temperaturas médias mensais do ar no Cântaro Gordo e o número de dias com temperatura máxima inferior a 0 °C a 17 cm de profundidade mostra valores elevados em ambas as vertentes (Figura 15). Na vertente norte, o coeficiente de determinação é elevado ($R^2=0,88$), indicando um valor de -2,4 °C de temperatura média mensal do ar, para que a rocha se mantenha gelada por 31 dias. É de notar, que nesse ponto a reta tem resíduos positivos, e que bastaram -0,8 °C de temperatura média do ar, para que a rocha permanecesse congelada durante 1 mês a 17 cm de profundidade.

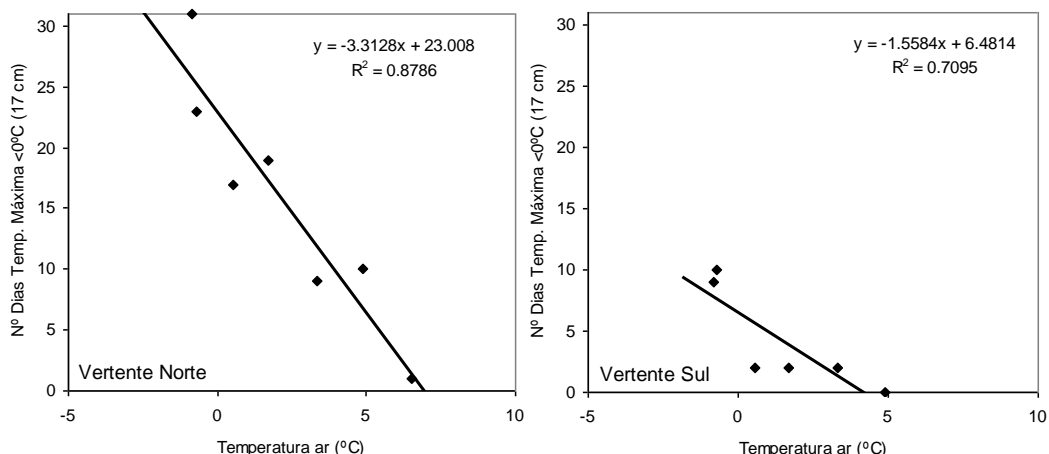


Figura 15. Relação entre a temperatura média mensal do ar e o número de dias com temperatura máxima inferior a 0 °C a 17 cm de profundidade nas vertentes norte e sul do Cântaro Gordo (dezembro de 1999 a março de 2001).

Na vertente sul, devido ao controlo acentuado exercido pela insolação, a situação é distinta, sendo as correlações mais fracas, com $R^2=0,7$ a 17 cm. Os resíduos são altos e a nuvem de pontos não se alinha com a reta de regressão de forma clara. Nesta vertente, o número máximo de dias por mês com temperatura máxima inferior a 0 °C, foi de 10, correspondendo a uma média mensal de -0,8 °C no ar.

Na vertente sul, devido ao controlo acentuado exercido pela insolação, a situação é distinta, sendo as correlações mais fracas, com $R^2=0,7$ a 17 cm. Os resíduos são altos e a nuvem de pontos não se alinha com a reta de regressão de forma clara. Nesta vertente, o número máximo de dias por mês com temperatura máxima inferior a 0 °C, foi de 10, correspondendo a uma média mensal de -0,8 °C no ar.

6. Conclusão

A análise das temperaturas da rocha nas vertentes sul e norte do Cântaro Gordo revela um período de verão quente e seco, com regimes térmicos semelhantes em ambas as vertentes, marcados por fortes amplitudes, mas sem congelação. Por outro lado, a estação fria é longa e prolonga-se de outubro a abril, marcada por temperaturas médias mensais abaixo de 0 °C na vertente norte e sempre positivas na vertente sul. Apesar desta última ser sempre mais quente, verificaram-se casos de meses em que as médias mensais são semelhantes em ambas as vertentes, situação controlada pela cobertura de neve ou forte nebulosidade. As temperaturas mínimas absolutas são próximas em ambas as vertentes, embora mais baixas a norte. Contudo, as temperaturas máximas absolutas são muito mais elevadas na vertente sul, em especial na estação fria, quando a insolação é mínima na vertente norte. Quanto mais perto se está do solstício de verão, mais próximos são os valores das máximas, pois a vertente norte também recebe radiação direta, enquanto que na vertente sul, o ângulo de incidência é menor do que no Inverno. Observaram-se 144 ciclos gelo-degelo na vertente sul, e 91 na vertente norte, com uma distribuição muito irregular ao longo do ano. Isto deve-se aos efeitos de sombra e da neve, que mantêm a vertente norte mais fria durante o dia, podendo permanecer a temperaturas negativas. Os ciclos gelo-degelo medidos no ar e na rocha, não mostraram correlações significativas, o que mostra que estes não são de grande utilidade para estimar a dinâmica térmica da rocha.

Agradecimentos

Os trabalhos foram financiados pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia no âmbito do projeto PRAXIS/P/CTE/11153/98. Agradeço ao Parque Natural da Serra da Estrela e à Associação Cultural Amigos da Serra da Estrela o apoio logístico durante os trabalhos de campo. Em particular, agradeço ao Mário Neves, José Maria Saraiva, Joaquim Neves, António Eanes, Carla Mora e Pedro Mora pelo apoio no trabalho de campo e ao Henrique Andrade pela discussão do desenho do sistema de monitorização.

Bibliografia

Daveau, S. (1978) - Le périglaciaire d'altitude au Portugal. *Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et ses abords*, Estrasburgo, p. 63-78.

Hernández, A.L. (2003) – Geosol: una herramienta computacional para el cálculo de coordenadas solares y la estimación de irradiación solar horária. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 7 (2), p. 19-24.

Linacre, E. (1992) - *Climate data and resources*. Routledge.

Matsuoka, N. (1990) - The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (1), p.73-90.

Mora, C.; Vieira, G. e Alcoforado, M.J. (2001) - Daily minimum air temperatures in Serra da Estrela, Portugal. *Finisterra*, 71: 49-60.

Oke, T.R. (1987) - *Boundary layer climates*. Routledge, London and New York.

Vieira, G. (2004) – *Geomorfologia dos altos vales e planaltos da serra da Estrela. Ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual*. Dissertação de doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa: 724pp. + 1 mapa.

Vieira, G. T.; Mora, C.; Ramos, M. (2000) - Registadores automáticos de baixo-custo para a monitorização de temperaturas do ar, da rocha e do solo. *Finisterra*, 69: 139-148.

Vieira, G.; Mora, C. (2019a): Rockface surficial temperatures at the Cântaro Gordo, southern slope, Serra da Estrela, Portugal, 1999-2001. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.898046>

Vieira, G.; Mora, C. (2019b): Rockface surficial temperatures at the Cântaro Gordo, northern slope, Serra da Estrela, Portugal, 1999-2001. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.898036>

THE FLORISTIC DISTINCTIVENESS OF THE LOW AND MID-ALTITUDE PEAT-RICH HEATHLANDS OF THE WESTERN IBERIAN PENINSULA AND NORTHWESTERN MOROCCO

Carlos Neto¹
Tiago Monteiro-Henriques²
José Carlos Costa³
Jorge Capelo⁴
Annalisa Bellu⁵
Miguel Gerales¹
Ulrich Deil, Freiburg⁶

Abstract

Peat-rich heathlands, characterized and dominated by Ericaceae and Genisteeae, are the southernmost outliers of the class Calluno-Ulicetea in the Mediterranean region. They occur in small and isolated patches along the Atlantic façade of the SW Europe on acidic soils with peat formation and on hydromorphic podzols. Such sites could have acted as refugia for hygrophilous plant during dry climatic phases in earth history. Recent phylogeographic studies of the *Genista anglica-ancistrocarpa* complex showed a clear separation of a clade, distributed in Western Europe and the Northern Iberian Mountains (*Genista anglica*), and a clade of SW-Iberian and NW-Moroccan distribution (*G. ancistrocarpa*) indicating long-term isolation (possibly since the end of the Tertiary) upcoming from intricate paleogeographic and paleoclimatic patterns. In order to access if such long-term patterns are nowadays traceable at the community level, we analysed all the available data of the Genistion micrantho-anglicae from the Iberian Peninsula and NW Morocco.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa (ULisboa). cneto@campus.ul.pt

² Centro de Investigação e Tecnologias Agroambientais e Biológicas, CITAB, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, UTAD. tmh@isa.ulisboa.pt

³ LEAFE, Instituto Superior de Agronomia, University of Lisbon (ULisbon), Tapada da Ajuda, 1349-017 Lisboa, Portugal. jccosta@isa.ulisboa.pt

⁴ Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, I.P., Herbarium, Quinta do Marquês, 2780-159, Oeiras, Portugal. jorge.capelo@iniav.pt

⁵ CENTrum Educationis et Investigationis Oecologiae, CENTEIO, Lugar do Pragal, Campo Benfeito, 3600-371 Gosende, Portugal. annalisabellu73@gmail.com

⁶ Dept. of Geobotany, Faculty of Biology, University of Freiburg, Schänzlestrasse 1, 79104 Freiburg, Germany. ulrich.deil@biologie.uni-freiburg.de

The agglomerative hierarchical clustering shows a clear separation of two clusters: A) *Ulici lusitanici*-*Genistion ancistrocarpae* all. nov. hoc loco (typus: *Cirsio welwitschii*-*Ericetum ciliaris*) and B) *Genistion micrantho-anglicae*. This floristic differentiation is congruent with ecological and phytogeographical patterns: The first alliance is distributed along coastal areas and usually at lower altitudes within thermo- and mesomediterranean bioclimatic belts, while the associations of the latter occur at higher altitudes and in the interior and northern parts of the Iberian Peninsula, under temperate macrobioclimate. Both alliances have their own character taxa (some of them geographical vicariants) and are furthermore differentiated by transgressive species, which add further biogeographic information coming from the surrounding vegetation matrix. Finally we underline the conservation value of heathy peatlands as a refugium for the southernmost populations of Atlantic plant species in the Mediterranean region.

Keywords: Heathy peatlands; *Ulici lusitanici*-*Genistion ancistrocarpae*, phytosociology; *Calluno-Ulicetea*; *Genista*, syntaxonomy.

1. Introduction

The class *Calluno-Ulicetea*, dominated by dwarf-shrubs communities from the *Ericaceae* family and from the *Genisteae* tribe, is distributed along the Atlantic façade of Europe up to NW Africa, i.e. from Norway (Dierßen, 1996; Fremstad, 1997; Cross, 2003; Tveraabak, 2004) to Northern Morocco (Benito Cebrián, 1948; Deil, 1984; Quézel *et al.*, 1988; Díaz González, 1998). In the Euro-Siberian region, these heathland and moorland communities can be a climatic climax in coastal areas exposed to strong wind (e.g. in Cornwall or Brittany), or are the pedoclimax on shallow, base-poor siliceous soils, on ferric podzols with a very acid humus layer, on eroded dystric cambisols and, occasionally, on gley soils with stagnant moisture and peat accumulation. Most of the actual stands however occur on sites with a climax of deciduous woodlands (*Quercu-Fagetea*, especially *Quercetalia roboris*). They have been expanded by man to previously forested sites since the Neolithic period by clearing, burning and extensive grazing without manuring (van der Knaap & Leeuwen, 1997, Sobrinho *et al.*, 2004, Gomes, 2007, Danielsen, 2008). Bioclimatically, they are zonal in the humid climate of temperate Western Europe. Biogeographically their optimum lays in the Atlantic European province.

The occurrence of *Calluno-Ulicetea* communities in the Mediterranean biome is azonal, close to the Atlantic façade (thermo-, meso- and supramediterranean, subhumid to hyper-humid bioclimatic belts), and on edaphically particular physiotopes, which are humid all year round despite a Mediterranean precipitation regime lacking summer rain. The increasing thermic and hydric stress towards the south is limiting the heathy peatlands to soils receiving gravitational water from the surrounding area (Neto, 2002; Vila-Viçosa *et al.*, 2012). The permanent water supply, related to permeable substrates lying over impermeable ones, promotes water infiltration but hinders its loss during the summer (Neto *et al.*, 2007; Neto *et al.*, 2009). This allows the presence of peat-rich/fen habitats in a territory where annual rainfall is concentrated around the winter and seldom

rises above 700 mm (Loidi *et al.* 2007, Ojeda *et al.* 1998). Phytogeographically, they occur in the Cévennean-Pyrenean, Mediterranean West Iberian, Oroiberian, Coastal Lusitanian-Andalusian and Tingitanean territories (Costa *et al.* 2012).

The floristic and ecological diversity of the Calluno-Ulicetea is highest in Brittany (Botineau & Géhu, 2005; Deil *et al.*, 2010). On the Iberian Peninsula, the highest species richness of Calluno-Ulicetea and the maximum of associations are found in the Cantabrian-Atlantic province, under temperate bioclimatic conditions (Loidi *et al.*, 1997; Loidi *et al.* 2007), with a floristic impoverishment towards the interior of the Peninsula. From these patterns of diversity and the actual optimal climatic conditions for heathlands in the NW of the Iberian Peninsula, Loidi *et al.* (2010) conclude that this area has been a southern refuge during the Pleistocene cold stages from which the post-glacial northward expansion has originated. That hypothesis was recently confirmed by an analysis of molecular data of Iberian and European populations of *Genista anglica* and *G. ancistrocarpa*: the phylogram showed a proximity among the European populations (from Britain to Asturias), but also a clear genetic separation of the southernmost populations corresponding to *G. ancistrocarpa* (Fonseca *et al.*, 2014; Geraldès *et al.*, 2014), suggesting a long-term isolation, possibly since the end of the Tertiary Period (Miocene and final Pliocene), certainly relating to intricate paleogeographical and paleoclimatic patterns. These conclusions reinforced the keystone role of hygrophilous Genistee taxa, in fen and bog plant communities, mainly in their southernmost boundaries.

At the present moment, the Calluno-Ulicetea communities on peaty soils and dominated by *Erica* and *Genista* species are clustered in the Genistion micrantho-anglicae Rivas-Martínez 1979, an alliance including associations distributed from Brittany to the Tangier Peninsula in NW Morocco (Loidi *et al.*, 2007; Deil *et al.*, 2010; Rivas-Martínez *et al.*, 2011; Costa *et al.*, 2012). In the light of the above mentioned phylogenetic studies about the speciation in the *Genista anglica-ancistrocarpa*-complex we want to analyse the floristic differentiation within the Iberian and northwest Moroccan heathy peatlands (where both *G. anglica* and *G. ancistrocarpa* occur), exploring the effects that such paleogeographical and paleoclimatic patterns might have imprinted into the vegetation. To achieve this objective, all the published Genistion micrantho-anglicae relevés, from the Iberian Peninsula and the Tangier Peninsula (NW Morocco) were collected from the SIVIM database (<http://www.sivim.info/>) and five additional relevés from Neto *et al.* (2014).

The analysis of floristic similarity and the discussion of the causal factors must take into consideration the following remarks:

(1) The floristic composition of heathy peatlands is not only influenced by the actual acting environmental filters, but represent (at least in part) historical effects of allopatric speciation as a result of long-term isolation and separation of ancestor populations, caused by climatic shifts and by shrinking and expanding distribution areas of the populations during the cyclic changes in temperature and precipitation in the Pliocene and Pleistocene. Heathy peatlands are to a certain extent independent from fluctuations

and trends in the amount of precipitation and can serve as refugia during dry and warmer climatic phases (Rodríguez-Sánchez *et al.*, 2008, Deil *et al.*, 2010). Therefore regional endemics are expected (such as *G. ancistrocarpa*, *U. lusitanicus*, *C. welwitschii*, among others) and vicariant taxa on the NS-gradient at different taxonomic levels (from varieties to species). These taxa will act as character species at the community level (annex 1 photo 1).

(ii) Especially under Mediterranean bioclimate, heathy peatlands occupy small and scattered patches. A strong diaspora pressure from the surrounding matrix vegetation might be effective. When such neighbourhood effects are responsible for the dissimilarity in the data set, one should expect a significant presence of transgressive taxa from the surrounding communities, which often act as differential species at the community level.

2. Study area

The study area corresponds to the northern and western parts of the Iberian Peninsula and the Tangier Peninsula in NW Morocco, i.e. (i) the regions of the SW Mediterranean region, which are under an Atlantic climatic influence, favouring the occurrence of heathy peatlands and (ii) those parts of the Iberian Peninsula which belong to the Euro-Siberian phytocorion.

3. Material and methods

All published data of heathy peatlands, sampled according to the phytosociological approach (= relevés) and classified within a hierarchical system of floristic similarity (Braun-Blanquet, 1964; Rivas-Martínez, 1976; Géhu & Rivas-Martínez, 1981; Rivas-Martínez, 2005), were gathered from the SIVIM database (<http://www.sivim.info/>), except for five relevés coming from Neto *et al.* (2014). The localities of all the records are illustrated in Figure 2 of the Results section. Therefore, for a numerical syntaxonomic analysis and for presenting a synoptical table attempting to depict the maximal phytocoenotical variation, we used, respectively, two distinct sets of relevés: set #1, the one including the original protologue tables alone (including the types); and set #2, a general one using all the collected relevés (Portugal, Spain, Morocco). The reasoning behind it is that two distinct objectives in classifying are sought: 1st) to construct a syntaxonomic typology: the use of just the relevé set corresponding surely to the authors original concepts (set #1) is assured. By doing so, we rule out heterodox interpretations of syntaxa; 2nd) the set #2 is used to express fully the phytocoenological variation of the vegetation for which we used all the collected relevés.

Set #1 consists in a matrix of 281 relevés x 347 species, which was prepared for statistical analysis. Floristic nomenclature was standardized according to Coutinho (1939), Franco (1971, 1984), Franco & Rocha Afonso (1994, 1998, 2003), and Castroviejo (1986-2012).

With this matrix, an agglomerative hierarchical cluster analysis using Bray-Curtis dissimilarity and complete linkage as cluster strategy was performed (Figure 1), using R statistical software (R Core Team 2013) functions *agnes* and *vegdist* respectively from packages *cluster* (Maechler *et al.*, 2013) and *vegan* (Oksanen *et al.*, 2013).

All the data on set #2 were included in the synoptic table (Table 1), documenting a total number of 481 relevés.

A syntaxonomic scheme with full names including authors is presented, applying the International Code of Phytosociological Nomenclature (Weber *et al.*, 2000) and adapted from Costa *et al.* (2012). The bioclimatic differentiation nomenclature follows the Worldwide Bioclimatic Classification System of Rivas-Martínez *et al.* (2011).

4. Results

4.1. Syntaxa of higher rank (= clusters within the dendrogram)

The cluster analysis resulted in two well-separated groups of relevés (group A and B), which are visible in the dendrogram (Figure 1). The same two groups are reflected in the synoptic table (Table 1). Considering the floristic composition and the distribution of the communities and their relation to altitude and bioclimate, a clear phytogeographical, ecological and bioclimatic segregation emerges (Figures 1, 2 and 3). Group A aggregates a set of associations from the south-western and western parts of the Iberian Peninsula and from NW Morocco, predominantly occurring in coastal areas and in lower altitudes with a Mediterranean bioclimate. The following associations belong to group A: (1) *Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris*; (2) *Gentiano pneumonanthe-Genistetum ancistrocarpae*; (3) *Erico erigenae-Schoenetum nigricantis*; (4) *Erico tetralicis-Myricetum gale (pro parte)*; (5) *Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici*; (6) *Cisto psilosepali-Ericetum lusitanicae*; (7) *Cirsio welwitschii-Ericetum ciliaris*; (8) *Erico ciliaris-Ulicetum lusitanici*; (9) *Drosero intermediae-Ericetum ciliaris*; (10) *Genisto berberideae-Ericetum tetralicis*.

In group B, we find the associations growing in mid and high altitudes respectively under temperate bioclimatic conditions: (4) *Erico tetralicis-Myricetum gale (pro parte)*; (11) *Genisto anglicae-Ericetum scopariae*; (12) *Euphorbio polygalifoliae-Ericetum tetralicis*; (13) *Agrostio hespericae-Ulicetum minoris*; (14) *Genisto anglicae-Ericetum tetralicis*; (15) *Gymnadenio-Ericetum tetralicis*; (16) *Potentillo herminii-Callunetum*; (17) *Thymelao dendrobryi-Genistetum carpetanae*; (18) *Genisto anglicae-Ericetum vagantis*; (19) *Genisto anglicae-Daboecietum cantabricae*.

Table 1 (continuation)

	a a a	b b	c c	d d	e e	f f	g g	h h	i i	j j	k k	l l	m m	n n	o o	p p	q q	r r	s s	t t	u u	
	1 1 2 2	b b	c c	d d	e e	f f	g g	h h	i i	j j	k k	l l	m m	n n	o o	p p	q q	r r	s s	t t	u u	
	a a a b b	b b	c c	d d	e e	f f	g g	h h	i i	j j	k k	l l	m m	n n	o o	p p	q q	r r	s s	t t	u u	
	1 1 2 2 3 3	b b	c c	d d	e e	f f	g g	h h	i i	j j	k k	l l	m m	n n	o o	p p	q q	r r	s s	t t	u u	
<i>Filipendula vulgaris</i>
<i>Galium saxatile</i>
<i>Holium trifolium multiflorum</i>
<i>Juniperus communis alpina</i>
<i>Lathyrus linifolius</i>
<i>Lythrum salicaria</i>
<i>Myrtus communis</i>
<i>Serratula tinctoria</i>
<i>Trifolium pratense</i>
<i>Centaurea nigra</i>
<i>Festuca rivularis</i>
<i>Gymnadenia conopsea</i>
<i>Hypericum richeri burseri</i>
<i>Juncus bulbosus</i>
<i>Scilla verna</i>
<i>Stellaria graminea</i>
<i>Thymus pulgoides</i>
<i>Scirpus caespitosus germanicus</i>
<i>Ditrichia revoluta</i>
<i>Genanthë mariscana</i>
a - Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris: (Galán de Miera, 1993) - (tab. 26, relevés 1-7); a2a - Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris pingulicetosum lusitanicae (Romo, 2009) - (tab. 5, relevés 1-5); a2b - (C Neto, J.P. Fonseca & M. Geraldes 2012, ined.) - (Marocco) Mountains of W Rif, Bou Hassim, above Boubyene and Bou Hassim, above El Maoukib; b - Erico ciliaris-Ulmetum lusitanici; ba - (Rivas Martínez et al. 1980) - (tab. 60, relevés 1-12); bb - (Heras Pérez, 2007) - (tab. 45, relevés 1-10); bc - (López Albasarte, 2009) - (tab. 44, relevés 1-15); c - Cirsio welwitschii-Ericetum ciliaris: ca - (Neto, 2002) - (tab. 30, relevés 1-22); cc - (M. Porto, J.C. Costa, C. Neto, M. Geraldes 2012, ined.) - (Ribeira da Landeira - Sado); cd - (C. Neto, M. Geraldes, J.C. Costa, J.P. Fonseca 2011, ined.) - (Texugueiras - Sado); d - Drosero intermediae-Ericetum ciliaris: (Antunes, 1994) - (tab. 4, 1-9); e - Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici e1 - (Wila-Virosa et al. 2012) - (tab. 1, 11 inv.); e2a - Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici pingulicetosum lusitanicae: (Neto et al. 2014) - (tab. 1, relevés 1-2); e2b - (Deil et al. 2010) - (tab. 1, relevés 1-2); f - Genetiano pncunomanthe-Genistetum ancistrocarpae: (Horrado et al. 2002) - (tab. 3, relevés 1-4); g - Genisto berberidae-Ericetum terralici: (Bellot Rodríguez, 1966) - (tab. 8, relevés 1-4); h - Erico-Schoenometum nigrantis: (Rivas Goday & Marañet, 1972) - (tab. 1, relevés 1-4); i - Cirsio psilopetalii-Ericetum lusitanicae: ia - (Pérez Latorre et al. 2002) - (tab. 2, relevés 1-6); ib - (Quezada, 2010) - (tab. 106, relevés 1-5); ic - (Rivas-Martínez, 1979) - (tab. 8, 1 relevé); id - (Valdés Franco, 1984) - (tab. 5, relevés 1-7); j - Erica tetralix-Myrica gale community: (Rivas Goday, 1964) - (tab. without number - page 470, 3 relevés); j - Erica tetralix-Myricetum gale: (Nogueuella, 1980) - (tab. 4, relevés 1-4); k - Genisto anglica-Ericetum scopariae: (Amor, 1991) - (tab. 91, relevés 1-3); l - Euphorbio polygallifoliae-Ericetum terralici: la - (Fernández Prieto & Loidi 1983) - (tab. 5, relevés 1); lb - (Herrero Cembranos, 1989) - (tab. 43, relevés 1); n2 - Euphorbio polygallifoliae-Ericetum terralici erictosum vagantis: na (Fernández Prieto & Loidi, 1983) - (tab. 5, relevés 2-8); nb - (Herrero Cembranos, 1989) - (tab. 43, relevés 2-5); o - Genisto anglica-Daboecietum canabicae: oa - (Loidi et al. 1997) - (tab. in text); ob - (Peralta de Andrés, 1997) - (tab. 02, relevés 1-14); oc - (Tarazona, 1984) - (tab. 4, relevés 2); p - Genisto anglica-Ericetum terralici: pa - (Amor, 1991) - (tab. 95, relevés 1-2); pb - (Lamas García, 1984) - (tab. 30, relevés 1-5); pc - (Lorient Escallada, 1974) (relevés in text); pd - (Navarro Andrés & Valle Gutiérrez, 1983) - (tab. 5, relevés 1-6); pe - (Ortiz, 1966) - (tab. 74, relevés 1-3); pf - (Puente García, 1989) - (tab. 65, relevés 1-2); pg - (Pulgar, 1999) - (tab. 19, relevés 1-8); ph - (Rivas-Martínez, 1979) - (tab. 20, relevés 1-7); pi - (Santos del Castillo & Díaz González, 1987) - (tab. 1, relevés 1-20); pj - Genisto anglica-Ericetum terralici erictosum vagantis germanici: pia (Ortiz, 1966) - (tab. 74, relevés 4); plb - (Santos del Castillo & Díaz González, 1987) - (tab. 1, inv. 21); plc - (Silva Pando, 1990) - (tab. 36, relevés 2); pz - Genisto anglica-Ericetum terralici euphorbietosum polygallifoliae: (Rivas-Martínez, 1979) - (tab. 20, relevés 8-9); q - Genisto anglica-Ericetum vagantis erictosum: qa - (Alonso, 2002) - (tab. 76, relevés 1-4); qb - (Fernández Prieto & Loidi 1983) - (tab. 4, relevés 1-8); qc - (García González, 1990) - (tab. 68, relevés 1-8); qd - (Herrero Cembranos, 1989) - (tab. 52, 1 relevé); qe - (Lence Paz, 2001) - (tab. 76, relevés 1); qf - (Loidi et al. 1997) - (tab. 3, relevés 4); qg - (López Pacheco, 1988) relevés in text; qh - (Medrano, 1994) - (tab. 34, relevés 1-7); qi - (Navarro, 1986) - (tab. 43, relevés 1-5); qj - (Pérez Morales, 1988) - (tab. 59, relevés 1-2); qk - (Rivas-Martínez, 1979) - (tab. 19, relevés 1-8); qm - (Santos del Castillo & Díaz González 1987) - (tab. 2, relevés 1-5); qn - (Tarazona & Zaldívar, 1987) - (tab. 6, relevés 1-19); ql - Genisto anglica-Ericetum vagantis erictosum terralici: (Loidi et al. 1997) - (tab. 76, relevés 5-8); qrc - (Navarro, 1986) - (tab. 51, relevés 5-8); qrc - (Santos del Castillo & Díaz González 1987) - (tab. 2, relevés 8-9); qd - Genisto anglica-Ericetum vagantis erictosum scopariae: (Navarro, 1986) - (tab. 43, relevés 6-12); q5 - Genisto anglica-Ericetum vagantis arctostaphyloetosum crassifoliae: (Peralta de Andrés & Bascónes Carretero, 1997) (tab. 1, relevés 1-25); q6 - Genisto anglica-Ericetum vagantis genistetosum occidentalis: (Santos del Castillo & Díaz González, 1987) - (tab. 2, relevés 6-7); q7 - Genisto anglica-Ericetum vagantis deschampsietosum hispanicae: (Santos del Castillo & Díaz González, 1981) - (tab. 11, relevés 1-6); q8 - (Jansen, 2011) - (tab. 2, relevés 1-35); ab - (Rivas-Martínez, 1981) - (tab. 11, relevés 1-6); t - Thymelaeo dendrobryi-Genistetum carpatae: (Rivas-Martínez, 1979) - (tab. 16, relevés 1-7); u - Agosto hespericae-Ulmetum minoris: (Horrado et al. 2003) - (tab. 13, 11, relevés 1-11).																						

4.2. Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae

Based upon the floristic, phytogeographical and bioclimatic consistency of the two clearly separated groups, we conclude, that a new alliance within the Calluno-Ulicetalia minoris (class Calluno-Ulicetea) is justified, the Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae *all. nova hoc loco* [holotypus allianceae: *Cirsio welwitschii*-Ericetum ciliaris Neto, Capelo, J.C. Costa and Espírito-Santo in Neto, Capelo, J.C. Costa and Lousã 1996]. This new alliance (see group A) is characterized by the occurrence of the following taxa (see Table 1): *Cheirolophus uliginosus*, *Erica lusitanica*, *Drosera intermedia* (annex 1 photo 4), *Euphorbia uliginosa*, *Genista ancistrocarpa*, *Gentiana pneumonanthe* var. *pneumonanthe*. *Myrica gale* and *Ulex minor* var. *lusitanicus* Beside these character species, the Ulici-Genistion ancistrocarpae is further differentiated from group B (the alliance Genistion micrantho-anglicae) by the occurrence of transgressive taxa, coming from the surrounding matrix vegetation of better drained, non-peaty soils, namely: *Cistus populifolius* subsp. *major*, *Genista triacanthos*, *Halimium halimifolium* subsp. *multiflorum*, *Juncus rugosus*, *Lavandula x alportelensis*, *Lavandula viridis*, *Molinia caerulea* subsp. *arundinacea*, *Myrtus communis* *Pinguicula lusitanica*, *Pterospartum tridentatum* subsp. *tridentatum*, *Rhynchospora modesto-lucenoi* and *Ulex welwitschianus*.

The Ulici-Genistion ancistrocarpae includes the peaty heathland communities from the lower and mid-altitudes of the western Iberian Peninsula and in north-western Morocco, growing mainly under thermo- and mesomediterranean bioclimatic conditions, but ranging also marginally into mesotemperate bioclimates. The communities colonize depressions, permanently water-fed from subsurface table springs, hence water-logged or *wet all year round*. Such physiotores with a high water table during most parts of the year are rare under a Mediterranean precipitation regime. They occur occasionally on sandy substrates, conglomerates and gravel beds in the littoral zone (e.g. interdunal wetlands) and in lowlands, and in the more interior parts of the Iberian Peninsula on ranãs (Pliocene torrential deposits originated in a semi arid climate). The soils have a thick organic layer (peat) or can be classified as hydromorphic podzols (annex1 photo 2).

4.3. Genistion micrantho-anglicae

The associations belonging to this alliance (see group B) are characterized by the occurrence of the following taxa: *Erica vagans*, *Genista micrantha*, *G. anglica*, *G. carpetana*, *Potentilla erecta* var. *herminii*, *Thymelaea coridifolia* subsp. *dendrobryum*, and *Serratula seoanei*. This alliance is further differentiated by a large number of transgressive taxa (differential species), occurring in the surrounding vegetation matrix like: *Achillea millefolium*, *Anthoxanthum odoratum*, *Carex pilulifera*, *Chamaespartium sagittale*, *Cruciata glabra*, *Deschampsia flexuosa*, *Digitalis parviflora*, *Erythronium dens-canis*,

Galium verum, *Genista hispanica* subsp. *occidentalis*, *Genista pilosa*, *Halimium umbellatum*, *Nardus stricta*, *Pilosella officinarum*, *Potentilla montana*, *Pterospartum tridentatum* subsp. *cantabricum*, *Thymelaea broteriana*, *Thesium pyrenaicum*, *Vaccinium myrtillus*, among others. In the catenal sequence, the heathy peatlands of the Genistion micrantho-anglicae are often in contact with Nardetea communities, which never happen alongside the Ulici-Genistion ancistrocarpae communities. According to Deil *et al.* (2010), the transgressive taxa (*i.e.* with an optimum in neighbouring syntaxa of the vegetation catena) additionally reflect the phytogeographic contrast between the Euro-Siberian and the Mediterranean phytochorion.

4.4. Transitional character of the *Erico tetralicis*-*Myricetum* gale

The relevés of this association are scattered between the two clusters. In heathy peatland in the Montes de Toledo (Velasco Negueruela 1980), where *Genista anglica* occurs, the relevés were placed in group B (4.2 in Figure 1). The relevés from Rivas Goday (1964), in Valle de la Viuda are relatively poor in taxa, lacking the presence of *Genista anglica* and were placed in group A (4.1 Figure 1). However the presence of *Genista anglica* in this region is acknowledge by Rivas Goday (1964), which led us to place this community in the Genistion micrantho-anglicae, despite its transition character shown by the presence of *Erica scoparia*, *Myrica gale* or *Pinguicula lusitanica*.

4.5. Altitudinal niches

The Genistion micrantho-anglicae and the Ulici-Genistion ancistrocarpae have different altitudinal niches, a phenomenon that is a direct expression of their linkage to different hygro- and thermoclimates (Figure 3): The Genistion micrantho-anglicae occurs in mid and high altitudes. The lowest records of its communities lies at 770 m a.s.l. and 90 % of the relevés were sampled above 950 m, with an average altitude of 1330 m. Ulici-Genistion communities are found almost exclusively below 900 m a.s.l. 80% of the relevés were sampled under 600 m a.s.l., with 320 m as average altitude of the sample plots. Only far to the south (in NW Morocco), stands of the *Genista anglica*-*Ericetum ciliaris* *pinguiculetosum lusitanicae* (Romo 2009) occur also in the higher altitude in the outer ranges of the Western Rif Mountains in Morocco. This can be related to the fact that in drier or more deeply Mediterranean areas, the higher regional temperatures and summer drought conditions are compensated at higher elevation as local temperatures and precipitation yield in comparable evapotranspiration rates. The increase of altitude of the vegetation belts towards the south is a general pattern in the Mediterranean biome. This increase can apparently compensate the decrease in precipitation and the increase in mean temperature towards the south, and this hold also true for the heathy peatland.

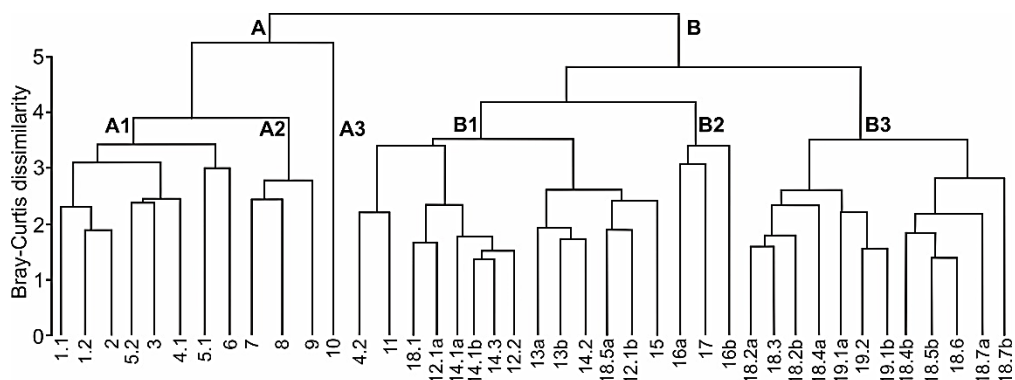


Figure 1. Floristic dissimilarity of heathland communities on peaty soils on the Iberian Peninsula and NW Africa.(Dendrogram using Bray-Curtis dissimilarity of a total of 281 relevés)

A - *Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae*; B *Genistion micrantho-anglicae*.

Community names, bibliographic sources and number of relevés: **1 (13 relevés)** - **1.1** *Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris* (Quézel *et al.* 1988) Tab. 14 (relevés 1-6); **1.2** *Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris pinguiculetum lusitanicae* (Romo, 2009) Tab. 5 (relevés 1-5). **2 (4 relevés)** - *Gentiano pneumonanthe-Genistetum ancistrocarpae* (Honrado 2002) Tab. 3 (relevés 1-4). **3 (4 relevés)** - *Erico erigenae-Schoenetum nigricantis* (Goday & Mansanet 1972) Tab. 1 (relevés 1-4). **4 (7 relevés)** - *Erico tetralicis-Myricetum gale* **4.1** (Rivas Goday 1964) Tab. without number, pag. 470 (3 relevés); **4.2** (Velasco Noguera 1980) Tab. 1 (relevés 1-4). **5 (14 relevés)** - **5.1** *Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici* (Vila-Viçosa 2012) Tab. 1 (relevés 1-11), **5.2** *Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici pinguiculetum lusitanicae* (Deil *et al.* 2010) Tab. 1 (relevés 1-2). **6 (8 relevés)** - *Cisto psilosepali-Ericetum lusitanicae* (Valdés Franz 1984) Tab. 5 (relevés 1-7), (Rivas-Martínez 1979) Tab. 8 (1 relevé). **7 (12 relevés)** - *Erico ciliaris-Ulicetum lusitanici* (Rivas-Martínez *et al.* 1980) Tab. 60 (relevés 1-12). **8 (22 relevés)** *Cirsio welwitschii-Ericetum ciliaris* (Neto *et al.* 2002) Tab. 30 (relevés 1-22). **9 (9 relevés)** - *Drosero intermediae-Ericetum ciliaris* (Antunes 1994) Tab. 4 (relevés 1-9). **10 (29 relevés)** - *Genisto berberideae-Ericetum tetralicis* (Casaseca 1959) Tab. 8 (relevés 1-4), (Bellot Rodríguez 1966) Tab. 11 (relevés 1-25). **11 (3 relevés)** - *Genisto anglicae-Ericetum scopariae* (Amor 1991) Tab. 91 (relevés 1-3). **12 (7 relevés)** - **12.1** *Euphorbio polygalifoliae-Ericetum tetralicis ericetosum vagantis* (Fernández Prieto & Loidi 1983) Tab. 5 (**12.1a** relevés 2 and 5-8, **12.1b** relevés 3 and 4); **12.2** *Euphorbio polygalifoliae-Ericetum tetralicis ericetosum tetralicis* (Fernández Prieto & Loidi 1983) Tab. 5 (relevé 1). **13 (11 relevés)** - *Agrostio hespericae-Ulicetum minoris* (Honrado 2003) Tab. 13.11 (**13a** relevés 1,2,5,6,7,9; **13b** 3,4,8,10,11). **14 (11 relevés)** - **14.1** *Genisto anglicae-Ericetum tetralicis ericetosum tetralicis* (7 relevés) (Rivas-Martínez 1979) Tab. 20 (**14.1a** relevés 1-4; **14.1b** relevés 5-7); **14.2** *Genisto anglicae-Ericetum tetralicis scirpetosum germanici* (1 relevé) (Santos del Castillo & Díaz González 1987) Tab. 1 (relevé 21); **14.3** *Genisto anglicae-Ericetum tetralicis euphorbietosum polygalifoliae* (2 relevés) (Rivas-Martínez 1979) Tab. 20 (relevés 8-9). **15 (12 relevés)** - *Gymnadenio-Ericetum tetralicis* (Ballesteros *et al.* 1983) Tab. 7 (relevés 1-12). **16 (41 relevés)** - *Potentillo herminii-Callunetum* (Rivas-Martínez 1981) Tab. 11 (**16a** relevés 1-6), (Jansen 2011) Tab. 2 (**16a** relevés 12-35; **16b** relevés 1-11). **17 (7 relevés)** - *Thymelaeo dendrobryi-Genistetum carpetanae* (Rivas-Martínez 1979) Tab. 18 (relevés 1-7). **18 (54 relevés)** - **18.1** (6 relevés) *Genisto anglicae-Ericetum vagantis ericetosum tetralicis* (Navarro, 1986) Tab. 51 (relevés 1-5), (Loidi *et al.* 1997b) relevé in text; **18.2** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis ericetosum vagantis* (8 relevés) (Rivas-Martínez 1979) Tab. 19 (**18.2a** relevés 1,2,3,4,6; **18.2b** relevés 5,7,8); **18.3** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis cistetosum laurifolii* (5 relevés) (Tarazona & Zaldívar 1987) Tab. 6 (relevés 20-24); **18.4** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis ericetosum scopariae* (7 relevés) (Navarro 1986), Tab. 43 (**18.4a** relevés 6,7,8,11,12; **18.4b** relevés 9,10); **18.5** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis deschampsietosum hispanicae* (2 relevés) (Santos del Castillo & Díaz González 1987) Tab. 2 (**18.5a** relevé 10; **18.5a** relevé 11); **18.6** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis genistetosum occidentalis* (2 relevés) (Santos del Castillo & Díaz González 1987) Tab. 2 (relevés 6-7); **18.7** *Genisto anglicae-Ericetum vagantis arctostaphyletosum crassifoliae* (25 relevés) (Peralta de Andrés & Bascónes Carretero 1997) Tab. 1 (**18.7a** relevés 21-25; **18.7b** relevés 1-21). **19 (15 relevés)** - **19.1** *Genisto anglicae-Daboecietum cantabricae* (Peralta de Andrés & Bascónes Carretero 1997) Tab. 2, (relevés 1-14) (**19.1a** relevés 1-4, 6, 11-14; **19.1b** relevés 5,7-10). **19.2** *Genisto anglicae-*

Daboecietum cantabricae ulicetosum gallii (Loidi 1997a) Table in text. (All the references are available in digital annex online).

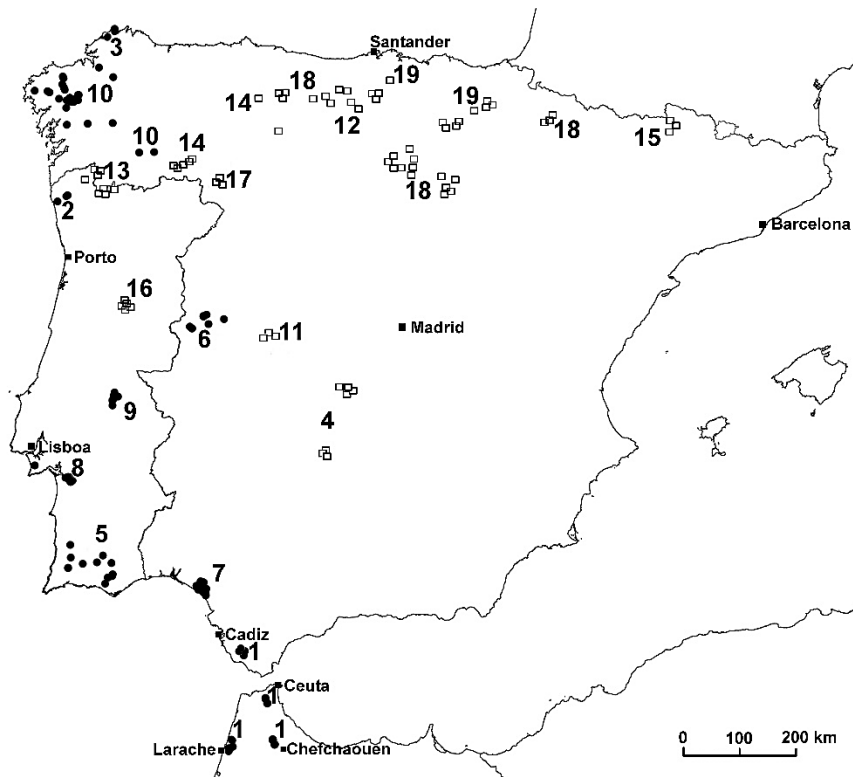


Figure 2. Location of the communities and relevés, used for the cluster analysis. Circles communities belonging to the *Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae*, squares to the *Genistion micrantho-anglicae* (community numbers and names see legend to Figure 1).

4.6. Patterns within the alliances

Ulici-Genistion communities, growing on peaty slacks over sandy substrate in the southwestern parts of the Iberian Peninsula, form an own subgroup (branch A2; 7 - *Erico ciliaris-Ulicetum lusitanici*, 8 - *Cirsio welwitschii-Ericetum ciliaris*, 9 - *Drosero intermediae-Ericetum ciliaris*), while other communities occur on different substrates (alluvia, schists, quartzites, etc. - branch A1). Within the *Genistion micrantho-anglicae* (branch B), there is a separation between a cluster formed by the *Erica tetralix* dominated communities (branch B1) and the other two clusters (branches B2, B3), where this taxon is rare or absent. Branch B3 is defined by the dominance of *Erica vagans*, *E. cinerea*, and by *Daboecia cantabrica* (species common in Northern Iberian mountain ranges under Atlantic influence) and the absence or rarity of *Juncus squarrosus*, dominant in branches

B1 and B2 though. These floristic patterns might indicate suballiances, but floristic support (characteristics and differentials *taxa*) for such syntaxa is relatively weak and might benefit from a dedicated study.

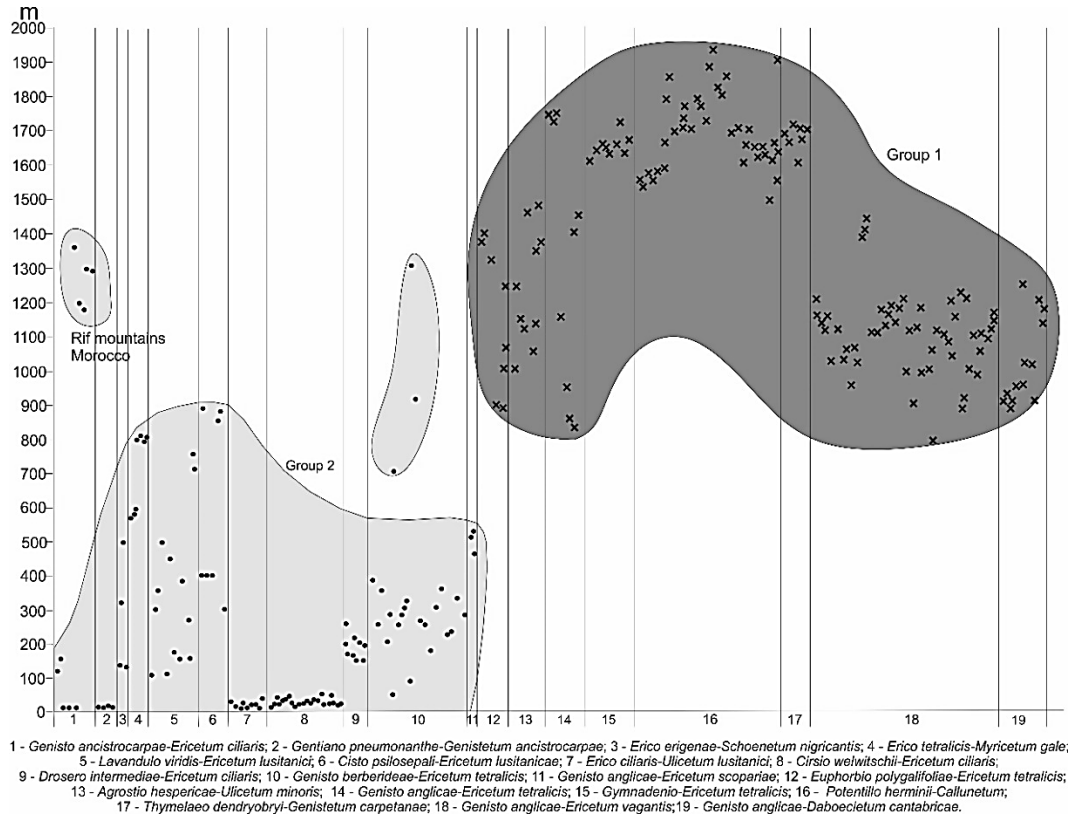


Figure 3. Altitude of sample plots used in the cluster analysis. Dark grey (*Geniston micrantho-anglicae*: mid and high altitudes); light grey (*Ulici lusitanici-Geniston ancistrocarpae*: lowlands).

4.7. Syntaxonomic scheme, resulting from the data analysis

CALLUNO VULGARIS-ULICETEA MINORIS Br.-Bl. & Tüxen ex Klika & Hadač 1944

CALLUNO-ULICETALIA MINORIS Quantin ex Tüxen 1937

A. *Geniston micrantho-anglicae* Rivas-Martínez 1979

(characteristic species: *Erica vagans*, *Festuca querana*, *Genista anglica*, *G. carpetana*, *G. micrantha*, *Potentilla erecta* var. *herminii*, *Thymelaea coridifolia* ssp. *dendrobryum*, *Serratula seoanei*)

- a. **Agrostio hespericae-Ulicetum minoris** J. Honrado & Ortiz in Honrado, P. Alves, Nepomuceno & B. Caldas 2004
 - b. **Erico tetralicis-Myricetum gale** Ladero & A. Velasco 1980
 - c. **Euphorbio polygalifoliae-Ericetum tetralicis** F. Prieto & Loidi 1984
 - c1. *ericetosum tetralicis*
 - c2. *ericetosum vagantis* F. Prieto & Loidi 1984
 - d. **Genisto anglica-Daboecietum cantabricae** Bascónes & Peralta in Loidi, Berastegi & García-Mijangos 1996
 - e. **Genisto anglica-Ericetum tetralicis** Rivas-Martínez 1979
 - e1. *ericetosum tetralicis*
 - e2. *euphorbietosum polygalifoliae* Rivas-Martínez 1979
 - e3. *scirpetosum germanici* Santos del Castillo & Díaz González 1987
 - f. **Genisto anglica-Ericetum scopariae** Ruiz 1979
 - g. **Genisto anglica-Ericetum vagantis** Rivas-Martínez & Tarazona in Rivas-Martínez 1979
 - g1. *ericetosum vagantis*
 - g2. *arctostaphyletosum crassifoliae* Peralta 1992
 - g3. *cistetosum laurifolii* Tarazona 1984
 - g4. *deschampsietosum hispanicae* Santos del Castillo & Díaz González 1987
 - g5. *ericetosum scopariae* Navarro 1986
 - g6. *ericetosum tetralicis* G. Navarro in Loidi 1997
 - g7 *genistetosum occidentalis* Santos del Castillo & Díaz González 1987
 - h. **Gymnadenio conopseae-Ericetum tetralicis** Ballesteros, Baulies, Canalís & Sebastià ex Rivas-Martínez & Costa 1988
 - i. **Potentillo herminii-Callunetum** Rivas-Martínez 1981
 - j. **Thymelaeo dendrobryi-Genistetum carpetanae** Rivas-Martínez 1979
- B. Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae** Neto, J.C. Costa, Monteiro-Henriques, Capelo, Geraldès, Bellu & Deil all. nova hoc loco (holotypus: *Cirsio welwitschii*-Ericetum ciliaris)
- (characteristic species: *Cheirolophus uliginosus*, *Erica lusitanica*, *Euphorbia uliginosa*, *Genista ancistrocarpa*, *G. berberidea*, *Ulex minor* var. *lusitanicus*)

- a. **Cirsio welwitschii-Ericetum ciliaris** Neto, Capelo, J.C. Costa & Espírito-Santo in Neto, Capelo, J.C. Costa & Lousã 1996
- b. **Cisto psilosepali-Ericetum lusitanici** Ladero ex Rivas-Martínez 1979
- c. **Drosero intermediae-Ericetum ciliaris** Antunes 1994
- d. **Erico ciliaris-Ulicetum lusitanicae** Rivas-Martínez & Costa in Rivas-Martínez, Costa, Castroviejo & E. Valdés 1980
- e. **Erico erigenae-Schoenetum nigricantis** Rivas Goday & Mansanet 1972
- f. **Genisto ancistrocarpae-Ericetum ciliaris** Quézel, Barbero, Benabid, Loisel & Rivas-Martínez 1988 corr. Neto, J.C. Costa, J.P. Fonseca, Monteiro-Henriques & Deil 2014
 - f1. **ericetosum ciliaris**
 - f2. **pinguiculetosum lusitanicae** Romo 2009
- g. **Genisto berberideae-Ericetum tetralicis** Bellot & Casaseca in Casaseca 1959
- h. **Gentiano pneumonanthes-Genistetum ancistrocarpae** Honrado & P. Alves in Honrado, P. Alves, Nepomuceno & B. Caldas 2002
- i. **Lavandulo viridis-Ericetum lusitanici** Vila-Viçosa, Quinto-Canas, Mendes, Cano-Ortiz, Rosa-Pinto, Pinto-Gomes 2012
 - i1. **ericetosum lusitanicae**
 - i2. **pinguiculetosum lusitanicae** Neto, J.C. Costa & Deil 2014

5. Discussion

Clusters of heathy peatland communities: The Atlantic façade of the western Iberian Peninsula and north-western Morocco harbours scattered and isolated patches of associations, dominated by hygrophilous *Genista* and *Erica* species (annex 1 photo 3). Based on the genetic studies carried out in the last decades, this isolation is ancient and, as will be discussed, it is mainly related to biogeographical drivers (associated with climatic changes) and to a less extent to anthropic actions. The inspection of some old documents and maps show a large presence of these habitats on the western coast of Portugal to about 1900 mainly associated with the Little Ice Age, cooling that occurred after the Medieval Warm Period (Medieval Climate Optimum) (1300 a 1850) (Lamb, 1972; Mann, 2003; Grove, 2004; Matthews & Briffa, 2005). During the 20th and 21st century we verify a huge reduction of the habitat area due to anthropic action documented in Daveau (1902), Fraga da Silva (2006), and Arsénio (2011). However the differentiation of the new alliance is clearly materialized by the presence of some lowland peaty *taxa* characteristic

of the occidental facade of the Iberian Peninsula and NW Morocco representing ancient speciations due to genetic isolation owing to climatic changes (*Genista ancistrocarpa*, *Ulex minor* var. *lusitanicus*, *Gentiana pneumonanthe* var. *pneumonanthe*, among others) (Fonseca *et al.*, 2014; Fonseca *et al.*, 2015a; Fonseca *et al.*, 2015b; Geraldès *et al.*, 2014) (annex 1 photo 3). So, it seems evident that the biogeographic effect associated to climatic changes (probably at the top of Tertiary age), induced the genetic isolation of the populations of some characteristic *taxa* that support the cluster A, which correspond to the new alliance. The anthropic effect is felt in the reduction of habitat patches (number and area), yet not showing any clear contribution to the floristic segregation of the new alliance. These patches are the southernmost outliers of the class Calluno-Ulicetea, stretching as azonal vegetation into the Mediterranean biome. A number of character taxa of SW-Iberian and NW-Moroccan distribution such as *Genista ancistrocarpa*, *Ulex minor* var. *lusitanicus*, *Erica lusitanica*, *Cheirolophus uliginosus*, among others, clearly separate the Ulici lusitanici-Genistion ancistrocarpae from the Genistion micrantho-anglicae (annex 1 photo 4 and 5). The latter alliance is distributed in the Atlantic parts of the temperate climatic zone of Western Europe and in the Euro-Siberian part of the Iberian Peninsula, and it shifts up in altitude in the central parts of the Peninsula. Both alliances have their own character species and their clear separation in the classification process is not the result of a simple neighbourhood effect coming from transgressive taxa. But, of course, transgressive taxa from the surrounding vegetation matrix further differentiate both alliances, as the catenal context is different: Ulici-Genistion communities are often in contact to Quercetea ilicis and Cisto-Lavanduletea, while Genistion micranthae-anglicae to Querco-Fagetea and Nardetea communities.

Species richness in the north-south-gradient: The Ulici-Genistion has a lower average number of species per relevé (12 species) in comparison with the Genistion micrantho-anglicae (16 species). This decrease in species richness toward the south and southwest of the Iberian Peninsula is a common feature within all Calluno-Ulicetea communities (Loidi *et al.*, 2007). The centre of phytodiversity of the class on the Iberian Peninsula is in the NW (in Asturias). It decreases further inland and towards the south and southwest. The Mediterranean climatic conditions, and - in consequence - a reduction in patch size and an increasing isolation of the habitats might have resulted in a floristic impoverishment of the Ulici-Genistion communities, both by dry phases of the late Tertiary and by cold stadia during the Quaternary.

Phylogeographic patterns and speciation processes: Isolation of populations and changing climatic conditions throughout the Pleistocene have stimulated speciation processes and resulted in a number of geographical vicariant taxa within the Calluno-Ulicetea (Loidi *et al.*, 2007). As stated, this was recently shown for the *Genista anglica*-*G. ancistrocarpa* group by an analysis based upon molecular data (Fonseca *et al.*, 2014; Geraldès *et al.*, 2014), supporting the morphological variability within the group and the

SW Iberian-NW Moroccan phytogeographical sector, sensu Galán de Mera *et al.* (2003). *G. anglica* has a wider range: It is a lowland species from Denmark and Sweden down to the Pyrenean foothills, becoming a mountain species inside the Iberian Peninsula. The two species appear to be clearly allopatric and their separation seems to date back to the Miocene. The geographical separation of both clades on the Iberian Peninsula is congruent with the distribution limit between the two alliances. Furthermore, similar biogeographical patterns have been observed on the basis of molecular data in a number of other taxa (plant and animals) such as *Ulex* (Cubas *et al.*, 2005), *Stauracanthus* (Pardo *et al.*, 2008), the Iberian Lizard (Paulo *et al.*, 2001) and the Golden-striped Salamander (Alexandrino *et al.*, 2000). We conclude from these biogeographical patterns, that the floristic differentiation between Ulici-Genistion and Genistion micrantho-anglicae is the result of historical events dating back to the Miocene, and to expansion and reduction of the distribution areas of some keystone species during the climatic fluctuations of the Pleistocene. The local hydrological conditions of heathy peatlands can buffer dry paleoclimatic periods and such physiotopes can act as refugia for hygrophilous plants. This has been shown in more detail for the peninsulas on both sides of the Strait of Gibraltar by Rodríguez-Sánchez *et al.* (2008).

Conservation aspects: The heathy peatlands in SW Europe and NW Africa shelter the southernmost occurrences of Atlantic plant species, relicts of former climates. For the NW Morocco, this fact has already been underlined by Sauvage (1961) and Dahlgren & Lassen (1972). The existence of the Ulici-Genistion-communities under Mediterranean climates is linked to particular geological and geomorphological features (for details see Figure 3 in Neto *et al.*, 2014). On the one hand, such physiotopes are relatively resistant to changes of the macroclimate; on the other hand they are extremely sensitive to any changes in their hydrological conditions. The small patches and isolated sites of the wet heath-gorse-communities need strong efforts of protection to conserve the small and vulnerable plant populations.

According to Pérez Latorre *et al.* (2007), Atlantic heathlands exist in the Mediterranean under suboptimal environmental conditions and show low resilience after human impacts. They have declined mainly because of the agricultural use of the territory (mostly rice paddies) and the eutrophication of many coastal and sublittoral wet slacks. Daveau (1902) for example documented the occurrence of species such as *Myrica gale*, *Gentiana pneumonanthe*, *Cirsium palustre*, *Erica ciliaris*, *E. tetralix*, *Cirsium welwitschii*, *Centaurea uliginosa*, and *Euphorbia uliginosa* on sandy substrates of the Portuguese central coast in the Leiria region (Lusitanian-Andalusian Coastal Province). The presence of *Erica tetralix* at that time is noteworthy, since the species is currently presumed to be extinct in that area, possibly due to its limited regeneration rate after ploughing or burning (Calvo *et al.*, 2002). South of Lisbon (the Alentejo coast - Vincentine Coastal district according to Costa *et al.*, 1999), heathy peatland was still quite common in the 50's of the 20th century after

historical maps. It suffered a significant reduction in the last decades due to expansion and intensification of agriculture and forestry plantation. Similar processes occurred also in other parts of Europe, e.g. in Belgium (Piessens & Hermy, 2006) and NW Europe (Gimingham, 1992).

Acknowledgements

This work was supported by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT) through the project FCT - PTDC/AAC-AMB/111349/2009. This work was also supported by National Funds by FCT - Portuguese Foundation for Science and Technology, under the project UID/AGR/04033/2019. T.M.H. was funded by the European Social Fund (POCH) and by National Funds (MCTES), through a Fundação para a Ciência e a Tecnologia postdoctoral fellowship (SFRH/BPD/115057/2016).

References

- Alexandrino, J., Froufe, E., Arntzen, J.W., & Ferrand, N. (2000). Genetic subdivision, glacial refugia and postglacial recolonization in the golden-striped salamander, *Chioglossa lusitanica* (Amphibia: Urodela). *Mol. Ecol.*, 9, 771-781.
- Arsénio, P. (2011). *Landscape quality and phytodiversity: Contribution to spatial planning and management of coastal areas with high natural value*. (Doctoral thesis). Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Benito Cebrián, N. (1948). *Brezales y brezos. Síntesis geobotánica de las formaciones de Ericoideas y resumen monográfico de las especies españolas*. Madrid: Inst. Forest. Invest. Experiencias.
- Botineau, M., & Géhu, J.M. (2005). Les landes atlantiques. *Coll. Phytosoc.*, 26, 131-149.
- Braun-Blanquet, J. (1964). *Pflanzensoziologie*. Wien: Grundzüge der Vegetationskunde.
- Calvo, L., Tárrega, R., & Luis, E. (2002). Regeneration patterns in *Calluna vulgaris* heathland in the Canabrian Mountains (NW Spain): effects of burning, cutting and ploughing. *Acta Oecol.*, 23, 81-90.
- Castroviejo, S. (coord. gen.). (1986-2012). *Flora iberica* (1-8, 10-15, 17-18, 21). Madrid: Real Jardín Botánico, CSIC.
- Costa, J.C., Aguiar, C., Capelo, J., Lousã, M., & Neto, C. (1999). Biogeografia de Portugal Continental. *Quercetea*, 0, 5-55.
- Costa, J.C., Neto, C., Aguiar, C., Capelo, J., Espírito Santo, M.D., Honrado, J., Pinto-Gomes, C., Monteiro-Henriques, T., Sequeira, M., & Lousã, M. (2012). Vascular plant communities in Portugal (continental, the Azores and Madeira). *Global Geobotany*, 2(1), 1-180.
- Coutinho, A.P. (1939). *Flora de Portugal. Plantas Vasculares, 2ªed.* Lisboa: Livraria Bertrand.

- Cross, J. (2003). Atlantische Zwergstrauchheiden. In U. Bohn, G. Gollub & C. Hettwer (Eds.), *Karte der natürlichen Vegetation Europas, Erläuterungstext* (pp. 229-238). Bonn: Bundesamt für Naturschutz.
- Cubas, P., Pardo, C., & Tahiri, H. (2005). Genetic variation and relationships among *Ulex* (Fabaceae) species in Southern Spain and Northern Morocco assessed by chloroplast microsatellite (cpSSR) markers. *Am. J. Bot.*, 92, 2031-2043.
- Dahlgren, R., & Lassen, P. (1972). Studies in the flora of Northern Morocco. I. Some poor fen communities and notes on a number of northern and Atlantic plant species. *Botaniska Notiser*, 125, 439-463.
- Danielsen, R. (2008). Palaeoecological development of the Quiaios–Mira dunes, northern-central littoral Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 152(1-2), 74-99.
- Daveau, J. (1902). Géographie Botanique du Portugal. *Bol. Soc. Brot.*, 19, 3-140.
- Deil, U. (1984). Zur Vegetation im Zentralen Rif (Nordmarokko). *Dissertationes Botanicae*, 74, 1-179.
- Deil, U., Galán de Mera, A., & Vicente Orellana, J.A. (2010). Heathy peatland with *Erica ciliaris* in the southwestern Mediterranean area. *Braun-Blanquetia*, 46, 205-216.
- Díaz González, T.E. (1998). Vegetación arbustiva de Europa occidental. I: Brezales (Calluno-Ulicetea). *Itinera Geobot.*, 11, 7-31.
- Dierßen, K. (1996). *Vegetation Nordeuropas*. Stuttgart: UTB.
- Fonseca, J.P., Neto, C., Ferreira, M., Costa, J.C., Levy, A., & Gargano, D. (2014, June). *Some biogeographic and paleoclimatic aspects inferred from molecular analysis carried out on Genista anglica L. and Genista ancistrocarpa Spach populations in Europe and North Africa*. In XXIV Jornadas Internacionales de Fitosociologia (95-96), Gijón.
- Fonseca, J., Levy, A., Henriques, R., Costa, J.C., Neto, C. & Robalo, J. (2016). Phylogenetic approach of the section *Bulbocodium* D.C. of *Narcissus* based on cpDNA. A case of taxonomic inflation? *Plant Biosystems*, 150(4), 787-798.
- Fonseca, J.P., Neto, C., Levy, A., & Costa, J.C. (2015). Some biogeographic aspects of derived from genetic analysis of *Gentiana pneumonanthe* in Europe. *Silva Lusitana*, 23(1-2), 91-103.
- Fraga da Silva, L. (2006). *Chorographic and agricultural map of 1890/1905 (by Gerardo Pery) - Descriptive note*. Tavira: Campo Arqueológico de Tavira.
- Franco A (1971; 1984). *Nova Flora de Portugal (Continente e Açores) I e II*. Lisboa.
- Franco, A, Rocha Afonso ML (1994; 1998; 2003). *Nova Flora de Portugal (Continente e Açores) III(I,II,III)*. Lisboa: Escolar Editora.
- Fremstad, E. (1997). Vegetasjonstyper i Norge. *NINA Temahefte*, 12, 1-279.
- Galán de Mera, A. (1993). *Flora y vegetación de los términos municipales de Alcalá de los Gazules y Medina*. (Doctoral thesis). Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

- Galán de Mera, A., Pérez Latorre, A.V., & Vicente Orellana, J.A. (2003). Relaciones fitogeográficas entre el suroccidente de la Península Ibérica y el Noroeste de África. Una propuesta de sectorización. *Lagascalia*, 23, 27-51.
- Géhu, J.M. & Rivas-Martínez, S. (1981). Notions fondamentales de phytosociologie. In H. Dierschke (Ed.), *Syntaxonomie* (5-33). Vaduz: Cramer.
- Geraldes, M., Fonseca, J.P., Neto, C., & Costa, J.C. (2014). New genetic data on *Genista anglica* L. versus *Genista ancistrocarpa* Spach in the Iberian Peninsula and Morocco. Phylogeographic clues. *Acta Bot. Malacitana*, 39, 45-54.
- Gimingham, C.H. (1992). *The lowland heathland management handbook*. English Nature Science Series 8. Peterborough: English Nature.
- Gomes J.P.T. (2007). *Late-Quaternary Landscape Dynamics in the Iberian Peninsula and Balearic Islands*. (Master in Biodiversity and Genetic Resources.). Universidade do Porto, Porto.
- Grove, J. (2004). *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. London: Routledge.
- Lamb, H. (1972). *The cold Little Ice Age climate of about 1550 to 1800. Climate: present, past and future*. London: Methuen.
- Loidi, J., García-Mijangos, I., Herrera, M., Berastegi, A., & Darquistade, A. (1997). Heathland vegetation of the Northern-Central Part of the Iberian Peninsula. *Folia Geobot. Phytotax.*, 32, 259-281.
- Loidi, J., Biurrun, I., Campos, J.A., García-Mijangos, I., & Herrera, M. (2007). A survey of heath vegetation of the Iberian Peninsula and Northern Morocco: a biogeographic and bioclimatic approach. *Phytocoenologia*, 37, 341-370.
- Loidi, J., Biurrun, I., Campos, J.A., García-Mijangos, I., & Herrera, M. (2010). A biogeographical analysis of the European Atlantic lowland heathlands. *J. Veg. Sci.*, 21, 832-842.
- Maechler, M., Rousseeuw, P., Struyf, A., Hubert, M. & Hornik, K. (2013). *cluster: Cluster Analysis. Basics and Extensions*. R package version 1.14.4.
- Mann, M. (2003). *Little Ice Age*. In M. MacCracken & J. Perry (Eds.), *Encyclopedia of Global Environmental Change. The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change*. (504-509). Chichester: John Wiley & Sons.
- Matthews, J., & Briffa, R. (2005). The Little Ice Age: re-evaluation of an evolving concept. *Geogr. Ann.* 87A(1), 17-36.
- Neto, C. (2002). A flora e a vegetação do superdistrito Sadense (Portugal). *Guineana*, 8: 1-269.
- Neto, C., Capelo, J., Costa, J., & Sérgio, C. (2007). The ADIANTETEA class on the cliffs of SW Portugal and of the Azores. *Phytocoenologia*, 37(2), 221-237.
- Neto, C., Arsénio, P., Monteiro-Henriques, T., Sérgio, C., & Costa, J.C. (2009). New chorological data of *Sphagnum auriculatum* in south Portugal. Paleobiogeographic meaning. *Acta Botanica Malacitana*, 34, 210-215.

- Neto, C., Costa, J.C., Fonseca, J.P., Monteiro-Henriques, T., & Deil, U. (2014). As comunidades da aliança Genistion micrantho-anglicae no sudoeste da Península Ibérica e noroeste de Marrocos, significado biogeográfico. *Silva Lusitana*, 22, 135-143.
- Ojeda, F., Arroyo, J., & Marañón, T. (1998). The phytogeography of European and Mediterranean heath species (Ericoideae, Ericaceae): a quantitative analysis. *J. Biogeogr.* 25, 165-178.
- Oksanen, J., Blanchet, F.G., Kindt, R., Legendre, P., Minchin, P.R., O'Hara, R.B., Simpson, G.L., Solymos, P., Stevens, M.H.H., & Wagner, H. (2013). *vegan: Community Ecology Package*. R package version 2.0-8. Retrieved from: <http://CRAN.R-project.org/package=vegan>.
- Pardo, C., Cubas, P., & Tahiri, H. (2008). Genetic variation and phylogeography of *Stauracanthus* (Fabaceae, Genisteae) from the Iberian Peninsula and northern Morocco assessed by chloroplast microsatellite (cpSSR) markers. *Am. J. Bot.*, 95, 98–109.
- Paulo, O.S., Dias, C., Bruford, M.W., Jordan, W.C., & Nichols, R.A. (2001). The persistence of Pliocene populations through the Pleistocene climatic cycles: evidence from phylogeography of an Iberian Lizard. *Proc. Biol. Sci.*, 268(1476), 1625-1630.
- Pérez Latorre, A., Navas, P., Navas, D., Gil, Y., & Cabezudo, B. (2002). Datos sobre la flora y vegetación de la cuenca del río Guadimar (Sevilla-Huelva, España). *Acta Bot. Malacitana*, 27, 189-228.
- Pérez Latorre, A., Gaviria, O., & Cabezudo, B. (2007). Ecomorphology and phenomorphology of Mediterranean heathlands (SW Iberian Peninsula). *Phytocoenologia*, 37, 239-268.
- Piessens, K., & Hermy, M. (2006). Does the heathland flora in north-western Belgium show an extinction debt? *Biol. Conserv.*, 132, 382-394.
- Quézel, P., Barbero, M., Benabid, A., Loisel, R., & Rivas-Martínez, S. (1988). Contribution à l'étude des groupements pré-forestiers et des matorrals rifains. *Ecol. Medit.*, 14, 77-122.
- R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Retrieved from: <http://www.R-project.org/>
- Rivas Goday, S. (1964). *Vegetación y flórmula de la cuenca extremeña del Guadiana (vegetación y flórmula de la provincia de Badajoz)*. Madrid: Publicaciones de la Excema. Diputación Provincial de Badajoz.
- Rivas-Martínez, S. (1976). Sinfitosociología, una nueva metodología para el estudio del paisaje vegetal. *Anal. Inst. Bot. Cavanilles*, 33, 179-188.
- Rivas-Martínez, S. (2005). Notions on dynamic-catenal phytosociology as a basis of landscape science. *Plant Biosyst.*, 139, 135-144.
- Rivas-Martínez, S. (2011). Mapas de series, geoseries y geopermaseries da vegetación de España [Memoria del mapa de vegetación potencial de España]. *Itinera Geobot.*, 18(1,2), 5-800.
- Rivas-Martínez, S., Rivas Sáenz, S., & Penas, Á. (2011). Worldwide bioclimatic classification system. *Global Geobotany*, 1, 1–634.

- Rodríguez-Sánchez, F., Pérez-Barrales, R., Ojeda, F., Vargas, P., & Arroyo, J. (2008). The Straits of Gibraltar as a melting pot for plant biodiversity. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2100-2117.
- Romo, A.M. (2009). Contribution to the knowledge of the Moroccan mountain vegetation. *Collect. Bot.*, 28, 111-124.
- Sauvage, Ch. (1961). *Recherches géobotaniques sur les subéraies marocaines*. Sér. Bot., 21. Rabat: Trav. Inst. Sci. Chérif.
- Sobrino, C. M., Ramil-Rego, P., & Gomez-Orellana, L. (2004). Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeo-ecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany*, 13(1), 1-22.
- Tveraabak, L.U. (2004). Atlantic heath vegetation at its northern fringe in Central and Northern Norway. *Phytocoenologia*, 34, 5-31.
- van der Knaap, W. O., & J. F. N. van Leeuwen (1997). Late Glacial and early Holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the Serra da Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97, 239-285.
- Velasco Negueruela, A. (1980). Notas sobre la vegetación de los enclaves hidroturbosos de los Montes de Toledo (España). *Anal. Jard. Bot. Madrid*, 37, 125-128.
- Vila-Viçosa, C., Quinto-Canas, R., Mendes, P., Cano-Ortíz, A., Rosa-Pinto, J., & Pinto-Gomes, C. (2012). A new *Erica lusitanica* Rudolphi heathland association to the Iberian south-west. *Acta Bot. Gallica*, 159, 277-280.
- Weber, H.E., Moravec, J., & Theurillat, J.P. (2000). International code of phytosociological nomenclature, 3rd ed. *J. Veg. Sci.*, 11, 739-768.

Annex 1. Photos of some mid-altitude peat-rich heathlands of the western Iberian Peninsula



Photo 1. Peat-rich heathlands in Sado Estuary (Portugal) with three characteristic species of the new Alliance that characterize mid-altitude peat-rich heathlands of the western Iberian Peninsula and northwestern Morocco: *Ulex minor* var. *lusitanicus* (yellow flower) *Erica ciliaris* (pink flowers) and *Genista ancistrocarpa* (on the right).



Photo 2. Aspect of the hydromorphic podzol (Sado Estuary) which normally accompanies the occurrence of these heathlands communities.



Photo 3. Peat-rich heathlands in Doñana National Park (southwest of Spain). *Ulex minor* var. *lusitanicus* (yellow flower) *Erica ciliaris* (pink flowers).



Photo 4. *Drosera intermedia* (Sado Estuary). A distinctive carnivorous plant from mid-altitude peat-rich heathlands of the western Iberian Peninsula and northwestern Morocco (new alliance). In the most northern alliance of highest altitude is replaced by the *Drosera rotundifolia*.



Photo 5. *Erica ciliaris* in mountains of W Rif (Bou Hassim -Boubiyene and Maouzki).

EVOCAÇÕES

CATARINA, UMA GRANDE AMIGA

Ana Ramos Pereira¹

Conheci a Catarina no ano de 1976-77 quando entrou para a Faculdade. Fui professora dela em várias cadeiras, mas só comecei a dar pela Catarina após os primeiros trabalhos práticos que apresentou. Era muito discreta e pouco interventiva nesses primeiros anos, mas os relatórios que apresentava evidenciavam, desde o início, o rigor que exigimos e a pesquisa que fazia, que era, aliás, utilizada por muitos dos seus colegas. Os cadernos de apontamentos da Catarina, vim mais tarde a saber, eram muito requisitados por todos os colegas, a quem ela os facultava sem hesitar. Lembro especialmente a disciplina de Geomorfologia em que a Catarina e os seus colegas de grupo trataram o Maciço Antigo e o seu contato com a Bacia do Tejo. A sua apresentação no castelo de Abrantes e, posteriormente, nas Portas de Rodão foram brilhantes, pela fluidez e segurança do seu discurso científico. Nessa altura já todos conhecíamos a Catarina no seio da Geografia.

A nossa amizade fortaleceu-se num estágio de dez dias realizado na comarca das Loras, em Espanha, em 1980, onde os quatro portugueses participantes, a Catarina, a Elisabete, o Ventura e eu própria, palmilharam em média 20km a pé, subindo e descendo vertentes de magníficos sinclinais alcandorados e estudávamos a *“terminación perisinclinal de la Lora de Pinza”* (uma das *loras*). Além da componente geomorfológica (estrutural, do troço mais meridional da Cordilheira Cantábrica), foi um momento de convívio com colegas de praticamente todas as universidades espanholas e também por isso muito enriquecedor.

Chegamos então a outra fase: a das teses, de mestrado a Catarina, de doutoramento eu própria. Nessa altura o grupo da Geografia Física e o da Geomorfologia, em particular, era muito pequeno: para além de nós, iniciavam também a sua pesquisa a Luísa Rodrigues e o Zêzere. Este grupo uniu-se na entreatajuda, nomeadamente no trabalho de campo. Era um tempo em que os telemóveis eram desconhecidos e ir sozinho para o campo não era aconselhável. Aliás, a entreatajuda estendeu-se também à composição (digamos arte final) das próprias teses.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Evidentemente que durante todo esse período da década de 1980 a nossa amizade se reforçou. Partilhámos os nossos anseios sobre a evolução da Geografia, fizemos investigação em conjunto, fizemos equipa em vários projetos de investigação.

Participámos em diversos encontros científicos internacionais, de que saliento uma reunião da *International Geographical Union* que nos permitiu conhecer a Islândia e uma reunião da *International Association of Geomorphologists* que nos rumou à Austrália.

Acompanhei-a nos momentos difíceis em que a doença a tocou. Reagiu com uma enorme força interior, lutou como podia. É-me difícil escrever sobre esta fase. Perdi uma grande amiga no dia 25 de abril de 2018. O seu exemplo, a sua boa disposição, a sua camaradagem, a sua entrega ficarão sempre na minha memória.

LEMBRANDO CATARINA RAMOS

Carlos Alberto Medeiros¹

Ainda hoje me custa admitir que, desde Abril de 2018, já vão passados sete meses, a Catarina Melo Ramos não se encontra fisicamente entre nós. Lembro-me bem da primeira vez em que a identifiquei. Ia começar um novo ano lectivo, já no final de 1977 (Outubro ou Novembro, não me recordo bem), e teria a meu cargo a regência das cadeiras de Geografia de Portugal e de Geografia das Regiões Tropicais (Geografia Tropical). Num dos corredores da Faculdade de Letras, conversava com o meu Amigo e colega António de Brum Ferreira, quando vimos sair de uma das salas de aula um grupo de estudantes. O Brum – como, em grande parte por comodidade, era mais conhecido – disse-me então: «Tens ali muitos dos teus alunos deste ano; e olha que alguns deles são mesmo bons». Citou vagamente um ou outro, e enfatizou a referência à Catarina. «É aquela!». Olhei para *aquela*, já com natural interesse. Era uma jovem com rosto expressivo, adelgada no porte físico, mas que conciliava com a sua aparente fragilidade, uma determinação, diria até, mesmo à primeira vista, uma força interior, que transpareciam no contacto com os outros, pelo diálogo, pela postura em geral.

Foi minha aluna, nesse ano lectivo de 1977/78, de Geografia Tropical (creio que só no ano lectivo seguinte, de Geografia de Portugal) e manteve sempre – sem exagero – um nível excepcional. Recordo que, nas aulas finais, se constituíram grupos de trabalho, cada um dos quais teve a seu cargo a exposição de determinado tema. No grupo da Catarina, foi ela que sobressaiu com uma apresentação do assunto fluente, rica de informação, bem estruturada e que prendia a atenção. Falou sobre o Senegal e, ao chegar ao fim, dei por mim a pensar sobre se seria capaz de fazer melhor.

Em 1979, concretizei uma proposta no sentido de passar a integrá-la, como tarefaira, na então chamada Linha de Acção «Estudos de Geografia Humana e Regional» do Centro de Estudos Geográficos de Lisboa, o que abria caminho à sua actividade no âmbito da investigação. Ainda em 1979, vi aprovada outra proposta minha, segundo a qual a Catarina assumiu o cargo de monitora do Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

¹ Professor Catedrático aposentado de Geografia, Universidade de Lisboa. Centro de Estudos Geográficos, IGOT-ULisboa

A ajuda que me proporcionou nas aulas práticas de Geografia de Portugal foi inestimável. Passando por entre as carteiras da sala de aulas, tive ocasião de apreciar o modo como atendia os alunos que colocavam dúvidas. Desde logo manifestou uma capacidade invulgar no modo de ensinar. Ouvia com atenção as questões suscitadas, explicava com fluência, mas de forma clara, as perplexidades com que deparava, não se apressava no que dizia, e conduzia o diálogo no sentido de deixar esclarecidos os que procuravam o seu auxílio. Esta colaboração na disciplina de Geografia de Portugal manteve-se por muitos anos lectivos. A Catarina assumiu a categoria de assistente, passou depois a professora auxiliar, e as aulas práticas em que já colaborava, ficaram exclusivamente a seu cargo; por último, quando obteve o doutoramento, decidimos dividir a cadeira (procurando sempre, na medida do possível, não afectar a sua unidade) em dois grandes ramos: o da geografia física, de que se encarregou ela, e o da geografia humana, que reservei para mim. Como disse, não obstante a diversidade das matérias de um e outro ramo, que naturalmente se impunha, tentámos garantir a articulação dos temas que a isso se prestavam, num espírito de colaboração que, ao longo de anos, se havia cimentado entre nós. Apesar da sua preferência bem vincada por determinados domínios da geografia física, a Catarina não limitou rigidamente a estes os seus interesses: manteve-se sempre, antes do mais, uma geógrafa – e para isto alguma coisa creio ter contribuído.

A preferência pela geografia física manifestou-se cedo no percurso científico da Catarina. Quando a inseri na Linha de Acção «Estudos de Geografia Humana e Regional», segundo o que acima ficou dito, pensei que acabaria por se dedicar à investigação em geografia humana, até porque frequentara um leque diversificado de cadeiras de opção que, na altura, eram muitas. Mas um dia, a Catarina procurou-me e disse-me, com a sinceridade que sempre a caracterizou, que as suas preferências a encaminhavam para a geografia física; descreveu com expressividade este episódio num número da *Finisterra* que me foi dedicado (volume XL, n.º 79, 2005, p. 49). Após uns segundos de desilusão mal disfarçada, assumi a posição que, honestamente, me pareceu a única possível: disse-lhe que a pior coisa para um investigador era não trabalhar no domínio da sua preferência, que, nesta ordem de ideias, fazia muito bem em dedicar-se à geografia física, que, afinal de contas, continuaríamos a trabalhar juntos no ensino da disciplina de Geografia de Portugal, onde lhe reservaria sobretudo as matérias que mais a satisfiziam. Continuamos amigos, e as reuniões que o decorrer daquela impunham, constituíam também uma excelente oportunidade para troca de impressões sobre os caminhos que ia trilhando a geografia e sobre outros assuntos que nos ocorriam na altura. Recordo que tinha projectada uma viagem a Nova Iorque, para meados de Setembro de 2001. No dia 11 desse mês registou-se o famoso atentado que resultou na destruição das Torres Gémeas (*Twin Towers*). À noite recebi um telefonema, e do lado de lá da linha, recolhi um suspiro de alívio da Catarina ao reconhecer a minha voz: não tinha a certeza do dia em que partiria para a metrópole norte-americana. Agradei-lhe, sosseguei-a e disse-lhe que o único

contratempo que me afectaria seria a anulação da viagem. Por outro lado, nos currículos que elaborava, por imperativo da sua carreira académica (onde atingiu a categoria de professora associada), tinha sempre o cuidado, que muito me sensibilizava, de mencionar o meu nome, como um dos professores que mais a haviam influenciado na sua formação de geógrafa. Tive ainda o gosto de contar com a sua valiosa colaboração na extensa *Geografia de Portugal*, em 4 volumes, que coordenei. Teve a seu cargo o estudo dos recursos hídricos no 1º volume (2005) e o da produção e consumo de energia no 3º (2006).

Entretanto, a Catarina ia desenvolvendo a sua actividade, na qual se podem distinguir três vectores. Publicou meritórios trabalhos científicos, sendo os seguintes, segundo o seu próprio testemunho, os domínios a que mais dedicou a atenção: Hidrologia e Geomorfologia Fluvial, Paleoclimatologia e Dinâmica Fluvial, Mudanças Ambientais, Risco de Cheia e Medidas de Mitigação, Ordenamento do Território. Por outro lado, no ensino, salientou-se como excelente professora, na linha do que desde os primeiros tempos evidenciara. E empenhou-se ainda na organização do curso de Geografia, para além de assumir papel relevante na criação e estruturação do Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT), do qual foi subdirectora, tendo recebido, ao cessar funções, um expressivo louvor da directora, Teresa Barata Salgueiro, o qual foi publicado no *Diário da República*, 2ª série, n.º 64, de 29 de Março de 2012.

Uma grave doença veio afectar todo este trabalho. Fiquei siderado ao receber a notícia. Deixei passar dois ou três dias, antes de ganhar ânimo para lhe telefonar. A Catarina mantinha a mesma energia de sempre – pelo menos aparentemente – deu-me com serenidade pormenores do mal que a afligia, dos tratamentos que exigia, sem esquecer os projectos que tinha entre mãos e que continuava a desejar concretizar. Manteve-se de facto a trabalhar, procurando conduzir a sua vida da forma habitual. Fui-me informando do seu estado, mas os meus contactos com ela diminuíram, bem mais do que eu gostaria. Acontecia que tentava transmitir-lhe força para enfrentar a sua doença, ânimo para que não se deixasse desmoralizar, mas era eu que me sentia deprimido, e a Catarina é que me dava alento; punha-me ao corrente, com objectividade e calma, do que se passava com ela, e diversificava, como se impunha, e eu não conseguia, os assuntos de conversa. Mas, por muito que me recuse a aceitá-lo, o desfecho era inevitável. Resta a lembrança que, essa, permanecerá para sempre.

REMEMBERING CATARINA RAMOS

Carlos Esperança¹

Força, coragem, empenho, emoção, vontade de viver, são algumas das palavras que melhor caracterizam aquela que foi das pessoas que mais me marcaram no meu percurso na Universidade de Lisboa. Alguém que esteve sempre de cabeça erguida independentemente daquilo que poderia acontecer. Alguém que sempre se entregou de alma e coração a todos os que a rodeavam. Alguém que sempre sorriu para a vida, mesmo quando a vida não devolvia o sorriso. O legado deixado pela vida e obra da Catarina Ramos é enorme, assim como a enorme influência como pessoa.

Naquela última conversa que tivemos, as suas palavras acolhedoras, sempre proferidas com um enorme sorriso na cara, sorriso esse que todos nós iremos sempre recordar, vindo de alguém que falava sempre com um entusiasmo enorme e tocava sempre no coração daqueles que a ouviam, assim como o seu forte abraço, nunca enfraquecido após toda a luta que estava a enfrentar, despediram-se de mim como se me voltassem a encontrar no dia seguinte, na simples rotina da qual somos reféns. “Disse tudo o que tinha a dizer a todos, e fiz tudo o que havia para fazer da minha parte. Vou-me embora de cabeça tranquila, e aconselho-te a fazeres o mesmo. Diz sempre tudo o que sentires, e faz sempre tudo o que sentes que precisas de fazer. Não sabes o dia de amanhã, e mais vale as coisas correrem mal, do que nunca saberes como correriam.” Palavras sábias estas, que agora ecoam perpetuamente na memória, com aquele timbre rouco e emotivo da sua voz, que nunca esquecerei enquanto cá estiver, são palavras que me acompanharão nesta longa viagem sem regresso à qual estamos todos condenados.

Aquela conversa foi algo que me marcou bastante, pois coincidiu com a fase em que concluía as gravações do meu primeiro álbum a solo, intitulado *The Sky Is Blues*. Por estar ainda a ser produzido naquela altura, muito infelizmente, a Catarina nunca o chegou a ver concluído. Dediquei-lhe o tema “Fim da Linha” no concerto de lançamento, no dia 22 de setembro de 2018, assim como lhe agradeço por escrito, no *booklet* do mesmo álbum, toda a força e motivação que me proporcionou naquela fase final do projeto que, até à data, tinha sido o momento mais alto da minha carreira musical a solo.

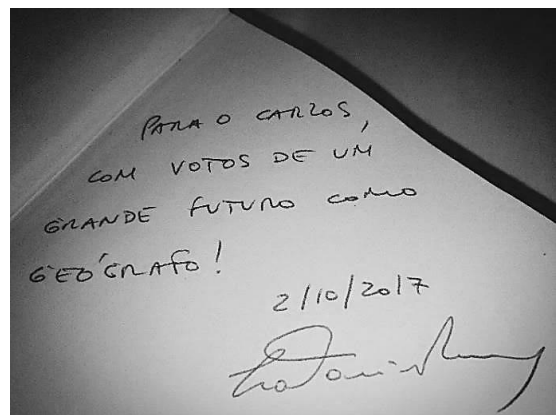
Como professora, recordo-a pela preocupação com todos os seus discentes, sempre pronta para ajudar em qualquer situação, assim como por todo o empenho e emoção com

¹ Músico/compositor

que lecionava. Era possível ler no seu rosto, sempre expressivo a cada palavra, toda a sua entrega à Geografia e ao seu ensino. A expressividade do seu discurso, sempre acompanhado com a habitual gesticulação enérgica, encarregava-se de transmitir emotivamente todo o precioso saber, indispensável à formação de todos no seu percurso académico.

A saudade é enorme, de uma incrível professora e grande amiga, que recebia qualquer um sempre de braços abertos.

Eterna nostalgia esta, que perdura nos nossos corações, daquele sorriso rasgado que nos faz acreditar que somos capazes de realizar os nossos sonhos.



Carlos Esperança

CLAREZA E RETIDÃO. O RASTO DE CATARINA RAMOS

Eduardo Brito-Henriques¹

Por trabalhar em temas muito diferentes, não sou a pessoa mais capaz de avaliar o trabalho científico de Catarina Ramos, de comentar o valor da sua obra publicada e a originalidade e relevância da investigação que fez. Outros poderão falar com mais propriedade disso. No entanto, quase vinte e oito anos de convívio próximo com a Catarina na Universidade habilitam-me como testemunha das suas qualidades profissionais e humanas, que considero a todos os títulos merecedoras de uma sentida homenagem.

Catarina Ramos era de uma geração anterior à minha. Separavam-nos cerca de uma dezena de anos. Portanto, não partilhei com ela os bancos de anfiteatro nem a efervescência do associativismo académico. Também não fui seu aluno. Conheci-a quando cheguei à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa como assistente estagiário de Geografia Humana, no outono de 1990. Os nossos laços teceram-se na convivência como docentes do curso de Geografia e investigadores do Centro de Estudos Geográficos. Catarina era já então uma assistente experiente, que ultrapassara a fase probatória do estágio e estava a escassos anos de terminar o doutoramento. Lembro-me de que se falava da Catarina mais do que de outros. Nos corredores, entre os alunos, e nos gabinetes dos colegas, circulavam elogios ao conhecimento sólido que tinha das matérias que estudava e ensinava, ao seu dom de comunicação, e às suas capacidades pedagógicas. Depressa percebi que essas qualidades não se manifestavam só nas salas de aula. No convívio que com ela fui mantendo nas décadas seguintes, em inúmeras situações formais e informais, nos diversos grupos de trabalho que integrámos, nas numerosas reuniões de órgãos científicos e académicos em que participámos – e em que a Catarina raramente se abstinha de usar da palavra, sabendo-se fazer escutar – ou simplesmente nas conversas à mesa de almoço, pude comprovar como tudo em si – pensamento, discurso e ação – parecia consistente, lúcido, exato e luminoso.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, ULisboa. eduardo@igot.ulisboa.pt

Apercebi-me ao longo da vida de que há muitas formas de interpretar o magistério universitário. Para mim, Catarina Ramos pertencia ao género de professores que considero superior: o dos que vivem o ensino como missão, num espírito quase religioso, e que genuinamente gostam de ensinar por verem nisso uma forma de generosidade. Catarina tinha gosto em partilhar o que aprendera em leituras ou descobrira nas suas investigações. Creio que estudava e investigava sobretudo com vista a essa forma de dádiva. Nunca ouvi da Catarina algo que sugerisse que o ensino fosse para ela um fardo; nem mesmo tarefas fastidiosas, como a correção de provas ou a burocracia inerente à coordenação docente, responsabilidade que frequentemente assumiu e que sempre exerceu com impecável profissionalismo, pareciam cansá-la. As lições da Catarina Ramos prolongavam-se para além dos horários; era normal ficar no auditório depois das aulas com grupos de estudantes resistentes a tirar dúvidas ou a aprofundar matérias, até que viesse o colega da sessão seguinte e fosse obrigada a sair.

Catarina Ramos tinha uma aparência ágil, retilínea. Assim era também o seu pensamento. Era fácil acompanhá-la no raciocínio porque usava argumentos cristalinos e as suas ideias encadeavam-se de forma lógica e escorreita. Não havia no seu espírito sinuosidades que alimentassem desconfianças. Catarina era direta, certa, assertiva, sem nunca ser áspera ou dura. Podia parecer por vezes rígida, visto que respeitava com um escrúpulo quase vestal as regras acordadas, mas isso era tão-só uma forma de ser exata, confiável e justa. Gostava da clareza e da retidão, e aplicava-as. Catarina deixou um rasto ético, humano e profissional, e é essa marca nobre, de uma superioridade quase clássica, tão invulgar, tão preciosa, e todavia tão necessária, que quero enaltecer e homenagear.

HOMENAGEM A CATARINA

Eduarda Marques da Costa¹

Nuno Marques da Costa¹

Primeiro professora, e depois colega e amiga, foram 31 anos de privilégio por poder partilhar saberes e muita amizade contigo. Ao longo dos anos, especialmente nos anos de trabalho ligados à construção do IGOT, tudo fazia sentido, e tudo se conseguia fazer com rigor e o reconhecimento de todos, pois o amor e a dedicação que colocavas nas missões que abraçavas, arrebatavam mesmo os mais resistentes e pessimistas. Inteligência, aliadas a convicção, trabalho e sentido de justiça, vinham sempre contigo. E conseguias estar sempre “presente”. Por tudo isso, e muito mais, sentimos muito a tua falta e aqui estamos para honrar a tua determinação.

Eterna saudade

Eduarda

Foi um privilégio ter tido a Catarina como colega e amiga. O seu rigor, clarividência e humanidade são algo que guardarei como memória da sua personalidade extraordinária. Foi sempre alguém que era importante ouvir e, por isso, muito conversámos. O empenhamento que a Catarina colocava em tudo o que fazia, o seu sentido de justiça e o espírito de missão são igualmente algo de que todos já sentimos falta. Obrigado por teres partilhado o teu saber e a tua amizade.

Nuno

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

IN HONORIUM DE CATARINA RAMOS

Helena Granja¹

Cristal de rocha, água límpida de nascente,
Flor de lírio selvagem impoluto...
Partiste com os cravos da liberdade
Rubros de Abril... demasiado cedo...
Demasiado... saudade infinita...

Helena

Singela homenagem à minha Amiga *Cathy*, Fevereiro 2019



¹ Professora Catedrática Aposentada da Universidade do Minho, Investigadora CIIMAR - Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental

EM MEMÓRIA DA CATARINA, COM QUEM REDESCOBRI O VALOR DA NATUREZA NA ALMA DOS LUGARES

Herculano Cachinho¹

Ao longo da vida cruzamo-nos com muitas pessoas. A maioria, porque pouco significativas, rapidamente caem no esquecimento, mas outras, necessariamente em menor número, acompanham-nos toda a vida. Estas últimas, enchem-nos de felicidade quando estão presentes, de saudade quando estão ausentes e ocupam um lugar eterno na nossa memória, não fosse a densidade de imagens que delas guardamos nos museus do nosso imaginário. Pelas experiências com elas vivenciadas, estas pessoas têm a capacidade de nos transformar verdadeiramente, em termos pessoais e profissionais. A Catarina Ramos faz parte, precisamente, desse universo de pessoas que considero verdadeiramente significativas na minha viagem pela geografia. A sua relevância encontra-se, seja nos itinerários já percorridos, seja nos que ainda virão a ser trilhados, pois sempre que revisito os lugares em que estivemos juntos, principalmente por questões de trabalho, lá está ela bem viva na minha memória. As representações desses lugares (reais e imaginados) têm hoje para mim uma densidade, profundidade e espessura, que muito deve ao conhecimento verbalizado *in loco* pela Catarina.

Nesta minha muito breve e singela homenagem, poderia exaltar a qualidade científica da sua investigação na área da geografia física e, em particular, no seu campo predileto, a hidrogeografia; poderia evocar a brilhante professora de geografia física de Portugal, que certamente marcou muitos alunos que com ela privaram; poderia lembrar a relevância da sua ação na criação do IGOT e a forma entusiasta como sempre vestiu a camisola da instituição; poderia realçar o seu contributo fundamental na educação geográfica, pela via das ações de formação para professores, as visitas de estudo ou o rigor científico com que pautava a audição dos manuais escolares, entre outros recursos didáticos; poderia ... Mas não o vou fazer, pois outros colegas mais próximos da sua área científica fá-lo-ão com maior acutilância ou já o fizeram (Ramos-Pereira, 2018).

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Diria que, por alguma dose de egoísmo, irei reservar estas palavras para expressar a minha profunda gratidão à Catarina por tudo o que me ensinou, primeiro, enquanto aluno da licenciatura em Geografia e, mais tarde, enquanto amiga e colega de trabalho, da qual já sinto muita falta e tenho imensas saudades.

Esta minha singela evocação é constituída por três breves *flashes*. A primeira lembrança da Catarina, que rapidamente me vem à memória, remonta aos anos oitenta, ainda aluno do curso de licenciatura em Geografia, da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. Primeiro como monitora e depois como assistente, a Catarina tinha uma invulgar capacidade de fazer perceber, ao mais comum dos mortais, os problemas mais abstratos da geografia física, estivessem estes ligados à geomorfologia, à climatologia, à pedologia ou à biogeografia. Foi com ela que verdadeiramente compreendi a formação geológica de Portugal usando a coluna estratigráfica, a ler com mestria as dinâmicas da atmosfera através de tefigramas, a realizar os primeiros exercícios de teledeteção remota aplicada ao coberto vegetal, ou a dar sentido a coisas que podem parecer mais triviais, mas que nunca esqueço, como a mero título de exemplo, que as folhas das árvores, a releva ou os legumes dos nossos quintais são verdes apenas porque a clorofila ao absorver a luz, nomeadamente nos comprimentos de onda azul, violeta e vermelho, reflete a cor verde, à qual nós somos sensíveis. Hoje, com a distância suficiente para apagar da memória tudo o que pouco interessa, continuo a ter bem presente a habilidade que a Catarina tinha para transformar meras palavras mortas em experiências vivas e envolver com entusiasmo os alunos nas mesmas. Para utilizar as palavras de grandes pedagogos, como David Ausubel, Joseph D. Novak ou Jack Mezirow, as experiências de ensino-aprendizagem com a Catarina eram verdadeiramente significativas e transformadoras para os estudantes. Só isto justifica que, volvida uma vida, ainda estas perdurem na minha memória como se tivessem acabado de acontecer.

A segunda recordação, não poderia deixar de estar ligada às visitas de estudo da Geografia de Portugal. Em 2003, por ocasião da aposentação do Professor Carlos Alberto Medeiros, fui destacado para lecionar a Geografia Humana de Portugal, na licenciatura em Geografia, da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa. A Geografia Física de Portugal era então lecionada pela Catarina Ramos. Na altura, não conseguem imaginar o enorme desafio que esta tarefa representou para mim. À responsabilidade de substituir o prestigiado mestre a quem esta disciplina sempre esteve ligada, somavam-se a pouca experiência e as fragilidades da minha formação generalista, pouco compatível com a diversidade de temáticas abordadas, ou ainda a visão integradora e de síntese subjacente ao programa da unidade curricular, que apenas alguns professores mais experientes e adeptos da geografia regional francesa, conseguem lecionar. Mesmo longe de reunir tais atributos, acabei por aceitar o repto, com a condição de poder introduzir algumas mudanças na organização e funcionamento da unidade curricular. Por acreditar na importância que as visitas de estudo e o trabalho de campo têm na formação inicial em

geografia, entre as alterações preconizadas encontrava-se a integração de um estágio de campo, a realizar em vários locais do país, com a duração de quatro dias, no final do semestre. Este estágio tinha várias valências, destacando-se: i) a observação e reflexão, *in loco*, sobre problemas do território nacional, relevantes para a geografia física e humana; ii) o treino da recolha de informação empírica, em primeira mão, para alicerçar os projetos concebidos e implementados pelos alunos nas aulas práticas; iii) a integração do conhecimento da geografia física e da geografia humana na perspetiva da resolução de problemas plasmados no território; e iv) o contacto com os atores regionais, envolvidos com as questões do desenvolvimento local.

Pela novidade na altura, escusado será dizer que este estágio rapidamente se transformou, para os alunos, num momento alto do curso de geografia. Para tal concorria, naturalmente, a riqueza da aprendizagem que as experiências extramuros, em ambiente lúdico, sempre proporcionam, e a convivialidade que as visitas de estudo potenciam, sobretudo, quando se prolongam por vários dias. É verdade que, à partida, a realização deste estágio tinha tudo para dar certo. A pedagogia e beleza dos lugares que faziam parte do transepto da visita, a descoberta pela primeira vez de muitos desses espaços e lugares pela maioria dos alunos, o espírito de camaradagem entre alunos e professores, entre muitos outros fatores, subsidiavam tal sucesso. Mas um dos ingredientes que mais alimentava o êxito desta experiência formativa era, sem qualquer dúvida, o entusiasmo com que a Catarina proferia as suas lições de campo. Estas constituíam verdadeiro alimento para o pensamento. Se quiséssemos ver a Catarina brilhar, sem menosprezo pela sua atitude irrepreensível em sala de aula, era no campo onde esta se elevava a outro patamar. Apenas a título de exemplo, em Monsanto, no miradouro do Baluarte e no vértice geodésico do castelo, com as narrativas da Catarina, o *inselberg* granítico, com mais de 10 milhões de anos, ganhava vida. O caos de blocos que se espraia pelo Barrocal via-se envolvido num enredo capaz de rivalizar com qualquer conto de fadas. Quem escutava a Catarina com atenção e colocava a imaginação a funcionar, quase conseguia ouvir o ranger milenar dos processos tectónicos e climáticos, assim como a trilha sonora protagonizada pelos agentes erosivos que, sem pressa, esculpiram as geoformas gigantes, fantasmagóricas, que a população se habituou a associar à mitologia local. É verdade que em Monsanto a paisagem esculpida pela natureza contém todos os ingredientes para nos fascinar, mas dificilmente poderíamos encontrar um coreógrafo que, em termos científicos, soubesse de forma mais sublime dar voz aos agentes naturais (geológicos e climáticos), explicar o seu papel na construção deste geomonumento, que hoje constitui um ex-libris do Geopark Naturtejo e, para os turistas da natureza, talvez a principal atração da Beira Baixa.



Visita de estudo de Geografia de Portugal, Monsanto, miradouro do Baluarte, em 2003.



Vista panorâmica do castelo de Monsanto, visita de estudo de Geografia de Portugal, em 2003.

A terceira lembrança com a qual encerro a minha evocação diz respeito à região do Douro. Esta também fazia parte do transepto do estágio de campo de Geografia de Portugal e, nesta perspectiva, poderia muito bem ser integrada no *flash* anterior. No entanto, o valor sentimental e transformador que esta experiência teve para mim, exige que lhe dedique um pouco mais de atenção.

Hoje, quando se fala do Douro, dificilmente as primeiras imagens não estão ligadas ao vinho e à vinha. Como dizia António Barreto (Barreto, 1993), o Douro pode ser rio, pode ser terra, região ou vila, mas é sobretudo vinho. Esta imagem identitária, ganha ainda mais força se nos circunscrevermos à região demarcada do Douro, a “Xistolândia”, como frequentemente é designada (Carvalho, 2006). Deem-se as voltas que se quiserem dar, não há forma de eliminar da identidade do Douro a vinha e o xisto. A monocultura da vinha impregna de forma visceral a paisagem da região, os montes, os vales, as casas e as pessoas. E o xisto também. A sua presença, além de configurar o mapa regional encontra-se entre os fatores mais determinantes da existência de grandes vinhos no Douro. Mas a identidade da região ficaria diminuída sem uma clara referência ao rio de quem herda o nome: o Douro, o Doiro ou “de oiro”, expressões usadas frequentemente para designar tanto o curso de água como a própria região. Um rio que embora nasça em Espanha, e nesta se localizem mais de 80% da sua bacia hidrográfica, é depois de entrar em Portugal, por Miranda do Douro, que demonstra todo o seu talento de escultor, participando ativamente na construção de uma das obras de arte mais sublimes da natureza, que conduziu Miguel Torga (Torga, 1999a) a elevá-la à categoria de Olimpo sagrado da nação.

A minha incursão pela região do Douro nesta pequena homenagem à Catarina encontra-se amarrada àquilo que nos últimos tempos tem vindo a ser intitulado de geografias emocionais. Sendo duriense de gema, é-me impossível falar da região do Douro de forma racional. Quando à magnificência da paisagem se associam as experiências da infância e da adolescência, a emoção fala mais alto. É verdade que o Douro (rio e região) já foi retratado de forma poética em várias obras literárias e científicas, que me alimentam a autoestima e confortam a alma, sempre que as leio. Como ficar indiferente aos aforismos de Miguel Torga, que igualam a região a “um poema geológico, à beleza absoluta”, ou, simplesmente, a sua confissão: “Só tenho pena de morrer por causa desta paisagem” (Torga, 1999b). Embora sem o cunho poético de Torga ou a emoção dos escritos de Barreto e Manuel Carvalho, a estória do rio Douro, na qualidade de escultor da região, narrada pela Catarina aquando das visitas de estudo não deixa de ter para mim um encanto especial. Seja a sua descrição de animal enraivecido, porque oprimido pelas suas margens, passível de tudo destruir na sua passagem, seja o de animal doméstico, senão mesmo de estimação, depois da construção das múltiplas barragens, estrategicamente edificadas para regularizar os caudais e explorar o seu potencial energético, mas que rapidamente serão também exploradas pelo turismo. Lembro-me bem desta lição de campo proferida pela Catarina aos alunos de Geografia de Portugal, numa fria tarde de

inverno, a partir da varanda de Valença do Douro, com vista para o Pinhão. Lembro-me bem como esta lição me marcou ao ponto de ter criado em mim a vontade de querer colorir, através da escrita, as telas da região autografadas pelas estações do ano. Um projeto que só pelos múltiplos afazeres que sempre tenho em mãos ainda não viu a luz do dia. Lembro-me bem, ainda hoje, do nó na garanta que senti na altura, gerado pelo impacto emocional das palavras da Catarina, que me impediu de apresentar ao alunos a narrativa sobre a região que cuidadosamente tinha preparado, procurando destacar o paradoxo do despovoamento, da emigração e da pobreza numa região farta em recursos naturais e culturais, reconhecida pela UNESCO, em 2001, como património da humanidade e que hoje ocupa uma posição cimeira no ranking das regiões mais conhecidas do mundo, em grande medida devido ao afamado néctar produzido na região: o vinho do Porto. Lembro-me bem do repasto na vila do Pinhão, composto de alheiras grelhadas com grelos salteados e entrecosto em vinha-d'alhos, tudo ingredientes do *terroir*, que integram os pratos típicos da região. Lembro-me da gastronomia, do vinho generoso, oferta da casa, com que se encerrou o jantar, e também da boa disposição da Catarina e da Maria, a melhor companhia que poderíamos ter, nomeadamente, na preparação do estágio de campo de Geografia de Portugal.



Foto do grupo da visita de estudo de Geografia de Portugal, junto ao Douro, em 2004.



Vista panorâmica do Douro, visita de estudo de Geografia de Portugal, em 2004.

A ideia que os lugares têm uma alma e a natureza participa ativamente na sua configuração não é nova. Eu perfilho dessa ideia e, se dúvidas tivesse, facilmente se dissipariam com leitura da obra *“A Alma dos Lugares”* (Allard, 2019), do psicólogo Colin Ellard, acompanhada por uma viagem de exploração ao âmago da região do Douro, de preferência cobrindo as quatro estações do ano. É comum dizer-se que as pessoas fazem os lugares. Shakespeare celebrizou esta expressão para a cidade, e hoje são muitas as comunidades urbanas que adotam tal lema nas suas estratégias de gestão e governança. No entanto, a região do Douro, é talvez o melhor exemplo dos lugares onde as pessoas e a natureza dividem a meias os pergaminhos na construção da sua alma. António Barreto descreve bem esta partilha quando refere que “duas forças colossais fizeram o Douro: a do rio e a dos homens” (Barreto, 1993). Eu não poderia estar mais de acordo, mas aqui quero apenas lembrar o papel da natureza, que, ao rio, tenho necessariamente de acrescentar a geologia, o clima, entre outros elementos naturais. Foram estes actantes naturais que eu aprendi a valorizar através das lições de campo da Catarina. Não tenho a certeza que a Catarina tivesse verdadeira consciência do empoderamento que o seu conhecimento de geografia física dos lugares gerava nos alunos. A forma emotiva como comunicava as ideias transformava as experiências de aprendizagem em autênticos espaços liminares, ou portais de embarque para uma outra realidade mais informada, uma condição particularmente significativa para aqueles que gostavam de ir mais além no conhecimento dos lugares, que buscam compreender a sua essência e, lá no fundo,

encontrar a sua alma. Uma coisa é certa, entre as preocupações da Catarina sempre esteve presente a necessidade de fornecer experiências de aprendizagem que facilitassem o estabelecimento de pontes entre a geografia física e a geografia humana ou que, simplesmente, potenciassem a integração do conhecimento. Para ela, só por esta via os alunos eram capazes de se apropriar dos problemas territoriais e, com uma atitude reflexiva, conseguiam inventar soluções holísticas para os mesmos.

Depois de 2007, deixei de lecionar a unidade curricular de Geografia Humana de Portugal e, em consequência, deixei também de beneficiar dos saberes e da experiência da Catarina, nomeadamente ao nível do trabalho de campo. No entanto, durante o período em que trabalhámos juntos, os seus ensinamentos foram de um valor inestimável, seja em termos profissionais, seja do ponto de vista do desenvolvimento pessoal, mesmo na descoberta de lugares que já me eram familiares, pelos quais nutro profundos afetos, como os que povoam a região do Douro. Por tudo isto, não queria encerrar este meu modesto tributo à Catarina sem deixar, mais uma vez, bem expressa a minha profunda gratidão.

Bibliografia

Ramos Pereira, A. (2018) Catarina Ramos, Eclética e Integradora, *Finisterra*, LIII, 109, 177-180.

Barreto, A. (1993) *Douro*, Sintra, Edições INAPA, S.A.

Manuel Carvalho (2006) *Ilha de Xisto – Guia do Douro e do Vinho do Porto*, Almoçageme, Pedra da Lua, artes, letras e ofícios, SA.

Miguel Torga (1999a) *Diário II (vol. IX a XVI)*. (2ª. edição). Lisboa. Publicações D. Quixote. (1ª. edição: 1995).

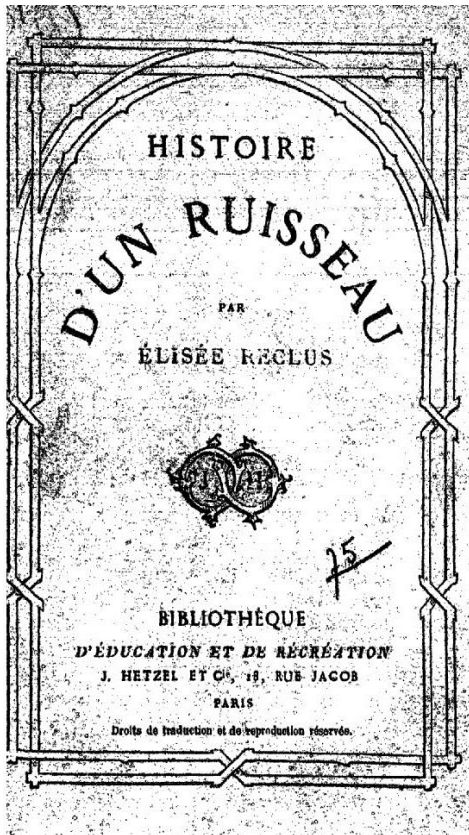
Miguel Torga (1999b) *Diário II (vol. IX a XVI)*, p. 1450.

Colin Allard (2019) *A Alma dos Lugares – Como a paisagem e o ambiente alteram o nosso comportamento e as nossas decisões*. Lisboa. Contraponto.

António Barreto (1993) *Douro*, p. 111.

LEMBRANÇA DA CATARINA

Jorge Gaspar¹



L'histoire d'un ruisseau, même de celui qui naît et se perd dans la mousse, est l'histoire de l'infini. (*La Source*)

Elisée Reclus, 1869

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

A Catarina Ramos passou pela Geografia, pelo Centro de Estudos Geográficos, pelo Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, com a mesma serenidade e encanto que mostrou na vida social, na relação com os colegas, os alunos, o resto do mundo: delicada, quase em silêncio, como quem não quer a coisa, mas sempre atenta e eficaz.

Gostaria de ter capacidade de leitura do rosto, interior e exterior de Catarina Ramos, para a partir do mapa da sua personalidade perceber se a sua dedicação à Hidrologia que não terá sido um mero acaso, mas antes a necessidade ditada pelo ADN. De facto, pensando agora à distância, parece-me que a Catarina Ramos tinha muito a ver com a água, em múltiplas dimensões da sua passagem por esta vida, e não apenas no que toca à vida científica e profissional.

Tenho andado afastado do ensino da Hidrologia no IGOT, mas espero que não se tenha perdido nem a herança do ensino da Catarina Ramos, bem documentado nos programas pedagógicos que nos deixou, nem o património valioso dos seus trabalhos, que a sua dissertação de doutoramento tão bem representa.

Esta dissertação, centrada em dois pequenos cursos de água da Bacia Hidrográfica do Tejo, é um exemplo excelente de método, de aprofundamento analítico e de capacidade de síntese, do princípio ao fim. Patenteia também, num nível tão crítico quanto necessário, o que terá sido o contributo de dois grandes mestres da nossa Geografia, os orientadores dos trabalhos conducentes à boa finalização da dissertação: António de Brum Ferreira e Suzanne Daveau.

Ainda há muito pouco tempo reli, para ganhar inspiração, sempre necessária quando procuramos o diálogo interdisciplinar, a deliciosa monografia de Elisée Reclus *L'Histoire d'Un Ruisseau*, (Paris 1869). Pois agora, neste contacto com o volume novo, em que se difunde a dissertação de Catarina Ramos, não deixei de encontrar aproximações, patentes indícios de pertença à mesma família. E, pensando nisso, creio que a principal explicação reside na **humaníssima** forma de abordar o tema por parte de dois geógrafos.

A Catarina Ramos soube muito bem ter em conta a dimensão humana, nos limites do seu trabalho científico, mas não deixou de revelar o saber fazer do geógrafo. Desde logo a escolha dos rios em exame, a Ribeira de Tera, na margem sul, com regimes “alentejanos”, nas dimensões física e humana, e o Rio Maior, na margem norte, que embora na mesma Bacia Hidrográfica do Tejo, já faz parte de outro Portugal. Os regimes fluviais também ajudam a explicar a maior complexidade geográfica de uma vasta faixa de fronteira que, por ações várias, da geografia, do clima, dos cursos fluviais e, também de forma decisiva, dos humanos, se foi soldando e dessoldando ao longo de séculos, de milénios.

É assim que nas narrativas de dois rios vamos vendo também a construção e desconstrução de paisagens, dos Campos às Charnecas.

O legado da Catarina Ramos é muito importante se soubermos promover uma reflexão sobre o que ainda falta fazer nos nossos cursos de Geografia e nas nossas investigações, tanto na Geografia Física como na Geografia Humana: a água como ponto de partida ou como elemento ordenador das atividades do geógrafo. Agora que se procura um novo nexos para uma geografia integradora, a água é um dos elementos que obriga à aproximação e à convergência do trabalho dos geógrafos.

De facto, a água não tem sido bem tratada pela Geografia, por vezes foi até muito esquecida. A água que é o elemento primordial não só da vida como da constituição da superfície do Planeta. Todas as formas que interessam à Geomorfologia passam pela água e não é por acaso que o *fundador*, William Davies, chamou à erosão provocada pelas águas, a erosão normal. Também na Geografia Humana, do povoamento ao despovoamento, estamos perante os resultados do aproveitamento, ou do melhor ou do pior tratamento que é feito perante a ocorrência do elemento hídrico. Ainda nos nossos dias, a grande preocupação com as alterações climáticas nos instiga ao aprofundamento, à compreensão, do ciclo da água: chuvas, secas, inundações, desertificação, subida do nível dos oceanos...evaporação, precipitação, escorrência, vida.

L'humanité, jusqu'ici divisée en courants distincts, ne sera plus qu'un même fleuve, et, réunis en un seul flot, nous descendrons ensemble vers la grande mer où toutes les vies vont se perdre et se renouveler. (XX Le cycle des eaux)

Élisée Reclus, 1869

Jorge Gaspar

Março 2019

À CATARINA,

José Manuel Simões¹

Partiu a Catarina, ficou a memória e a saudade da colega e da amiga!

Foram cerca quarenta e dois anos de envolvimento profissional, de colaborações várias, de partilha de saberes e opiniões, e, sobretudo, de aprofundamento da amizade. Acima de tudo, a Catarina era uma docente e uma investigadora entusiasmada e empenhada, sempre disponível para apoiar colegas e alunos(as), sempre aguerrida nas suas convicções, sempre zeladora dos direitos e deveres de todos, sempre vestindo a camisola do colectivo, e este, nos seus últimos anos de vida, foi inequivocamente o IGOT.

A Catarina entrou no antigo curso de Geografia da FLUL que se seguiu logo ao meu, e por isso, viria, ainda, a ser minha aluna no meu primeiro ano de assistente. Lembro-me bem desses tempos, das aulas e das viagens de estudo à área de Torres Vedras, no âmbito da disciplina de Geografia Regional, de que a Professora Suzanne Daveau era responsável. Numa época em que o “Espírito de Abril” nos tangia e mobilizava, e que o grupo de Geografia da FLUL funcionava como uma espécie de família, unida e algo singular no contexto da Faculdade, o relacionamento entre colegas era fácil, espontâneo e desinteressado. A esta distância temporal fica a ideia de que o trabalho quotidiano era uma “festa”, a motivação era elevada e, a produtividade de docentes/investigadores, ainda que na altura existissem os actuais instrumentos insípidos e normalizadores do desempenho, era gratificante e reconhecida no seio da Academia.

Depois veio o sonho e a concretização do IGOT. E também aí a Catarina esteve na primeira linha de envolvimento obstinado na luta pela sua criação, na integração da Comissão Instaladora e da primeira Direcção e, sobretudo, no desenvolvimento e afirmação da nossa Escola nos contextos nacional e internacional.

Durante vários anos organizámos conjuntamente, e em colaboração com outros colegas, o estágio de campo da disciplina de Geografia de Portugal, partilhando conhecimentos e aprendizagens sobre a geografia física e a geografia humana do nosso país, percorrendo com três autocarros cheios de alunos(as) diferentes regiões de Portugal.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa

Era um enorme desafio e uma não menor responsabilidade, mas quando uma estudante Erasmus polaca, nos diz no regresso a Lisboa que “foi das melhores coisas que lhe aconteceu enquanto esteve a estudar no IGOT”, achámos que tal era também o sentir de muitos outros(as) alunos(as), e que, por isso, a nossa entrega a tal missão tinha valido a pena.

A Catarina partiu... mas ficou!

José Manuel Simões

CATARINA

Manuela Barreto¹

Conheci a Catarina – e a Ana – numa viagem memorável que fizemos ao Egípto, sendo guia o professor Luís Araújo. Memorável pelo Egípto – um mundo tão antigo e tão novo na nossa experiência –, mas também pelo grupo que nos calhou integrar. Muitos tinham frequentado o curso do professor sobre a História e a cultura do Egípto Antigo e havia inúmeros professores, o que facilitou uma comunhão de interesses que não é vulgar num grupo de algumas dezenas de pessoas.

Com a Catarina a comunicação estabeleceu-se com enorme facilidade e a cumplicidade e o bom entendimento foram muito rápidos a surgir. Leiga que sou em matérias da geografia física, fascinou-me a forma sempre simples e despreziosa como a Catarina dava o enquadramento geológico do que víamos e lançava pistas para a resolução dos mistérios que acompanham a arquitectura dos túmulos e templos do Egípto Antigo. Fazia aquilo a que passei a chamar “ler a paisagem” e essa capacidade de “ler” à nossa volta não só acrescentava informação, como enriquecia aquela experiência, uma viagem a um mundo encantatório e único. Foi um grande privilégio – semelhante àquele que tiveram os seus alunos.

A Catarina não se interessava só pelos assuntos em que se especializara. Era curiosa e o estado do mundo foi objecto de muitas conversas que tivemos. Tenho muitas saudades dessas conversas. Tenho bem presente o seu tom de voz vivo, alegre, a sua ironia, às vezes o tom sarcástico, a sua gargalhada pronta quando o caso o merecia.

Quando a Catarina adoeceu e a sua situação se foi complicando, nas nossas conversas telefónicas teve sempre a generosidade de querer saber como iam as coisas no meu trabalho e acabávamos a partilhar as nossas perplexidades ante as evoluções da política de dentro e de fora.

Enfrentou a doença com enorme coragem e muito pragmatismo. Recusou sempre ficar encapsulada nas circunstâncias que lhe iam roubando autonomia, liberdade. Lutou com lucidez, paciência e nisso também foi notável.

¹ Jornalista do jornal “Público”.

Não consigo ignorar cá no fundo um sentimento de revolta pela crueldade da doença e de perplexidade por ter partido a Catarina, que tanto tinha para fazer na vida, como filha, companheira, amiga, professora e investigadora, e que praticamente até ao fim quis cumprir as suas tarefas – e o ter de deixar de dar aulas magoou-a muito, é essa a palavra.

Penso nesse dia em Abril, em que todos nos despedimos, e é ainda mais cruel ter sido em Abril, porque a Catarina acalentava sonhos de justiça social que vimos nascer nesse mês. Ao pensar nesse dia de Abril, penso no lugar onde a deixámos: é um lugar com árvores, numa pequena encosta, um lugar tranquilo, bonito. Afasto um pensamento pueril, não há consolo possível. O que eu queria, o que nós que a conhecemos queríamos era poder ouvir o riso da Catarina e sabê-la feliz.

Lisboa, Julho de 2018,

Manuela Barreto

CATARINA, A ÍMPAR

Maria José Aurindo¹

É uma honra poder escrever estas palavras a pensar na Catarina: a professora, a colega, mas sobretudo a amiga Catarina. Em qualquer papel que a conhecêssemos, de qualquer ponto de vista, nunca tive dúvidas de estar perante alguém muito especial.

Conheci a Professora Catarina em 1995, na sala 1.1 da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, como professora da disciplina de Elementos de Geologia. Para alguém mais voltada para a Geografia Humana, esta era desde logo uma matéria que me deixava mais preocupada. Mas rapidamente percebi, por entre as entusiastas e enérgicas danças dada Professora Catarina que procuravam dar forma aos movimentos da placa oceânica, estranhos conceitos como o subducção. Foi de tal forma dinâmica e entusiasmante a abordagem que depressa dei por mim a gostar tanto de ‘rochas’ como gostava de pessoas!

São várias as aulas que guardo na memória, mas não posso esquecer caricatos episódios que me deixaram a pensar que a minha relação com a exigente Professora Catarina estava ‘condenada’... o primeiro ocorreu na aula de avaliação da componente prática relacionada com a identificação das rochas em que a Professora Catarina, com ar desconfiado, acedeu ao meu pedido de ajuda para reconhecer o odor a argila nas rochas (pedi-lhe que ela ou um colega me dissessem se as rochas em análise cheiravam ou não a argila, dado ser esse um dos critérios para a sua correta identificação que eu, por escassez do olfato, não conseguia apurar).

O que mais me agradou na relação professora/aluna foi sempre ter tido a hipótese de me explicar e de verdadeiramente sentir que me era concedido ‘o benefício da dúvida’ sem juízos de valor. O importante era aprender com o sucedido. Sim, o sucesso na aprendizagem acima de tudo era apanágio da professora Catarina. O rigor e a exigência de qualidade em tudo o que fizéssemos.

Consegui desfrutar ainda mais da enorme capacidade de comunicação, ensino e reflexão na disciplina de Geografia de Portugal, onde até as previsões do tempo passaram a fascinar-me, tal era a dança das frentes frias em cima do palco do anfiteatro 1!

¹ Escola Superior de Hotelaria e Turismo do Estoril

Entretanto a vida propiciou-me a oportunidade de dar aulas no Departamento de Geografia da Faculdade de Letras. Foi por isso um enorme desafio quando na distribuição de serviço docente tive o privilégio de me juntar à Catarina nas turmas práticas de Geografia de Portugal onde me dava particular prazer procurar fazer a fusão da Geografia Física com a Geografia Humana. Lembro-me ainda do regozijo e excitação na preparação de cada ano letivo, sobretudo no momento em que era decidida a realização de uma saída de campo anual com a centena de alunos inscritos. Foi sem dúvida um dos pontos altos que nos proporcionaram desafios na preparação e organização, situações únicas e caricatas que mais tarde deram para contar histórias, momentos altos de convivência e aprendizagem sem igual de que guardo excelentes memórias e dos quais gostaria de deixar algumas imagens.

Mais tarde tive oportunidade de conviver com a Catarina e outras colegas e amigas num ambiente mais informal no que para mim era o elo de ligação ao meu “mundo geográfico”, que me fortalecia e revigorava a cada encontro, onde era fácil percebermos o quanto eram fundamentais este tipo de encontros para manter os laços entre as pessoas, que a Catarina, tal como eu, prezava.

Para mim a Catarina sempre foi e será um modelo: enérgica, clara, estruturada, metódica, determinada, visionária, colaborativa, orientada para objetivos e o seu entusiasmo para qualquer novo projeto era contagiante e seguramente uma componente do sucesso do mesmo e de quem a acompanhasse. O sentido de dever, de missão, de compromisso, a integridade e tenacidade distinguiam a conduta da Catarina.

Em difíceis momentos da minha vida pude contar com o seu carinho e apoio incondicional que não me deixaram indiferente e consolidaram a ideia que sempre tive da ímpar Catarina: uma professora notável, uma investigadora sólida, uma colega disponível, uma amiga insubstituível, uma pessoa carinhosa que amava a vida e tudo o que ela lhe oferecia. Estou certa que a minha, a nossa Catarina será recordada por muitos e nunca será esquecida por aqueles que tiveram a sorte de conhecê-la!

Foi um privilégio para mim ter feito parte da vida da Catarina.



RECORDANDO CATARINA RAMOS

Maria João Alcoforado¹

Tinha um enorme apreço por Catarina Ramos, tanto em termos pessoais como profissionais. Recordo-a com muita saudade.

Conheci-a no fim dos anos 1970, quando ela era ainda aluna e eu jovem assistente. Fui depois colega dela durante longos anos, primeiro no departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa e, posteriormente, no Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT), ao qual deu abnegadamente muito do seu tempo e energia. Com grande eficiência e tenacidade, contribuiu para o nascimento e afirmação-deste Instituto.

Deve ser realçada a sua enorme generosidade para com colegas, estudantes e amigos; ajudava e colaborava desinteressadamente com todos sem esperar contrapartidas, sempre amável e disponível, não deixando, no entanto, de expressar claramente alguma opinião discordante, se fosse caso disso. Em trabalhos científicos e projectos não reivindicava posição de destaque, embora o seu envolvimento fosse sempre muito grande. Se aceitava um projecto ou tarefa, fazia-o “de alma e coração” e os resultados eram sempre de grande qualidade.

Recordarei sempre a Catarina como uma das pessoas mais entusiastas pela Geografia e pela sua profissão de geógrafa, muito sabedora, honesta e intransigente com elevados princípios éticos. Era uma excelente professora, que entusiasmou várias gerações de alunos. Tinha grande clareza de exposição, tanto nas aulas, como em conferências ou em meios de comunicação social, quando chamada a comentar algum episódio meteorológico extremo com consequências nefastas, como cheias e inundações. Deu um excelente contributo à revista Finisterra, como revisora exigente e cumpridora de prazos.

Teve um percurso muito eclético dentro da Geografia, trabalhando nos primeiros anos em Geografia Humana, mas dedicou-se depois a vários campos da Geografia Física.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. mjalcoforado@campus.ul.pt

A sua trajetória nesta fase está detalhadamente descrita pela própria num texto da Finisterra, “Testemunho de uma Discípula”, dedicado ao Professor Carlos Alberto Medeiros, seu Mestre e Amigo (Ramos, 2005). A nível do ensino, bateu-se pela inclusão de uma disciplina autónoma de Hidrogeografia, a par com as tradicionais Geomorfologia e Climatologia e também com a Biogeografia, que tinha, entretanto, sido introduzida. Leccionou essa disciplina, depois de desenvolver uma tese de Doutoramento sobre as “Condições Geomorfológicas e Climáticas das Cheias da Ribeira de Tera e do Rio Maior”, em 1994, e publicou um programa detalhado de disciplinas nesses tópicos (Programa de Hidrogeografia, em 2005, e de Dinâmica Fluvial e Ordenamento do Território, em 2009). São também notáveis as sínteses sobre a Geografia Física de Portugal, dispersas em numerosas publicações; constituíram a matéria que também ensinou com grande sucesso, durante vários anos, na sequência de ter sido convidada pelo Professor Carlos Alberto Medeiros para sua Assistente da disciplina de Geografia de Portugal, no início do seu percurso como assistente.

No campo da Geografia Física, Catarina Ramos tratou de temáticas muito variadas, tal como será certamente expresso noutras contribuições para este volume. Vou referir apenas dois temas, como exemplo do interesse e da qualidade dos seus trabalhos. Primeiro, um tópico de juventude, a climatologia sinóptica, a que dedicou a sua tese de mestrado, depois a Hidrogeografia aplicada, tema pelo qual se interessou mais recentemente.

Em 1982, frequentei as aulas do Mestrado em Geografia Física e Regional, em que Catarina Ramos e José Ventura estavam inscritos; nessa altura, o Professor António de Brum Ferreira deu uma série de aulas sobre climatologia sinóptica, matéria então pouco divulgada entre nós, para a qual convidou vários especialistas, para cursos de uma semana, como Jean Mounier, autor de uma obra sobre os climas oceânicos das regiões atlânticas de Espanha e de Portugal, José Pinto Peixoto, distinto Professor de Geofísica e Meteorologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, que leccionava também nos Estados Unidos da América e ainda A. P. Costa Malheiros, do Instituto de Meteorologia e Geofísica (actual IPMA), que apresentou e ensinou a utilizar ferramentas para a análise e previsão do tempo. Desse renovado interesse por estas matérias, surgiu nova classificação da circulação atmosférica. A classificação viria a ser aplicada primeiro pelos docentes num estudo sobre as secas inverniais em Portugal e de seguida pelos discentes. Catarina Ramos dedicou-se mais aos “anticiclones” e José Ventura às “gotas frias”, temas das respectivas teses de mestrado; estas viriam a ser discutidas em 1985 pelo Professor António López-Gómez, perito nestas matérias do país vizinho. Eram os primeiros alunos de um mestrado em Geografia Física que prestavam as suas provas e a sessão, de alguma solenidade, teve lugar na então denominada “Sala de Geografia” da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

No âmbito da preparação das respectivas dissertações, tanto Catarina Ramos como José Ventura fizeram uma muito paciente análise e classificação das situações em altitude (500hPa) e em superfície, a partir dos boletins meteorológicos diários de 6 anos (1974/75 a 1979/80), assim como um estudo estatístico de dados de precipitação da rede sinóptica de Portugal continental, para o mesmo período. Calcularam os regimes prováveis da precipitação mensal, técnica na altura pouco difundida entre nós. Relembro as discussões proveitosas em torno da uma ou outra situação sinóptica e a necessidade de consultar igualmente as sondagens aerológicas e os boletins espanhol e europeu para tirar dúvidas de classificação. Recordo também as primeiras “nefanálises”, ou seja, análise da nebulosidade, que se faziam em papel vegetal sobre as raras imagens de satélite, que começavam então a estar disponíveis, sob a orientação de Denise de Brum Ferreira. É certo que existem hoje numerosas classificações automáticas de estados do tempo, de campos de pressão à superfície e em altitude, de imagens obtidas através de detecção remota, algumas excelentes, mas os méritos desta classificação permanecem; aquela deu então origem a notáveis artigos (A e D. Brum Ferreira, 1981 e 1983, Ramos, 1986 e 1987, Ventura 1986 e 1987, entre outros) e foi retomada em diversos trabalhos posteriores. Depois da edição da sua tese como relatório do CEG em 1986, Catarina Ramos sintetizou os principais resultados num artigo da Finisterra (em 1987) com um título que pode parecer paradoxal: “A Influência das Situações Anticiclónicas no Regime das Precipitações em Portugal”. De facto, a ocorrência de anticiclones no período do ano em que costumam ser menos frequentes (o inverno) vai causar situações de abrigo aerológico, “protegendo” Portugal da queda de chuva e modificando o regime de precipitação mensal, habitualmente com um máximo invernal. Nos anos secos a chuva é muito irregularmente distribuída pelos vários meses, podendo o máximo ocorrer em qualquer mês do ano. A autora descreve a circulação atmosférica responsável pelas secas inverniais, nomeadamente os tipos de anticiclones à superfície (por ex. anticiclone atlântico misto, prolongando-se, ou não, pela Europa ocidental), assim como a circulação em altitude, sendo a mais frequente uma dorsal NE-SW sobre o Atlântico oriental e a Europa ocidental. A Leste desta, desenvolve-se um vale planetário, também NE-SW que afecta a Europa central e o Mediterrâneo Ocidental, explicando a grande diversidade pluviométrica de locais à mesma latitude.

Em anos mais recentes, Catarina Ramos estudou temas de Hidrologia aplicada (Ramos e Reis, 2002). Neste âmbito orientou teses de mestrado e de doutoramento e publicou diversas investigações de mérito. Interessou-se igualmente pelas consequências da intervenção humana nas cidades, que constitui factor condicionante das inundações urbanas, animando os estudantes a aventurar-se por temas então pouco explorados. Na minha opinião, tais trabalhos só tardiamente tiveram a utilização que mereceriam no ordenamento do território (nomeadamente na mitigação do risco de inundação e de cheias) e no planeamento de emergências. O estudo das inundações na cidade de Lisboa

durante o século XX (Oliveira, 2003, Oliveira e Ramos, 2002) inclui a representação cartográfica dos locais inundáveis e da respectiva perigosidade, baseada em trabalho de campo de pormenor e tendo em conta as características do relevo, da localização da antiga rede de drenagem e da morfologia urbana, além do histórico de inundações. Uma metodologia semelhante foi seguida na bacia da ribeira de Odivelas (Borges *et al.*, 2005), Sacavém (Ramos e Ramos-Pereira, 2011) e, descendo a uma escala de mais detalhe, de certas ruas de Lisboa (Oliveira *et al.*, 2005). É digna de nota também uma tese de mestrado sobre as inundações num local de clima seco, mas com precipitações ocasionalmente muito intensas: a cidade da Praia, Cabo Verde (Pires da Silva, 2012); neste estudo são discutidas questões de ordenamento do território e analisada a percepção das cheias pela população. No seguimento do projecto DISASTER, em que Catarina Ramos colaborou, o tema foi ampliado e alargado à Área Metropolitana de Lisboa (Leal, 2011 e Leal *et al.*, 2018). Refira-se que o doutoramento em curso de Miguel Leal, inicialmente orientado por Catarina Ramos, é-o agora por Eusébio Reis, primeiro doutorando da Catarina, com uma tese sobre a dinâmica hidrológica e factores condicionantes em bacias das ribeiras da Serra de Grândola (Reis, 2006). Fechou-se um ciclo e reinicia-se um outro, inspirado pelo primeiro.

Estes dois temas, entre muitos outros tratados por Catarina Ramos, individualmente ou em colaboração, ilustram o que foi dito quanto às suas capacidades científicas, à sua generosidade pessoal e profissional e às características dos estudos que levou a cabo, de grande qualidade de conteúdo e formal, uma vez que Catarina Ramos escrevia com o mesmo aprumo com que falava. Partiu cedo demais, mas jamais será esquecida.

Referências bibliográficas

Borges, B., Duarte, A., Paixão, R., Pedro, P. & Ramos, C. (2005). Cheias rápidas em áreas urbanas e sua percepção: o caso da bacia da R^a de Odivelas. *Atas do X Colóquio Ibérico de Geografia*, Évora, CD-ROM, 15 p.

Leal, M., Ramos, C. & Pereira, S. (2018). Different types of flooding lead to different human and material damages: the case of the Lisbon Metropolitan Area. *Natural Hazards*, 91(2), 735-758 DOI: 10.1007/s11069-017-3153

Leal, M. (2010). *As Cheias Rápidas em Bacias Hidrográficas da AML Norte: Factores Condicionantes e Desencadeantes*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território, IGOT, U. de Lisboa.

Oliveira, P., Pereira, B., Ramos, C., Santos, C., Soares, A. & Vaz, T. (2005). Inundações urbanas: o caso das ruas de St^a Marta, S.José e Portas de St^o Antão. *Atas do X Colóquio Ibérico de Geografia*, Évora, CD-ROM, 14 p.

Oliveira, P. (2003). *Inundações na cidade de Lisboa. Estudo de Hidrologia urbana*, DILIF, 2, CEG, U. de Lisboa.

Oliveira, P. & Ramos, C. (2002). Inundações na cidade de Lisboa ao longo do século XX e seus factores agravantes. *Finisterra*, XXXVIII (74),33-54. ISSN: 0430-5027.

Ramos, C. (1994). *Condições Geomorfológicas e Climáticas das Cheias da Ribeira de Tera e do Rio Maior*, Tese de Doutoramento em Geografia Física, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

Ramos, C. (2005). *Programa de Hidrogeografia*. DILIF, CEG, U. de Lisboa.

Ramos, C. (2009). *Dinâmica Fluvial e Ordenamento do Território*. SLIF, 6, CEG, U. de Lisboa.

Ramos, C. (1993). *As Cheias de Dezembro de 1989 em Pequenas Bacias - vertente da Margem Direita do Baixo Tejo*. Estudos de Geografia Física e Ambiente, LAGF, Rel. 32, CEG, U. de Lisboa, 119-132. ISBN: 972-636-096-X.

Ramos, C. (1986). *Tipos de Anticiclones e Ritmo Climático de Portugal*. LAGF, Rel. 25, CEG, Lisboa, 236 p.

Ramos, C. (1987). A Influência das Situações Anticiclónicas no Regime das Precipitações em Portugal. *Finisterra*, XXII (43),5-38. DOI: 10.18055/Finis2011

Ramos, C. (2005). Carlos Alberto Medeiros – O Professor. Testemunho de uma discípula. *Finisterra*, XL(79), 47-50. DOI:10.18055/Finis1491

Ramos, C. e Reis, E. (2002). Floods in southern Portugal: their physical and human causes, impacts and human response. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 7 (3), 267-284. DOI: DOI:10.1023/A:1024475529524

Ramos, C. & Ramos-Pereira, A. (2011). Cheias rápidas em áreas urbanas: o caso de Sacavém". In N. Santos, L. Cunha (Coord). *Trunfos de uma Geografia Activa*, Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra, 769-778. ISBN: 978-989-26-0111-3.

Reis, E. (2006). *As bacias hidrográficas das Ribeiras da Serra de Grândola – dinâmica hidrológica e factores condicionantes*. Dissertação de doutoramento em Geografia (Geografia Física), FLUL, Lisboa.

Ventura, J. E. (1987). As gotas de ar frio e o regime da precipitação em Portugal, *Finisterra*, XXII (43), 39-69.

Ventura, J. E. (1986). *Influência das gotas de ar frio no ritmo e na repartição espacial das chuvas em Portugal*, LAGF, Rel.24, CEG., Lisboa.

RECORDAÇÃO DE ALGUÉM ESPECIAL

Miguel Leal¹

Iniciei a minha licenciatura em Geografia na Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa em 2006 e, por isso, a Professora Catarina Ramos já tinha muitos anos de casa. Antes do último ano de licenciatura, só fui seu aluno em algumas aulas da disciplina de Geografia de Portugal, mas recordo-me perfeitamente da forma apaixonada e contagiante como leccionava e, como lembra o Professor Lúcio Cunha, do modo como “dançava no estrado”. A forma cativante e entusiasta como a Professora Catarina falava nas aulas dos vales encaixados e da sua génese, enquanto acompanhava a sua explicação com gestos e movimentos para que os alunos melhor compreendessem as suas palavras, cativavam toda a assistência. Aquela que era a sua maneira natural de ensinar e de interagir com os alunos assemelhava-se, de facto, a uma dança. As suas palavras eram simples e claras para que todos pudessem entender as matérias, mas transmitidas sempre com o rigor e a sabedoria de alguém cuja vocação para ensinar era evidente a partir do primeiro minuto que a escutassem. O ensino deixava-a verdadeiramente feliz. Diria mesmo que a Professora Catarina podia ensinar qualquer matéria, pois o seu conhecimento e curiosidade pelos mais variados temas eram incomuns. Lembro-me de, numa saída de campo, mais concretamente numa paragem na várzea de Loures, a ouvir falar sobre as culturas agrícolas e sobre o respectivo processo de desenvolvimento e maturação, enquanto alguns dos meus colegas sussurravam: “a Professora até de agricultura percebe...”.

Dos três professores que faziam o acompanhamento aos alunos no Seminário de Geografia Física, quis o destino que fosse a Professora Catarina a orientar-me no projecto final de licenciatura. Na altura não sabia que seria a pessoa mais importante do meu percurso académico. Mais tarde, a Professora seria a orientadora da minha dissertação de mestrado, já no actual Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT). A sua crença nas minhas capacidades fez-me acreditar que o meu caminho na universidade não deveria terminar com a conclusão do mestrado e aconselhou-me a concorrer a uma bolsa de doutoramento.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. mleal@campus.ul.pt

Depois da não obtenção da bolsa no concurso desse ano, foi a Professora Catarina que, no ano seguinte, me veio procurar e quase exigiu que eu concorresse de novo. Acho que foi a sua persistência que me permitiu frequentar o doutoramento, já que, à segunda tentativa lá consegui obter a bolsa, quando as minhas esperanças eram quase nulas. A Professora Catarina era assim: alguém que se preocupava genuinamente com as pessoas e que olhava para o ser humano, em vez de ver apenas o aluno ou o orientando.

Ao longo da minha tese de doutoramento, a situação de saúde da Professora Catarina foi-se tornando mais complexa, embora ela não olhasse para aquela maldita doença como um bicho-de-sete-cabeças, mas antes como uma pedra no seu caminho, que ela sempre se mostrou determinada em ultrapassar. Quando lhe perguntava como é que estava, dizia-me sempre que estava bem. Nos dias mais complicados, dizia-me na mesma que estava bem, que aquilo havia de passar. Dizia-me para não me preocupar com ela, porque eu tinha uma tese para fazer e que, isso sim, era o mais importante. Falava comigo sobre o assunto com a maior naturalidade do mundo, explicando-me tudo como se de uma apresentação científica se tratasse. Pedia-me desculpa por não conseguir dar-me toda a atenção que gostaria e por achar que me estava a prejudicar. É verdade, mesmo numa situação difícil, a Professora Catarina era assim. Nunca quis abandonar as aulas e os seus alunos e, quando o fez, foi com a intenção de poder dedicar mais tempo aos seus orientandos.

Tive a sorte de ter a melhor orientadora de todas. Durante 10 anos de convivência não houve um único momento do qual me possa queixar. Mesmo nos momentos mais difíceis a Professora Catarina tinha sempre um sorriso para dar e uma palavra de ânimo e de esperança. As suas palavras tornavam o mais complexo dos problemas na mais simples das soluções. Guardarei para sempre os seus ensinamentos, os seus conselhos, a sua disponibilidade para ajudar, a sua generosidade, a sua personalidade contagiante, a sua preocupação constante, a sua amizade. De facto, a Professora Catarina Ramos era alguém especial, alguém que todos os amigos, colegas e alunos recordarão com enorme carinho.

Escrevo este texto na fase final da minha tese de Doutoramento, com um sorriso no rosto ao lembrar-me da Professora Catarina e, ao mesmo tempo, tentando conter uma lágrima teimosa pela sua partida precoce. Muito obrigado por tudo!

Miguel

A CATARINA NO PROJETO NOVOS ARES, NOVAS ÁGUAS, NOVAS VIDAS

Sérgio Claudino¹

A minha saudosa colega Catarina Ramos teve um papel decisivo na implementação e no sucesso do Projeto Novos Ares, Novas Águas, Novas Vidas. Este projeto dirigiu-se a alunos e docentes de Geografia do 7º ano de escolaridade, no âmbito da rede de formação inicial de professores do então Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, nos anos de 1996/97 e 1997/98.

Em 1996, a recém-criada Agência Ciência Viva – Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica, do Ministério da Ciência e Tecnologia, lançou o seu primeiro concurso para projetos de ensino experimental no ensino básico e secundário. Elaborou-se, então, uma proposta de projeto que mobilizasse a rede de formação inicial: escolas, orientadores, professores estagiários e, fundamentalmente, alunos de Geografia. Esta proposta foi aprovada e assim surgiu o Projeto, cuja implementação ocorreu quando já decorria o ano de 1996/7.

O Projeto Novos Ares, Novas Águas, Novas Vidas dirigiu-se a alunos de Geografia do 7º ano de escolaridade, nível em que os alunos estudavam os elementos e fatores de clima. Com o financiamento obtido, as escolas foram equipadas com aparelhos de medição da temperatura, do vento, da humidade relativa e da pressão atmosférica, mas também de outros parâmetros mais esquecidos, como o ruído, a luminosidade e o oxigénio dissolvido em rios ou ribeiras locais. Cada escola recebeu, também, mapas e fotografias aéreas do lugar em que se localizava, bem como dos lugares de escolas com que iria trabalhar em parceria direta.

A implementação do Projeto foi precedida da abordagem dos parâmetros ambientais que iriam ser estudados. Durante uma semana, ao começo da manhã e ao começo da tarde, os jovens saíram para a rua e efetuaram a medição dos parâmetros antes identificados. Depois, por fax (a internet estava então a surgir), cada escola enviou os valores que recolhera para outras duas escolas da rede, de localidades com características ambientais distintas.

¹ Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. *sergio@campus.ul.pt*

Os alunos participantes no Projeto recolheram, trataram graficamente e compararam os resultados obtidos na sua escola e em duas outras escolas, apoiados nos mapas e fotografias aéreas dos lugares de cada uma e, ainda, de boletins meteorológicos diários. Os alunos foram, então, convidados a apresentarem propostas que ajudassem a resolver os problemas identificados – assim, por exemplo, os alunos de uma escola redigiram uma carta à sua presidente da Câmara Municipal, solicitando a despoluição de uma ribeira próxima da sua escola. No final do ano letivo, realizou-se um seminário de encerramento do Projeto Novos Ares, Novas Águas, Novas Vidas. Este foi um projeto de grande valor formativo para os alunos, mas também para os professores em formação. A Agência Ciência Viva assinalou este projeto como um dos mais relevantes, tendo sido noticiado na imprensa nacional.

A Catarina fora minha colega no curso de Geografia. Quando eu me lhe dirigi, pedindo o seu imprescindível apoio para a preparação e implementação do Projeto, manifestou uma total disponibilidade e grande generosidade. Teve um papel decisivo na identificação dos parâmetros a medir, dos aparelhos a adquirir e das unidades de medida. No lançamento do Projeto Novos Ares, Novas Águas, Novas Vidas, assegurou um seminário de formação tanto para os nossos alunos, professores de Geografia em formação, como para os orientadores locais de Estágio (Figura 1). Deu todo o seu apoio ao Projeto, ao longo da respetiva implementação, mesmo se representava um desafio acrescido às restantes tarefas em que se encontrava envolvida.

Aqui fica o testemunho da colaboração da Catarina Ramos e, sobretudo, da gratidão que guardo pela forma desinteressada e dedicada com que apoio este projeto de diálogo entre a universidade e as escolas básicas e secundárias.



Figura 1. Catarina Ramos dinamiza o seminário de formação do Projeto (16 de abril de 1997)

A LONGROIVA E A VILARIÇA, PEQUENAS BACIAS TRASMONTANAS DE TERRA QUENTE

Suzanne Daveau

Catarina Ramos fez parte da geração de estudantes que teve de esperar com muita paciência os diplomas universitários que lhes permitiriam aceder a uma carreira de investigador. Depois de um ano de Serviço Cívico (1975-76), teve de conquistar os sucessivos graus de Bacharel, Licenciada, Mestre e, afinal, Doutor em 1994. Mas não foram anos perdidos, nem para ela nem para os que labutavam com ela, docentes, colegas ou alunos. Sempre com a melhor boa vontade, foi adquirindo uma formação sólida, larga e diversificada. As suas raras qualidades de convívio e entusiasmo, foram cedo reconhecidas, ela foi logo convidada a participar nas investigações e no ensino, praticados no Centro de Estudos Geográficos de Lisboa.

Neste Centro, criado em 1943 por Orlando Ribeiro, muitos jovens tinham-se já doutorado: Mariano Feio (1952), Raquel Soeiro de Brito (1955), Francisco Tenreiro (1961), Ilídio do Amaral (1964), Jorge Gaspar (1972), Carminda Cavaco (1976), Carlos Alberto Medeiros (1976) e António de Brum Ferreira (1978). Cada um tinha-se especializado, por se pensar que era a melhor via para alcançar e manter um nível científico digno dos países mais adiantados.

Desde 1979, Catarina Ramos foi tarefeira e monitora perto de C. A. Medeiros, praticando com ele temas ligados à Geografia humana de Portugal, numa perspectiva temática e regional. Mas sentia-se mais atraída pelo jogo dos fenómenos naturais (dizia-se então “físicos”). De modo que, mantendo sempre excelentes relações com os seus primeiros orientadores, irá defender uma tese de Mestrado sobre os anticiclones afectando Portugal que ela defenderá em 1985. E escolheu para o Doutoramento um ramo geográfico ainda não praticado em Portugal: o estudo de duas pequenas “bacias-vertentes”, afluentes do Tejo: a Ribeira de Tera e o Rio Maior, dando especial importância ao estudo dos episódios de cheias e secas, que atingem, de modo às vezes dramático, a vida dos habitantes. A sua posterior bibliografia mostra como, durante um quarto de século, ela irá manter a mesma orientação, sem perder nunca uma visão abrangente da Geografia, ciência do Homem na Terra.

Catarina Ramos nunca foi directamente minha aluna e apenas colaborei com A. de Brum Ferreira na orientação da sua tese de Doutoramento. Mas um amigável convívio diário nos reunia nas instalações apertadas do antigo Centro ou durante as excursões e estágios de investigação. Por isso, lembrando-me de uma das nossas saídas de campo através das terras trasmontanas. Gostaria de evocar rapidamente aqui duas pequenas bacias, a Vilarça e a Longroiva, que contam entre os lugares mais originais e carregados de História deste Portugal interior, hoje quase abandonado.

Esticadas de Sul a Norte, a poucos quilómetros do desembocar do escarpado fosso fronteiriço pelo qual o Rio Douro penetra em Portugal, as duas pequenas bacias (Figura 1) resultam do jogo de um comprido acidente tectónico ligando a extremidade oriental da Serra da Estrela às montanhas galegas interiores. Verificou-se que este acidente ainda se mexe, no plano horizontal, com uma velocidade média calculada em cerca de 20 cm por século. De modo que, em muitos lugares, um dos rebordos das bacias, constituído de granito, é bastante abrupto, enquanto o outro, de xisto, encontra-se dissecado por inúmeras ravinas.

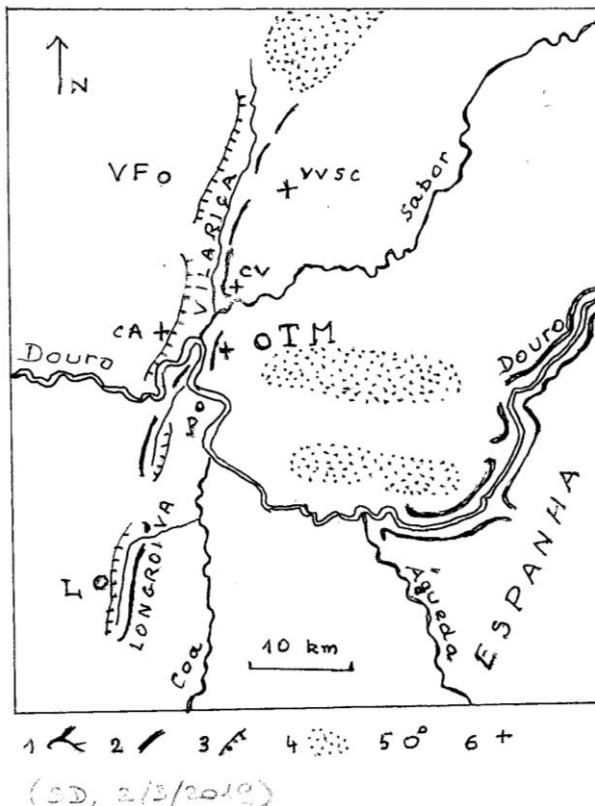


Figura 1. As bacias da Longroiva e da Vilarça. 1: rios, 2: escarpa granítica, 3: vertente abarrancada de xisto, 4: serra, 5: povoações, 6: antigos castros. CA: Cabeça de Alfarela, CB: Civitas Baniensium, CM: Castelo da Mina, L: Longroiva, P: Pocinho, TM: Torre de Moncorvo, VF: Vila Flor, VVSC: Vila Velha de Santa Cruz.

Ainda que vizinhas e de origem e caracteres aparentados, as duas pequenas bacias tiveram destinos diferentes. Desde 1145, a Longroiva foi dada pelo Rei à Ordem do Templo (mais tarde, Ordem de Cristo), produzindo esta húmida mas isolada depressão, onde havia o pasto abundante de que precisavam os cavalos da Ordem. E será apenas em meados do século XIX, quando o caminho-de-ferro aproximou-se da região e acabou por atravessá-la em 1887, que os atuais vinhedos e olivais invadiram a bacia, à imagem do que tinha acontecido nas margens do Douro no século XVIII. Mas a medieval torre do Castelo continua, hoje, dominando a vertente ocidental xistosa da pequena bacia (A. de Brum Ferreira, 1971; A. V. Rodrigues, 1998).

O fosso da Vilariça é sensivelmente mais amplo, quer em largura quer em comprimento (Figura 1), e o seu fundo plano encontra-se ocasionalmente coberto pelas maiores cheias do Sabor e do Douro, que ocorrem com muita irregularidade (S. Daveau, 1988; B. F. Silva Carmo, 2018). Podem invadi-lo sobre uma dezena de quilómetros, até ao estreito da Junqueira. Os outeiros que dominam estas terras férteis conservam as ruínas de vários antigos castros, alguns dos quais continuaram activos no Período Romano e até na Idade Média, tal a Vila Velha de Santa Cruz, em Adaganha, a Civitas Baniensium (o castro de Baldoeiro) ou o castro do Cabeço de Alfarela (Figura 1).

Será apenas em 1265 que a sede do poder local será transferida, por decisão régia, de Santa Cruz para a Torre de Moncorvo. O rei D. Fernando explicou claramente, em 1376, o porquê da mudança, evocando o papel que a navegação no Douro tinha já na altura. *“O porto de passagem no rio Douro [o actual Pocinho], a uma légua da vila de Torre de Moncorvo e a 3 léguas de Castilha, ... é o melhor e mais chão e seguro que haja no dito rio, desde a nossa cidade do Porto até a vila de Miranda, que é em cabo do nosso reino. ... Poderemos haver por ele passagem para a comarca de Trás-os-Montes, assim em tempo de guerra como de paz para acorrimento e defesa da dita comarca, enquanto a vila de Torre for povoada e mantida como ora é.”* Moncorvo era portanto um lugar chave na ligação entre a capital e a longínqua terra trasmontana, mas era também ali que se fabricavam as resistentes cordagens destinadas aos barcos construídos na afastada foz atlântica do Douro, graças ao precioso “linho cânhamo”, cultivado nos férteis campos da Vilariça.

Mas o papel de Moncorvo como fortaleza fronteiriça foi-se perdendo aos poucos. Quando Duarte de Armas percorreu a fronteira em 1509, para realizar uma completa recensão desenhada das suas fortalezas, ele nem passou por ela e, em 1530, Nicolau de Seixas, encarregado do levantamento dos moradores de Trás-os-Montes, declarou que as Torres encontravam-se *“derruídas”*. Mas o transporte fluvial persistia no Douro: em 1532. Rui Fernandes afirmou que, se a grande navegação não ultrapassava o Cachão da Valeira, barcos mais pequenos conseguiam até penetrar na parte terminal da garganta fronteiriça do Douro. Em 1706, o Padre Carvalho escrevia ainda: *“O armazém da feitoria do linho*

cânhamo que está nesta vila [Moncorvo], é de muita importância para o apresto das armadas.”

No século XVIII, será a produção do vinho dito do Porto, exportado para a Inglaterra, que captará as atenções de quem se preocupava com a economia do vale do Douro; no século XIX, tentar-se-á substituir a difícil navegação pelo caminho-de-ferro; no século XX, construir-se-á uma “escadaria” de enormes barragens ao longo do Douro, não para produzir energia eléctrica destinada às terras vizinhas mas, sim, às regiões litorais em pleno desenvolvimento. A despeito das pequenas barragens recentemente erguidas na parte setentrional da Vilarica, para tentar assegurar-lhe uma rega regular e suficiente, o resultado desta tentativa continua até hoje muito incerto, e a Vilarica não passa, hoje, como a vizinha Longroiva e como os planaltos envolventes, de um lugar de uma beleza deslumbrante, mas completamente ignorada pelos turistas apegados às praias, e sujeita a um abandono humano cada vez mais acentuado.

Bibliografia

Alves, F. M. (1909) “Moncorvo, Subsídios para a sua história”, *Ilustração Trasmontana*, 2.

de Brum Ferreira, A. (1971) “O rebordo ocidental da Meseta e a depressão tectónica da Longroiva”, *Finisterra*, 12, p. 196-217.

Daveau, S. (1988) “O rio Douro”, in Ribeiro, Lautensach, Daveau, *Geografia de Portugal*, II, p. 505-510.

Ribeiro, O. (1972), “Localização e destino dos centros urbanos de Trás-os-Montes”, *Finisterra*, 13, p. 46-70.

Rodrigues, A. V. (1998) “ A Ordem dos Templários e a Ordem de Cristo em Santa Maria de Longroiva”, *Altitude*, 56,3.

Silva Carmo, B. J. (2018) *Cheias e inundações no Vale da Vilarica*, Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras, Universidade do Porto.

CATARINA RAMOS NA FORMAÇÃO DO IGOT

Teresa Barata-Salgueiro¹

Os primórdios do IGOT podem situar-se em 2007² quando a publicação do RJIES estimulou o debate sobre as instituições do ensino superior e a sua organização, plasmada na preparação de novos estatutos.

Entre outubro e dezembro de 2007 houve longos debates na geografia da Universidade de Lisboa, envolvendo os docentes da então 5ªsecção da Faculdade de Letras (FLUL) e investigadores do CEG. A 12 de dezembro de 2007 a Comissão Científica do departamento de Geografia da FLUL aprovou a proposta de criação de um instituto. A ideia inicial pressupunha uma reorganização profunda dos saberes no seio da Universidade que não se concretizou. De facto, a intenção dessa proposta visava a criação de uma entidade que congregasse docentes e investigadores das ciências da terra e das ciências sociais mais ligados à dimensão territorial, preocupados também com o planeamento do território e capazes de inspirar e influenciar as políticas públicas nesse domínio. Contactos posteriores com colegas de várias formações mostraram disponibilidade para a colaboração, que aliás já se fazia, mas não tanto para novas configurações institucionais.

Alguns colegas da geografia, inicialmente incrédulos, acabaram por se juntar aos debates por tacticismo ou convencidos pelo entusiasmo dos mais activos, os líderes da ideia em marcha. Entre estes esteve desde a primeira hora a Catarina Ramos. Ela foi uma das autoras da ideia. Aberta à inovação, a Catarina era uma grande entusiasta e acolhia facilmente projectos novos, como foi o da criação do IGOT. Neste projecto a Catarina teve um papel fundamental, e creio que o posso dizer, desde o primeiro dia. Ela fazia parte do grupo que eu chamava muitas vezes “o núcleo duro do IGOT”, os promotores da iniciativa e os que mais lutaram por a tornar realidade, pelo menos nos primeiros tempos.

¹ Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. tbs@campus.ul.pt

² Mesmo se a vontade de autonomia vem de trás, sendo difícil de situar. Na Universidade de Lisboa o debate é anterior à publicação do RJIES como se constata pela reunião da Convenção da UL em 21 e 22 de junho de 2007.

Enérgica defensora da ideia de autonomia, a Catarina foi uma batalhadora constante para a concretizar, uma entusiasta capaz de mobilizar vontades, de esgrimir argumentos convincentes e irrefutáveis. Sempre disponível para encontrar tempo para mais uma reunião, para escrever uma parte de um texto, para marcar encontros com pessoas que podiam ajudar a avançar com o projecto, a esclarecer dúvidas e problemas.

Preferindo supor o nome de instituto de ciências da terra, a Catarina percebeu a vantagem em chamar a geografia para o nome e assim, depois de uma consulta feita aos docentes do departamento, a proposta apresentada à comissão estatutária foi de IGOT.

Em 17 abril 2008 a comissão de revisão dos estatutos aprovou os estatutos da Universidade que consagravam a criação de novas unidades orgânicas, entre as quais o IGOT. Completava-se com êxito a primeira etapa do projecto que nos mobilizava.

Sucederam-se tempos trabalhosos, muito exigentes em esforço pessoal, pensamento estratégico e diplomacia intrauniversitária, para materialização do projecto e criação de condições para o pôr a funcionar. Em julho de 2008 constituíram-se, no departamento de Geografia, quatro grupos de trabalho com o objectivo de preparar um Plano de Desenvolvimento e cujos contributos vieram depois a ser integrado no projecto de instalação do IGOT. A Catarina integrou o grupo de *Oferta Formativa e Estratégia de Investigação* coordenado pela Maria João Alcoforado e veio depois a pertencer ao grupo de trabalho responsável pela preparação do Programa de Instalação (Despacho Reitoral 38/2008) que, entre setembro e novembro, desenvolveu essa tarefa.

O reitor eleito ao abrigo dos novos estatutos aprovou o Regulamento de Instalação das novas unidades orgânicas da UL e nomeou as respectivas e Comissões Instaladora a 17 Março (Despacho Reitoral 7767 publicado no Diário da República desse dia). Naturalmente a Catarina Ramos pertencia à comissão, como integrou as duas primeiras direcções do IGOT (Dezembro de 2009 a Dezembro de 2014); estou convicta que só não assumiu a presidência por não ser catedrática.

Tive o privilégio de trabalhar com a Catarina na Comissão Instaladora e depois na Direcção do IGOT. Foram períodos de grande intensidade e stress em que foi preciso enfrentar muitas dificuldades e resistências, mesmo de colegas. Havia sempre muitas coisas para fazer em tempo curto, sem pessoal nem disponibilidades financeiras. Entendíamo-nos bem na repartição das tarefas e, muitas vezes, estivemos em contacto 24 sobre 24 horas, para resolver por telefone os assuntos mais diferentes e sempre urgentes.

Discuti com ela várias questões que se iam sucedendo nesses tempos difíceis. Nem sempre estávamos de acordo, mas procurávamos entender os problemas e ser racionais. A Catarina era uma pessoa de convicções, mas aceitava de bom grado discutir ideias diferentes das suas. Ambas fomos capazes de fazer cedências e a Catarina convenceu-me várias vezes pela lógica do seu raciocínio, pela argúcia da argumentação. Com essa

proximidade pude admirar a sua fidelidade às ideias e aos compromissos e as suas enormes capacidades pessoais e de trabalho. A Catarina era de uma enorme generosidade e dedicação aos projectos e às pessoas, fossem alunos, colegas, membros do pessoal não docente, ou outros. Parecia esticar o tempo, pois nunca a vi fechar a porta a uma solicitação, evitar prestar um esclarecimento. Apesar disso, lastimava-se de não poder fazer mais.

A primeira pessoa recrutada especificamente para o IGOT foi trazida pela Catarina que com ela trabalhara em dois projetos do Centro de Geologia da FCUL, assim como no projecto de Foz Côa então concluído. A Catarina, que a conhecia bem e tinha confiança no trabalho dela, desafiou a Elisabete a vir trabalhar no IGOT a meio tempo, tendo-se-lhe juntado a Sara, cedida pelo CEG, constituindo-se assim o embrião do pessoal não docente do IGOT. A Elisabete Nunes foi muito explorada em termos laborais e creio que só aguentou as condições, porque não se tratava apenas de um emprego mas de um grupo de trabalho onde existia um bom clima de amizade e convívio, em larga medida de responsabilidade da Catarina que fez acontecer uma equipa pequena mas muito coesa, apostada em fazer bem o que sentíamos que precisava de ser feito pela comunidade da Geografia da Universidade de Lisboa e não só.

Ainda há pouco tempo a Elisabete me lembrou que, aquando do sistema de acreditação dos cursos que foi preciso fazer junto da A3ES, ela e a Catarina trabalharam noite e dia, tendo passado umas duas noites na faculdade, dividindo o preenchimento dos quadros entre as duas, para conseguirem terminar o processo a tempo. A Catarina era assim. E estas ocorrências faziam com que a Catarina fosse tão querida dos que com ela privavam.

Desde o grupo de trabalho que acima evoquei, a Catarina Ramos aparece ligada, nas várias tarefas e funções que foi desempenhando no período de institucionalização do IGOT, à parte académica ou ao pelouro dos académicos, como se passou a designar logo que a organização ganhou alguma dimensão. Tinha a ver com tudo o que se referia à parte de formação. Recordando algumas tarefas que nos deram muitas preocupações e dores de cabeça, destaco que foi preciso fazer a migração dos processos dos estudantes de Letras para o IGOT, implementar o sistema académico (pautas, lançamento de notas, candidaturas, matrículas, inscrições). Foi preciso fazer a acreditação e reconhecimento dos cursos ministrados no IGOT junto da A3ES e obter o número de código da DGES que nos permitiu abrir candidaturas, não sem alguns percalços no 1º ano. A Catarina assumiu com a sua dedicação a responsabilidade por estas tarefas. Com o apoio da Elisabete, da Sara e da Mara, cedida pela reitoria já em 2010, tiveram de corrigir erros, validar dados na importação dos ficheiros de Letras, carregar informação que não estava informatizada, como era o caso dos alunos dos 2º e 3º ciclos, ou mesmo tudo o que teve a ver com a acreditação; carregar dados em diversas plataformas que hoje são um instrumento banal no funcionamento mas, naquela época, eram ainda novidade e, por vezes não estavam

integradas. Havia ainda que dar resposta aos pedidos de dados estatísticos (de docentes e estudantes) que seguiam para a reitoria e DGES e eram fonte importante do financiamento.

Para além disto tudo a Catarina chamava a si a questão do sistema de equivalências, reconhecimento de habilitações, concursos especiais de acesso, maiores de 23. Tutelava tudo o que se prendia com candidaturas, matrículas, inscrições. Tratava-se de todo um conjunto de tarefas desinteressantes para quem tinha a investigação sobre Hidrogeografia como interesse central e o ensino como paixão. Mas a Catarina assumiu-as com o seu espírito de enorme dedicação à causa da afirmação da geografia. Era preciso fazer, tinha de se fazer, mesmo se por vezes nos parecesse discutível, se não no conteúdo pelo menos na forma. Ali estava ela para o fazer e fazer bem.

Reafirmo que foi um privilégio trabalhar com a Catarina Ramos na estrutura de instalação do IGOT, em que se fez a transição da Faculdade de Letras para o IGOT, e depois nas duas primeiras direcções do instituto. Construámos a base de uma estrutura capaz de poder afirma-se e crescer, como felizmente tem vindo a acontecer. Foram períodos muito difíceis e trabalhosos, envolvendo muitas tarefas diferentes, grande cansaço mental e dispêndio de energia que não deixava quase espaço para outras actividades (que eram o essencial da nossa profissão). Mas com espírito de equipa, a boa disposição que a caracterizava e muitas vezes alegria, as várias tarefas foram sendo levadas a cabo em tempo útil e, pelos resultados, avaliados a uma década de distância, com sucesso.

Para além dos académicos, a Catarina Ramos, como todos nós, sofreu muito e lutou para se conseguir umas instalações condignas para o IGOT. Fomos juntas a reuniões na reitoria, brifava-me quando eu ia sozinha. Irritava-se com a falta de decisão da reitoria. Fizemos contas sobre áreas necessárias, esquiçámos a planta do edifício provisório. Lembro-me de, num desses períodos em que estudávamos as plantas de um imóvel que poderia vir a ser atribuído ao IGOT (e creio que finalmente foi o que acabou por se concretizar), a Catarina estar preocupada com a localização das salas de SIG. Ela preferia situá-las na área voltada a Norte, porque os computadores aquecem e dizia, com o seu grande pragmatismo, que não ia haver dinheiro para instalar ar condicionado. Isto mostra como conciliava preocupações de nível amplo com detalhes e como era uma pessoa com grande conhecimento das realidades.

Não só nesta primeira fase em que partilhámos a aventura de criação do IGOT, mas também depois a Catarina Ramos continuou a participar empenhadamente nos vários órgãos do IGOT, tendo dado um contributo muito valioso para a consolidação e desenvolvimento do instituto.

Ao longo dos anos em que nos fomos conhecendo melhor apreciei igualmente a Catarina como uma professora e investigadora muito competente, rigorosa e exigente em tudo o

que fazia e com aqueles que com ela trabalhavam. O rigor que punha em tudo levava-a a aplicar intransigentemente a lei que dispunha ser dever dos docentes universitários prestar serviço lectivo, fazer investigação e colaborar activamente na gestão das escolas. Constatou com mágoa que esta última componente não era suficientemente avaliada e ponderada nos concursos, com prejuízo daqueles que sacrificavam tempo de investigação ao trabalho colectivo, como foi o seu caso.

Como colega ou professora, todos a estimavam e reconheciam a sua profunda seriedade, sincera generosidade e dedicação a causas e aos outros.

Embora tivesse optado pela Geografia Física as características da Catarina Ramos permitiam-lhe fazer a ponte, difícil nesta época de grande especialização, entre a Geografia Física e a Geografia Humana o que ficou bem evidente no seu ensino da Geografia de Portugal e na clareza que aplicava na escrita dos seus textos. Interessou-se também pela questão da aplicação da geografia, designadamente nos casos de cheias, como se nota nalguns textos deste volume. Mesmo os não especialistas continuam a aprender com ela.

TÁBUA LAUDATÓRIA

Alina Esteves
Ana Estevens
Ana Lavrador-Silva
Ana Ramos-Pereira
André Carmo
André Fonseca
André Torres
Annalisa Bellu
António Lopes
António Monge Soares
Augusto Pérez Alberti
Carla Mora
Carlos Alberto Medeiros
Carlos Cardoso Ferreira
Carlos Esperança
Carlos Neto
Cláudia Nunes
Conceição Dâmaso
Diamantino Insua Pereira
Eduarda Marques da Costa
Eduardo Brito Henriques
Elisabete Almeida
Elisabete Nunes
Eusébio Reis
Fernando Benedito
Filipe Matos
Glória Gonçalves
Gonçalo Vieira

Helena Granja
Herculano Cachinho
Isabel Paiva
João A. Santos
João Araújo Gomes
João Ribeiro
Jorge Capelo
Jorge Gaspar
Jorge Trindade
Jorge Umbelino
José Brilha
José Carlos Costa
José Luís Zêzere
José Manuel Simões
José Presas
Laura Soares
Leandro Gabriel
Luca Dimuccio
Lúcio Cunha
Luís Alves
Manuela Barreto
Marcelo Fragoso
Maria Alexandra Lousada
Maria Aurindo
Maria João Alcoforado
Maria João Raimundo
Maria José Roxo
Mário Vale

Miguel Geraldês
Miguel Leal
Mónica Santos
Nuno Marques da Costa
Paulo Ferreira
Paulo Pereira
Paulo Portela
Pedro Oliveira
Pedro Pinto Santos
Prazeres Marques
Rafaello Bergonse
Randi Danielsen
Ricardo A. C. Garcia
Rita Matos
Rute Vieira
Sandra Oliveira
Sara Dâmaso
Sérgio Claudino
Sérgio Cruz Oliveira
Susana Pereira
Susana Siborro
Suzanne Daveau
Teresa Barata-Salgueiro
Teresa Mira de Azevêdo
Tiago Monteiro-Henriques
Ulrich Deil