CADERNOS

LABORATORIO XEOLÓXICO DE LAXE ● Nº 41

REVISTA DE XEOLOXÍA GALEGA E DO HERCÍNICO PENINSULAR

CADERNOS DO LABORATORIO
XEOLÓXICO DE LAXE **41**

Servizo de Publicacións
UNIVERSIDADE DA CORUÑA

ISIDRO PARGA PONDAL

UNIVERSIDADE DA CORUÑA

ISSN: 0213-4497
Depósito Legal: C 1054-1984
Imprime: Tórculo Comunicación Gráfica, S.A.
Portada: Tanque natural João Cativo Itapipoca, Estado de Ceorá (Brasil)
Foto Felipe Rodrigues Waldherr
Editor científico: Juan Ramón Vidal Romaní

Esta publicación se ha realizado con papel procedente de una fuente gestionada responsablemente

ÍNDICE

Pág.

1. **INTERNATIONAL ADAPTATION OF THE HYDROLOGIC RATIONAL METHOD: FLOODS STUDY IN THE NORTH PORTUGAL REGION**

Vázquez-Rodríguez, A. L.. 11

2. **LOS DERRUBIOS ESTRATIFICADOS HOLOCENOS DE PRAÓN (PICOS DE EUROPA, MONTAÑAS CANTÁBRICAS)**

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., Fernández.S.. 23

3. **NIVELES DE CD, CR, NI Y PB EXTRAÍDOS MEDIANTE MEHILICH-3 Y DTPA EN UN SUELO AGRÍCOLA SOBRE SEDIMENTOS CUATERNARIOS**

García-Tomillo, A., Dafonte Dafonte, J.,
Paz-González, A.. 47

4. **ESTRUCTURA DE VARIACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES EN LA PROVINCIA DE SANTA FE (ARGENTINA)**

Zucarelli, A., Paris, M. y Macor, J. 59

5. **DETERMINACIÓN DE CAMPOS AREALES DE PRECIPITACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN EN LA MARGEN IZQUIERDA DE LA CUENCA DEL PARANÁ EN TERRITORIO DE ARGENTINA. I: POLÍGONOS DE THIESSEN Y KRIGING**

Hämmerly C. R., Paris, M. C. y Paz-González, A. 75

6. **LA IMPORTANCIA DE LOS TANQUES NATURALES (MEGA GNAMMAS) EN LA PRESERVACIÓN DE FÓSILES DE LA MEGAFAUNA CUATERNARIA EN EL NORESTE DE BRASIL**

Rodrigues Waldherr, F., De Araújo-Júnior, H. I., Wilians De Oliveira Rodrigues, S. & Lira Ximenes, C. 99

7. NON-DESTRUCTIVE STUDIES OF PREHISTORIC LITHIC MATERIAL CULTURE IN THE SEARCH FOR SOURCES OF GEOLOGIC RAW MATERIALS: AN OVERVIEW OF TECHNIQUES AND ISSUES

Xavier, P. y Alves, C. 123

8. CARACTERIZACIÓN DE LA ROCA SOPORTE DE LOS PETROGLIFOS DE CAMPO LAMEIRO (PONTEVEDRA)

Silva, B., Sanmartín, P. y Prieto, B. 141

9. LA ORGANIZACIÓN ALTITUDINAL DE LAS FORMAS KÁRSTICAS DEL MACIZO OCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA (MONTAÑAS CANTÁBRICAS) Y SU INTERRELACIÓN CON EL GLACIARISMO CUATERNARIO Y LA MORFODINÁMICA PERIGLACIAR

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., Fernández Fernández, A. 153

10. THE GRANITE-RELATED, HIGH-TONNAGE SN-LI DEPOSIT OF ARGEMELA, CENTRAL PORTUGAL

Inverno, C. M. C., Ferraz, P. J. V., Moreira, M. E., F. Guimarães, F. and Filipe, A.. 201

Director de la publicación

J.R. VIDAL ROMANÍ

Comité Científico

A. Marcos (Oviedo); L.G. Corretgé (Oviedo); R. Vegas (Madrid); J. R. Martínez Catalán (Salamanca); F. Noronha (Porto); H. Chaminé (Aveiro); H. Granja (Braga); G. Sores de Carvalho (Braga); A. Varela (Cervo); R. Rodríguez (Madrid); R. Arenas (Madrid); C. R. Twidale (Adelaide); J. R. Vidal Romaní (A Coruña); Díaz Fierros, F. (Santiago)

Editores

Seminario de Estudos Galegos. Área de Xeoloxía e Minería. Universidade da Coruña. Instituto Universitario de Xeoloxía.

Objetivos de la revista

Revista dedicada a la geología de Galicia en general y a la del Hercínico en particular. En consecuencia no está restringida a ningún tema de geología, o relacionado, en tanto que se refiera a temas gallegos, si bien recoge todos los que se refieren al hercínico peninsular ibérico. Se considerarán casos especiales cuando a juicio del Comité Científico de la revista sea conveniente.

Periodicidad

Anual con números extraordinarios dedicados a temas monográficos intercalados.

Suscripción

El precio es variable para cada volumen en función del número de trabajos incluidos en cada uno de ellos. Para suscripciones dirigirse a la Secretaría del Instituto Universitario de Xeoloxía, Edificio Servicios Centrales de Investigación, Campus de Elviña s/n 15071 Coruña, Spain. Teléfono (+34) 981 167000, extensión 2910.

Información general

Los trabajos se presentarán en CD o por correo electrónico con el texto preparado en Word 2000 o versiones más modernas para Apple Macintosh o PC.

Los dibujos, gráficos o fotografías en blanco y negro deben ser adjuntadas por separado e indicar en el ejemplar mecanografiado en qué lugar del texto recomienda su inserción.

Aquellas personas que no puedan enviar el texto en soporte informático, deberán hacerse cargo de los gastos que suponga para la revista realizar ese trabajo.

El trabajo deberá incluir TÍTULO: Español e Inglés en minúsculas, palabras clave en Inglés y Abstract en Inglés.

Las citas bibliográficas dentro del texto se pondrán en mayúscula y la abreviatura para los siguientes autores será: "et al.".

Los textos enviados serán sometidos a la crítica de los Censores Científicos designados por la Revista.

Bibliografía: Autores en mayúsculas y las revistas o textos citados en cursiva.

Los autores de los trabajos deberán incluir su dirección completa, incluido código postal.

Separatas

Se enviará a cada autor un PDF con el artículo en la versión final.

Envío de manuscritos

- Los trabajos originales se enviarán a:

Instituto Universitario de Xeoloxia
Edificio Servicios Centrales de Investigación
Campus de Elviña s/n
Telephone: (+34) 981 167000 Ext. 2910
Fax: (+34) 981 167172
xeoloxia@udc.es
15071 A Coruña (Spain)

Incluyendo dirección habitual y teléfono.

— Una vez terminada la impresión, los originales serán devueltos a su autor/es, si así lo desean y expresan.
— *El número máximo de hojas que se admitirá por trabajo será quince* (15) incluyendo figuras, fotografías, mapas, etc.. Para trabajos de mayor extensión se ruega consultar al editor científico.
— El Instituto Universitario de Geología se reserva el derecho de devolver al autor/es aquellos que no se ajustan a estas normas.

Director of the publication

J.R. VIDAL ROMANÍ

Scientific committee

A. Marcos (Oviedo); L.G. Corretgé (Oviedo); R. Vegas (Madrid); J. R. Martínez Catalán (Salamanca); F. Noronha (Porto); H. Chaminé (Aveiro); H. Granja (Braga); G. Sores de Carvalho (Braga); A. Varela (Cervo); R. Rodríguez (Madrid); R. Arenas (Madrid); C. R. Twidale (Adelaide); J. R. Vidal Romaní (A Coruña); Díaz Fierros, F. (Santiago)

Editors

Seminario de Estudos Galegos. Área de Xeoloxía e Minería. Universidade da Coruña. Instituto Universitario de Xeoloxía.

Objectives of the journal

Journal devoted to the geology of Galician in general and to the Hercynian in particular. Therefore, it is not restricted to any subject of geology, or related subject, if it is referred to Galician subjects, though it includes all referred to the Iberian peninsular Hercynian. Special cases will be taken into account when the Scientific Committee of the journal considers them convenient.

Periodicity

Annual with extraordinary issues devoted to intercalated monographic subjects.

Subscription

The price varies for each volume according to the number of papers included therein. For subscription contact the Secretariat of the Instituto Universitario de Xeoloxia, Edificio Servicios Centrales de Investigación, Campus de Elviña s/n 15071 Coruña, Spain. Telephone (+34) 981 167000, extension 2910.

General information

Papers will be submitted in CD or by e-mail with the text in Word 2000 or later versions for Apple Macintosh or PC.

The drawings, graphics or photographs in white and black must be attached separately, and indicate in the typescript original where you recommend the insertion thereof.

Those persons who cannot send the text in computing support will have to pay the charges for this conversion.

The paper will have to include TITLE: Spanish and English in lowercase, key words in English and Abstract in English.

The bibliography quotations within the text will be in uppercase for the first author and the abbreviation for the others will be "et al.".

The sent texts will undergo the consideration of the Scientific Censors appointed by the Journal.

Bibliography: Authors in uppercase and cited journals or texts in italics.

The authors of the paper must include their complete address, including postal code.

Offprint

Each author will receive a PDF with the final version of the papers.

Remittance of papers

- The original papers will be sent to:

Instituto Universitario de Xeoloxia
Edificio Servicios Centrales de Investigación
Campus de Elviña s/n
Telephone: (+34) 981 167000 Ext. 2910
Fax: (+34) 981 167172
xeoloxia@udc.es
15071 A Coruña (Spain)

indicating habitual address and telephone.

— Once the printing of the originals is finished, the originals will be returned to its author/s, if they wish and indicate so.
— *The maximum number of the pages to be admitted will be 15* (fifteen) including figures, photographs, maps, etc.. For the papers of longer extension, please consult the scientific editor.
— The Instituto Universitario de Xeoloxia reserves its right to return those papers which are not adjusted to these rules.

Director da publicación

J.R. VIDAL ROMANÍ

Comité Científico

A. Marcos (Oviedo); L.G. Corretgé (Oviedo); R. Vegas (Madrid); J. R. Martínez Catalán (Salamanca); F. Noronha (Porto); H. Chaminé (Aveiro); H. Granja (Braga); G. Sores de Carvalho (Braga); A. Varela (Cervo); R. Rodríguez (Madrid); R. Arenas (Madrid); C. R. Twidale (Adelaide); J. R. Vidal Romaní (A Coruña); Díaz Fierros, F. (Santiago)

Editores

Seminario de Estudos Galegos. Área de Xeoloxía e Minería. Universidade da Coruña. Instituto Universitario de Xeoloxía.

Objectivos da revista

Revista dedicada á xeoloxía de Galicia en xeral e á do Hercínico en particular. En consecuencia, non está restrinxida a ningún tema de xeoloxía, ou relacionado, en tanto que se refira a temas galegos, si ben recolle todos os que se refiren ao hercínico peninsular ibérico. Se considerarán casos especiais cando a xuizo do Comité Científico da revista sexa conveniente.

Periodicidade
Anual con números extraordinarios dedicados a temas monográficos intercalados.

Suscrición

O prezo é variable para cada volume en función do número de traballos incluídos en cada un deles. Para suscriciones dirixirse á Secretaría do Instituto Universitario de Xeoloxía, Edificio Servicios Centrales de Investigación, Campus de Elviña s/n 15071 Coruña, Spain. Teléfono (+34) 981 167000, extensión 2910.

Información xeral

Os traballos presentaránse en CD ou por correo electrónico co texto preparado en Word 2000 o versións máis modernas para Apple Maxintosh o PC.

Os debuxos, gráficos ou fotografías en blanco e negro deben adxuntarse por separado e indicar no exemplar mecanografiado en que lugar do texto se recomenda a súa inserción.

Aquelas persoas que non podan enviar o texto en soporte informático, deberán facerse cargo dos gastos que supoña para a revista realizar ese traballo.

O traballo deberá incluir TÍTULO: Español e Inglés en minúsculas, palabras chave en Inglés e Abstract en Inglés.

As citas bibliográficas dentro do texto poránse en maxúscula e a abreviatura para os seguintes autores será: "et al.".

Os textos enviados serán sometidos á crítica dos Censores Científicos designados pola Revista.

Bibliografía: Autores en maxúsculas e as revistas ou textos citados en cursiva.

Os autores dos traballos deberán incluir a súa dirección completa, incluído código postal.

Separatas

Enviaráse a cada autor un PDF co artículo na versión final.

Envío de manuscritos

- Os traballos originais enviaránse a:

Instituto Universitario de Xeoloxía
Edificio Servicios Centrales de Investigación
Campus de Elviña s/n
Telephone: (+34) 981 167000 Ext. 2910
Fax: (+34) 981 167172
xeoloxia@udc.es
15071 A Coruña (Spain)

incluindo dirección habitual e teléfono.

— Unha vez terminada a impresión, os originais serán devoltos ao seu autor/es, si así o desexan e expresan.
— *O número máximo de follas que se admitirá por traballo será quince* (15) incluindo figuras, fotografías, mapas, etc.. Para traballos de maior extensión rógase consultar ao editor científico.
— O Instituto Universitario de Xeoloxía resérvase o dereito de devolver ao autor/es aqueles traballos que non se axusten a estas normas.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 11 - 22 ISSN: 0213-4497

International adaptation of the hydrologic rational method: Floods study in the North Portugal Region

Adaptación internacional del método racional hidrológico: Estudio de las inundaciones en la Região do Norte de Portugal

VÁZQUEZ-RODRÍGUEZ, A. L.

Instituto Universitario de Xeoloxía Isidro Parga Pondal (IUX). A Coruña (Spain).
alexandreluis.vazquez@gmail.com

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5810
enviado: 8/2/2019 aceptado 23/7/2019

Abstract

Floods have a big capacity of create great social and economic losses in a short time interval. Spain and other countries have this problem in their territories. These can have different origins, being the rivers overflowing the more common cause. There are different approaches of these phenomena studies, and the modified Témez rational method is the referenced one in Spain, which with the GIS and hydrological simulation programs can create the flooding areas cartography, key information in the floods hazard management. But, is this method only valid for Spain, or is it applicable to other countries? The answer is that its adaptation to other countries is possible, always that the releveant modifications are made.

In the Iberian Peninsula, Portugal is a country that has the flooding problem too. Because this country has a similar geological and geographical conditions to the western Spain, and the floods effects are similar in the Portuguese territories, the adaptation to this country it´s relatively simple.

The aim of this work is the study of floods dynamics in Portugal, adaptating the modified Témez rational method. This method will be applied in the Âncora river, in North Portugal region fluvial system because the geological and geopraphical conditions are similar to the west of Spain ones.

Keywords: Floods, GIS, Hydrological Modelling, Hydrological Rational Method, Portugal

Resumen

Las inundaciones tienen una gran capacidad de crear grandes pérdidas sociales y económicas en un corto intervalo de tiempo. España y otros países tienen este problema en sus territorios. Estos pueden tener diferentes orígenes, siendo los ríos que desbordan la causa más común. Existen diferentes enfoques de estudio de estos fenómenos, y el método racional modificado de Témez es el referenciado en España, que con el SIG y los programas de simulación hidrológica puede crear la cartografía de las áreas inundables, información clave en la gestión del riesgo de inundaciones. Pero, ¿este método sólo es válido para España, o es aplicable a otros países? La respuesta es que su adaptación a otros países es posible, siempre que se realicen las modificaciones pertinentes.

En la Península Ibérica, Portugal es un país que también tiene el problema de las inundaciones. Debido a que este país tiene unas condiciones geológicas y geográficas similares a las del oeste de España, y los efectos de las inundaciones son similares en los territorios portugueses, la adaptación a este país es relativamente sencilla.

El objetivo de este trabajo es el estudio de la dinámica de las inundaciones en Portugal, adaptando el método racional modificado de Témez. Este método se aplicará en el río Âncora, en el sistema fluvial del norte de Portugal, ya que las condiciones geológicas y geográficas son similares a las del oeste de España.

Palabras clave: Inundaciones, SIG, Modelización Hidrológica, Método Hidrológico Racional, Portugal

1. INTRODUCTION

A flood is the natural process which the water overflows its natural limts. The majority of the floods are related with the rainfall quantity and distribution of the area, the speed with which rainfall soaks the ground and the speed with which runoff from rainfall reaches the water sources (KELLER & BLODGETT, 2007). All the rivers have different irregularities that lead to frequent small floods, uncommon big floods and few extraordinary floods (VÁZQUEZ-RODRÍGUEZ, 2015; 2017).

All territory that articulates in a antrophised fluvial space is a territory with floods risk. If a natural event does not affect human being, the risk would not be considered due to the exposed elements absence (OLCINA, 2006)"type":"book"},"uris":["http://www.mendeley.com/documents/?uuid=aa8e1967-3eac-4c8c-8081-bb6e47ac6007"]}],"mendeley":{"formattedCitation":"(Olcina, 2006. There are different floods types, classified by their origin, being the more common:

— River floods: Caused when the river water flux overflows its banks (KELLER & BLODGETT, 2007).
— Flash floods, or torrential floods: Caused when the water volume rise suddenly due to torrientally rainfall or to the sudden snow melting (KELLER & BLODGETT, 2007).
— Coastal floods: Caused by higher than average high tide and worsened by heavy rainfall and onshore winds in land areas along the coast (THE NATIONAL SEVERE STORMS LABORATORY, 2016).
— Snow melting floods: Caused by the extra water supply originated by the spring snow (or glacier) melting (SINGH & SINGH, 2001).
— Urban floods: Cause by the overcoming the capacity of the anthropic drainage systems in the urban areas (US FEDERATION EMERGENCY MANAGEMENT AGENCY (FEMA), 2016).
— Dam and Levee failure floods: caused by the construction of inadequate dams and levees or to a flood that exceeds the design protection level (FEMA, 2016).

In the Iberian Peninsula, there are frequent flood episodes, mainly caused by a big rainfall volume, overflowing river banks or drainage systems, or by a higher than average high tide in coastal settlements. The official institutions available data, the modified Témez Rational Method (Témez, 1987; Ferrer, 1992; Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (Spain) (MOPU), 2016), the official estimation method in Spain with the needed modifications to apply on Portugal, the geographical information systems ArcGIS and SAGAGIS (GIS) and HecRAS hydrological modeling software were used to adapt and apply the spanish method in the Portugal territory.

2. STUDY AREA

Portugal North Region (*Região Norte* in Portuguese) is a statistical region of Portugal comprising Viana do Castelo, Braga, Vila Real, Braganza and Porto districts plus part of Aveiro, Viseu and Guarda districts (Fig. 1). It´s located between 42º12'10" – 40º45'00" N and 8º55'00" – 6º10'00", in the northwest Iberian Peninsula. It has 21.278 km^2 and an approximated population of 4.200.000 hab, more than a third part of the

country total population, 10.309.573 hab (PORDATA, 2016).

The rational method has a basin size limitation; the watershed of the river can not be greater than 200 km^2. In Spain this limitation was overcome by dividing the basins in sub-basins, enabling the use of the rational method in all the Spanish territory. Because of this limitation two basins were selected to the present work: A Miño river sub-basin, the one corresponding to the villages of Tui (Spain) and Valença do Minho (Portugal) (Fig. 2), with a size of 21 km^2 and the Ancora river basin (Fig. 2), with a size of 128 km^2, in the sector were Âncora village its located.

The characteristics of the geological materials where the settlements are located are important factors in the probability of floods in an area, because materials with lower permeability imply that the volume of runoff water on the surface will be greater, being more probable the foods in settlements located over impermeable materials. In the basins analysed the dominant geological materials are granitoids and conglomerates (Fig. 2). Granitoids are impermeable materials (Taylor & Eggeton, 2001) as well as that of conglomerates depends on its composition and cementation (Boggs, 2009). Each geological material permeability has its own value in the rational method, derivated from the curve number method developed by the United States Department of Agriculture (1986). Other factors like the altitude and slope of the villages, and the urban percentage of them have its influence too. Higher areas will have less probability to experimentate a flood, the same happens in sections with high slope gradients. Meanwhile, urban areas will have a bigger probability because the urban materials of the city are impermeable. To alleviate this, when a village is being building, artificial drainage systems are built too, but they are not always enough,

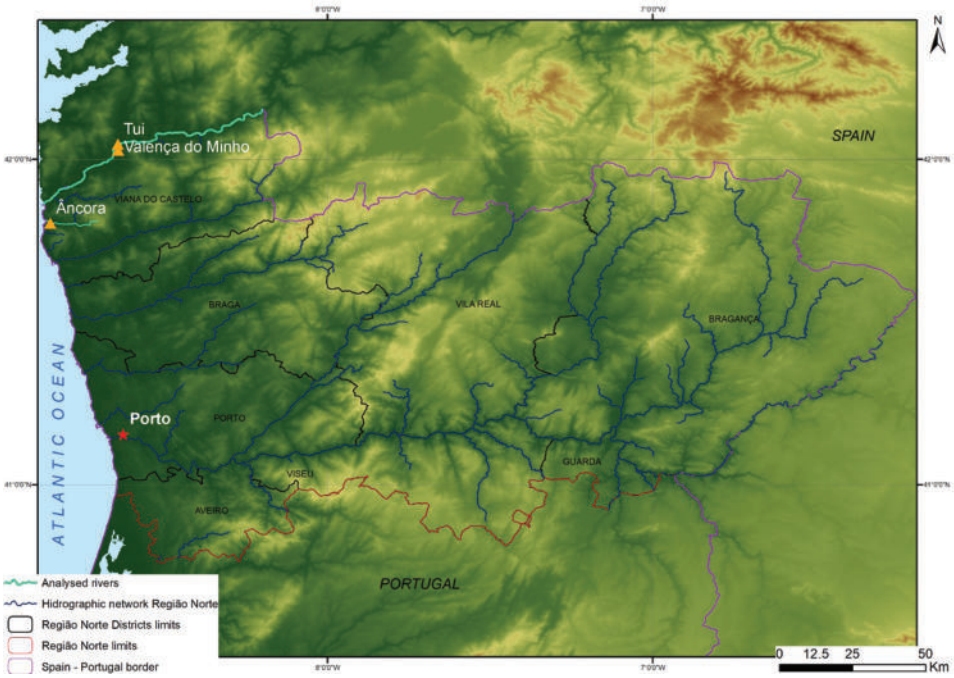


Fig. 1. Study area location. DEM from Copernicus Land Monitoring Service (European Union).

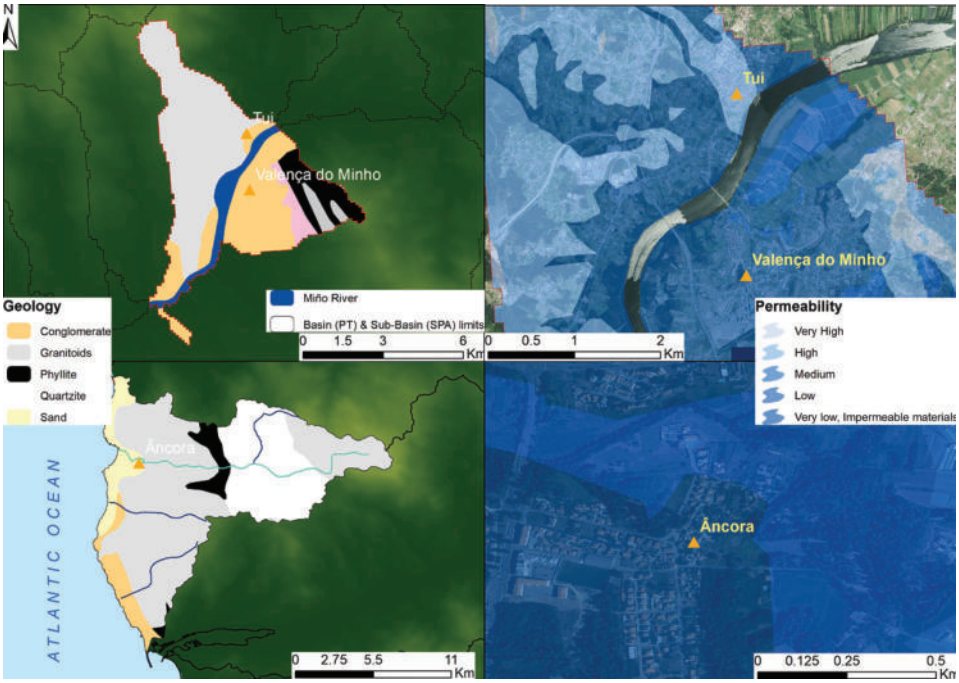


Fig. 2. Analysed basins materials and permeability. Geology and Permeabiliy shapefile from Europen Geology Data Infrastructure (EGDI). Tui aerial imagery from PNOA (IGN Spain), Âncora aerial imagery from Google Earth.

because they require a big capacity to evacuate large volumes of water and an constant maintenance (which is not always done).

3. METHODOLOGY AND OBJECTIVES

The objective of the current work its to adapt the modified Témez rational method in other countries, with which required data for the flood areas cartography are obtained. There are previous articles by the insitutions of some countries, like the the Brazilian one (Tucci & Porto, 1999), the Oregon case (USA Oregon Geo-environmental Department, 2014), or the Australian one (Queensland Goverment, 2015), but they are few , either for lack of this type of studies or for the use of other methods to estimate the floods within its borders. The modified Témez rational method (Témez, 1987; Ferrer, 1992; MOPU, 2016) was applied because it's a hydrometeorological method that takes into account the main factors involved in the floods flows.

Every country has its own data source, and all the required one was compiled to apply this method in Portugal. The geological information was extracted from the European Geological Data Infrastructure (EGDI), the landuses from the European Copernicus Land Cover (CLC) 2018 version, the aerial imagery from the PNOA of the Instituto Geográfico Nacional (IGN, Spain) for the Tui – Valença case and from Google Earth for the Âncora case. Previous required data were calculated too: the basin number, the precipitations intensity or the Manning coefficient (Chow, 1959), among others (Table 1). The results will be the peak flow values (m3/s) of the Miño and Âncora rivers for different time intervals, denominated return periods. The standard reference periods are 25, 50 and 100 years, representing the 25

years flood as common or frequent, the 50 years floods as uncommon or less frequent, and the 100 years flood as extraordinary or even less frequent but with a bigger range. These peak flows are the maximum flows produced by the rivers in a rise event of its usual level. Obtained the required peak flow values, these data were carried to HecRAS 5.0.3 hydrological modelling software, to simulate the floods in the study area. Later, the HecRAS results were carried over ArcGIS 10.1 GIS to create the flood areas cartography. During the process small errors derived from the processing were fixed. In both cases exists similar maps created by official institutions but this cartography presents some errors and they are not avaliable to work with them, only to examine them.

Calculated Variables	Formula	Variables
Rainfall treshold and Corrected rainfall treshold	P_O = MOPU tables $P'_O = P_o . b$	P_O (mm) = Rainfall treshold P'_O (mm) = Corrected rainfall treshold *b* = Rainfall treshold correction coefficient. MOPU tables
Basin Time of concentration	$Tc = 0{,}3 . Lc^{0.76} . Jc^{-0.19}$	*Tc* (hours) = Basin Time of concentration Lc(m) = Channel length *Jc* (m/m) = Channel slope
Area reduction factor	Si S < 1 km^2 => K_A=1 Si S ≥ 1 km^2 $K_A = 1 - \frac{\log S}{15}$	K_A = Area reduction factor *S* (Km^2) = Basin area
Runoff coefficient	$C = (P'_D - P'_O) . \frac{P'_D + 23 . P'_O}{(P' + 11 . P')^2}$	*C* = Runoff coefficient P'_D (mm) = Corrected daily rainfall for a duration D (equivalent to a return period T) P'_O (mm) = Corrected rainfall treshold
Intensity of rainfall	$I\,(T,t) = I_D . F_{int}$	*I (T, t) (mm/h)* = *Intensity of* rainfall corresponding to a return period T and to a rainfall duration t I_D *(mm/h)* = Average daily corrected rainfall intensity corresponding to a return period T F_{int} = Intensity factor
Average daily corrected rainfall intensity	$I_D = \frac{P_D}{24} . K_A$	Id (mm/h) = Average daily corrected rainfall intensity Pd (mm) = Daily precipitation corresponding to a return period T K_A = Rainfall reducing factor by the basin area
Intensity factor	Fint = máx (Fa, Fb) $F_a = (\frac{I_1}{I_d})^{3{,}5287 - 2{,}5287 . Tc^{0.1}}$ $F_b = k_b \frac{I_{IDF}\,(T, Tc)}{I_{IDF}\,(T, 24)}$	Fint = Intensity factor Fa = Factor obtained from the torrentiality index (I1 / Id), in the tables of the MOPU Fb = Factor obtained from the IDF curves of a nearby pluvigraph
		IDF (T, tc) (mm / h) = Rainfall intensity corresponding to the return period T and the basin time of concentration Tc, obtained through the IDF curves of the nearby pluviograph IDF (T, 24) (mm / h) = Rainfall intensity corresponding to the return period T and to a rainfall time equal to 24 hours (T = 24 h) kb (dimensionless) = Factor that takes into account the relationship between the maximum annual rainfall intensity in a 24-hour period and the maximum daily annual rainfall intensity. In the absence of a specific calculation can be used kb = 1,13
Peak flow	$Qt = \frac{I(T,tc) . C . S}{3.6} * K\mathrm{t}$ $K_t = 1 + \frac{t^{1,25}}{t_c{}^{1,25} + 14}$	*Qt* (m^3/s) = Peak flow *C*= Runoff coefficient *I*= Rainfall intensity corresponding to the analyzed return period *S* (km2$^{)}$ = Basin area K_t = Uniformity correction coefficient

Table 1. Rational method variables and formulas. Source: Modified Rational Method (Témez, 1987, Ferrer, 1992, MOPU, 2016).

4. RESULTS

Rational method was applied over 2 different sectors. Peak flows values were estimated for the Miño and Âncora rivers (Table 2). With these values the flood areas cartography was made. When it comes to urban areas, with a big concentration of buildings, the exposed elements number will be greater than in an despopulated settlement or one with less built elements. The effects are not the same if the flood affects a large quantity of buildings that it affects a ranch for example.

PEAK FLOWS

Basin	T25	T50	T100
Tui – Valença do Minho	29.1	37.7	48.03
Âncora	14	20.27	28.24

Table 2. Peak flows for the reference return periods of Miño and Âncora rivers.

In the Miño river case, the cartography related to a 100 years' flood was analysed because of the minimum effect of the flood in the other return periods (Fig. 3). This differs in the Âncora river case, were the maps corresponding to the 3 return periods were anlalysed because the effects on the 3 time intervals is important (Fig. 3).

According to the models both sectors would have problems, in a differente degree, generation economic losses to its inhabitants. The possiblility of human losses it´s present too. In the Tui – Valença case the effects of natural floods are few, in the Portuguese part just some sections of the farms located on the Miño river bank would suffer floods, which would mean economic losses for their owners. In the other bank, Tui port facilities and riverwalk will be flooded generating economic losses to the government and the population. In this case even the existence of human fatalities is possible because riverwalk can be transited.

In the Âncora case, the effects are larger. Even in the 25 years return period situation, some farms plus four urbanizared areas are affected by floods. In the 50 and 100 years return periods the floods are a bit bigger, but affects the same elements. This means economic losses for the habitants and a bigger probability of human losses, because people spend time in their residences. A 25 years return period flood means that the floods in that area are frequent and they can be a recurrent problem in Âncora if no measures are applied.

With these maps of the flood areas, priority intervention areas can be determinated, being a key fact in the establishment of prevention and mitigation measures and in the flood prevention, or evacuation related plans. As seen the Témez rational method seems applicable in the Portuguese territory.

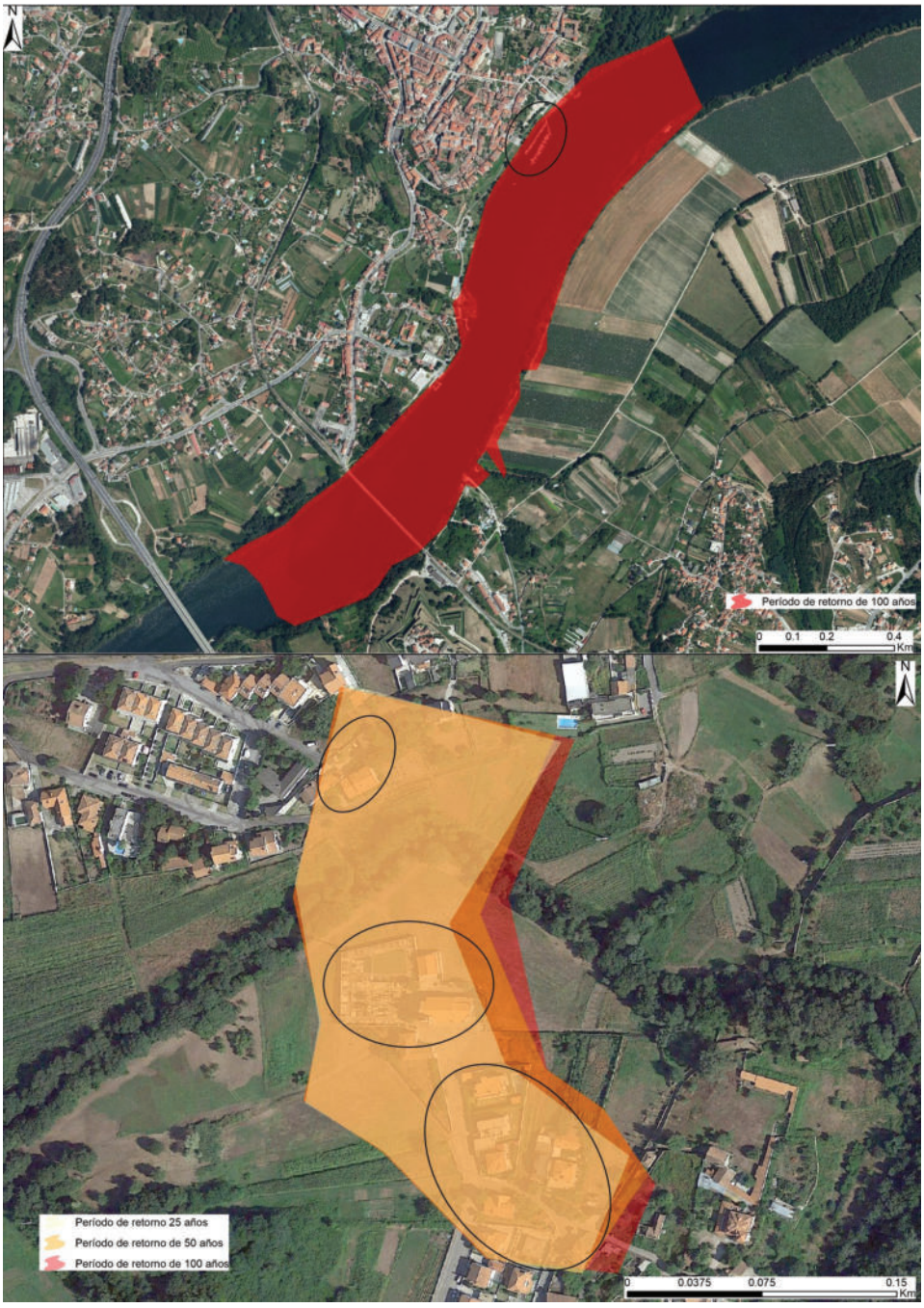


Fig. 3. Flood areas associated to Minho river (top) and to Âncora river (bottom) for 25, 50 and 100 years return periods. Tui aerial imagery from PNOA (IGN Spain), Âncora aerial imagery from Google Earth.

5. DISCUSSION

Creating the flood areas cartography, it should be aware that the result it´s an estimation of these, a model that have to be fixed and contrasted to make it as real as possible. Models depend of the avaliabilty of the required data, the more the data, the more correct the models will be. In the Spain case all the required data is accessible

in diferrent institutions while in the case of Portugal part of the information have not free acces. Whatever, in this case, part of the data can be obtained from the Spanish nearest sources, because of its location and its similar geographic, hydrological and geological characteristics with the west of Spain. For the Âncora floods map some Spanish data were used to complete the required variables for the cartography. The available data are those that condition the precision of the models in the Témez rational method. The more data, the better results.

In the Portuguese case, some areas have a flood areas map created by using other methods (sqrtmax, among others) and only in the biggest rivers, In the Ancora river area there is not cartography related. With the required data obtained from the mentioned sources, the Témez rational method was applied to the study areas and the floods areas maps were created. The proximity of this river basin to Spain borders facilitates the use of this rational method. In further areas, like Lisboa for example, more extrapolation and more data modification its required, being the resultant model more an approximation than the actual situation. Then, is the Spanish rational method applicable on Portugal territory? At least in the continental Portugal yes, in the islands or in other countries it will be conditioned it there are the necessary data to apply it, if not then another method has to be applied, or new data would have to be obtained by the responsible state institutions.

6. CONCLUSIONS

To the intial question: Is Témez rational method adaptable to other countries? The answer is yes, always that the necessary material exists to apply it. Not all the countries have the same information about geology, geomorphology or clima, among others, and neither all the countries have this information on free acces. The rational method is focused to countries, like Spain, that have a big quantity of data available to use it. All the years, different parts of the planet have the floods problem, being the flood areas cartography a key tool to use in the flood risk prevention, management and mitigation. The efficiency of evacuation, or civil protection plans partially depends of these materials. Other countries have this information for the same motive, but the public acces its scarce, difficulting every related researchs. This limited avaliabily can be harmful for the population settled on flood areas, because they are potentially vulnerable elementes to this hazard, and if they don't have the information they probably don´t know how to do on an emergency case, rising the probabily of human losses when an event happens.

In the Portuguese case exists related information to the flood areas in some country sections, but not all the materials are available for further researchs. Applying the Témez rational method had some difficulties derivated from the lack of data. However, being a bordering country facilitates the use of Spanish data to cover this lack, at least on the continental part, but, since the data is not exact, the elaborated model starts with a margin of error. As an approximation of the international adaptation of this method, the results had been positives, but with the availability of all of the data the model will be better.

In Portugal the method application was successful because of geopraphic proximity and the geologic and geomorphologic

similar to the west of Spain conditions, but in other countries, is it applicable? In other territories the applicability of the method will be achievable, depending of the avaliable data, or it there are the sources to create the required ones, since each territory has its own physical characteristics, and proximity does not always imply similar characteristics. How to apply it and the time required to do it would depend of the data situation of the area that the researcher wants to analyse.

7. BIBLIOGRAPHY

BOGGS, S. (2009). Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press. Cambridge

CHOW, V. TE. (1959). Hidráulica de canales abiertos. McGraw-Hill, Bogotá.

COPERNICUS LAND MONITORING SERVICE. Corine Land Cover 2018. Retrieved from https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover

EUROPEAN GEOLOGICAL DATA INFRASTRUCTURE (EGDI). Spain and Portugal geology. Retrieved from www.europe-geology.eu

FERRER, J. (1992). Análsis estadístico de caudales de avenida. Centro de Estudios y Experimentación (CEDEX), Madrid

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (IGN) (Spain). Plan Nacional de Ortografía Aérea (PNOA). Retreived from www.ign.es

KELLER, E. A., & BLODGETT, R. H. (2007). Riesgos Naturales. Procesos de la Tierra como riesgos, desastres y catástrofes. Pearson Educación, Madrid

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO (Spain). Gobierno de España. Orden FOM/298/2016, de 15 de febrero, por la que se aprueba la norma 5.2 - IC drenaje superficial de la Instrucción de Carreteras., Boletín Oficial del Estado § (2016). https://doi.org/BOE-A-2012-5403

OLCINA, J. (2006). ¿Riesgos naturales?I. Sequías e Inundaciones. Ed. Davinci, Barcelona.

OREGON (USA) GEO-ENVIRONMENTAL DEPARTMENT. (2014). Appendix F - Rational Method. In Hydraulics Manual (pp. 7-F-1-7-F-14). Salem: Oregon (USA) Geo-environmental Department.

PORDATA. (2016). Base de Dados Portugal Contemporáneo. Retrieved from www.pordata.pt

QUEENSLAND GOVERMENT (AUSTRALIA) (2015). The Empirical version of the Rational Method. In Soil Conservation Guidelines for Queensland (pp. 1–18). Queensland Goverment (Australia), Brisbane.

SINGH, P., & SINGH, V. P. (2001). Snow and glacier hydrology. Springer, Amsterdam.

TAYLOR, G., & EGGETON, R. (2001). Regolith Geology and Geomorphology. Wiley, New York.

TÉMEZ, J. R. (1987). Cálculo hidrometeorológico de Caudales Máximos en Pequeñas Cuencas Naturales. Secretaría General Técnica. M.O.P.U., Madrid.

THE NATIONAL SEVERE STORMS LABORATORY (2016). Severe Weather 101 - Floods. Retrieved from https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/floods/types/

TUCCI, C. E. M., & PORTO, R. L. (1999). Storm hydrology and urban drainage. In Curso Gestão do Território (pp. 77–108). Ministerio Público Federal (Brazil). Brasilia.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1986). Urban Hydrology for Small Watersheds. American Society of Civil Engineers, New York,

US FEDERATION EMERGENCY MANAGEMENT AGENCY (2016). Chapter 2 Types of Floods and Floodplains. Retrieved from https://training.fema.gov/hiedu/docs/fmc/chapter 2 - types of floods and floodplains.pdf

VÁZQUEZ-RODRÍGUEZ, A. L. (2015). SIG y realidad: Inundaciones en As Pontes de García Rodríguez (A Coruña). Sémata: Ciencias Sociais e Humanidades, 27, 69–94.

VÁZQUEZ-RODRÍGUEZ, A. L. (2017). Inundaciones en el noroeste de la Península Ibérica: El caso de Pontedeume (A Coruña). Cátedra. Revista Eumesa de Estudios, 24, 217–232.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 23 - 46 ISSN: 0213-4497

Los derrubios estratificados holocenos de Praón (Picos de Europa, Montañas Cantábricas)

Holocene stratified scree of Praón (Picos de Europa, Cantabrian Mountains)

RUIZ-FERNÁNDEZ, J.[1*], GARCÍA-HERNÁNDEZ, C.[1], FERNÁNDEZ, S.[2]

[1] Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, España.
[2] Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. Oviedo, España.
* Contacto: Jesús Ruiz-Fernández: ruizjesus@uniovi.es

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5811
enviado: 8/2/2019 aceptado 23/7/2019

Resumen

En este artículo se estudian los derrubios estratificados y cementados presentes en Praón, un sector de la baja montaña de los Picos de Europa. La realización de trabajo de campo sistemático ha permitido establecer el contexto geomorfológico en el que están insertos los derrubios estudiados, caracterizándolos desde el punto de vista sedimentológico. Se han obtenido dos edades ^{14}C en restos de gasterópodos insertos a 4 metros (10.775 ± 325 años cal BP) y a 1,7 metros (5.175 ± 135 años cal BP) de profundidad, infiriendo las condiciones de precipitación del cemento carbonatado a partir de la realización de análisis isotópicos. Estas condiciones habrían sido más frías para la muestra más antigua y mucho más cálidas para la más reciente. Los resultados de este trabajo evidencian que, derrubios estratificados como los estudiados, los cuales son abundantes en el área de los Picos de Europa, podrían haberse

originado en condiciones climáticas diversas y no necesariamente de frío extremo, ni exclusivas de ambientes periglaciares *sensu stricto*, no teniendo tampoco por qué corresponderse, desde el punto cronológico, con el Tardiglaciar (en cronologías de 14 a 10 ka), el periodo frío al que tradicionalmente han sido adscritos de forma relativa en las Montañas Cantábricas.

Palabras clave: Derrubios estratificados cementados, gonfolitas, Holoceno, Picos de Europa, Montañas Cantábricas.

Abstract

In this paper we study the stratified and cemented scree located in Praón, a low mountain sector of the Picos de Europa (Cantabrian Mountains). The field work has allowed to establish the geomorphological context in which the studied stratified scree are inserted, characterizing them from the sedimentological point of view. ^{14}C ages have been obtained in remains of gastropods found at 4 meters deep (10.775 ± 325 years cal BP) and 1.7 meters deep (5.175 ± 135 years cal BP). Moreover, the precipitation climate conditions of carbonated cement have been obtained measuring the isotope ratio of both samples. These conditions would be colder for the oldest sample and warmer for the recent one. The results of this study show that stratified scree such as those studied, which are abundant in the area of the Picos de Europa, could have been originated in relation to diverse climatic conditions, and that they do not necessarily have to correspond, from the chronological point of view, with the cold stage of Lateglacial (14 to 10 ka) to which traditionally they have been assigned through relative chronology, in the Cantabrian Mountains.

Key words: Stratified cemented scree, gonfolites, Holocene, Picos de Europa, Cantabrian Mountains.

I. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas los estudios sobre periglaciarismo han experimentado un importante impulso en el ámbito de las Montañas Cantábricas. Este tipo de estudios se centraron primero en el reconocimiento de las formas y depósitos heredados de condiciones climáticas pasadas, presentes en el citado ámbito tanto en sectores de baja como de media y alta montaña (ej. ALONSO, 1989; GARCÍA DE CELIS, 1991, 1997, 2002; CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1994; RODRÍGUEZ-PÉREZ, 1995, 1998, 2015; JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, 1996; GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, 2002; REDONDO-VEGA *et al*., 2004; GÓMEZ-VILLAR *et al*., 2011; SANTOS-GONZÁLEZ, 2010; PELLITERO *et al*., 2011; RUIZ-FERNÁNDEZ, 2015; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016); si bien, posteriormente, dichos estudios se han focalizado en el conocimiento de la morfodinámica periglaciar actual en las áreas más elevadas de las Montañas Cantábricas, situadas en enclaves como los Picos de Europa, Fuentes Carrionas o el Macizo de las Ubiñas (ej. CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1998; SERRANO Y GONZÁLEZ-TRUEBA, 2004, GONZÁLEZ-TRUEBA, 2007; GONZÁLEZ-TRUEBA Y SERRANO, 2010; PELLITERO, 2012; GALLINAR *et al*., 2014; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2014; RUIZ-FERNÁNDEZ, 2015; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016). Muchas de las investigaciones recientemente desarrolladas en este ámbito geográfico, tratando de explicar la morfodinámica periglaciar activa en las áreas de alta montaña, se han concentrado en el seguimiento y análisis del régimen térmico del suelo, el aire y las paredes rocosas (ej. CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1998; GONZÁLEZ-TRUEBA Y SERRANO, 2010; SANTOS-GONZÁLEZ *et al*., 2009; PELLITERO 2012; PISABARRO *et al*., 2017, RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2014, 2017), mientras otras cuestiones relativas al periglaciarismo continúan sin ser estudiadas en profundidad en las Montañas Cantábricas. Del mismo modo, gran parte de la superficie de estas montañas con evidencias periglaciares no ha sido examinada en detalle.

En este sentido, uno de los mayores vacíos de conocimiento a los que se enfrenta el estudio del periglaciarismo cantábrico es la práctica ausencia de dataciones absolutas que permitan establecer una secuencia cronológica básica. Cabe citar, como excepción a lo señalado, las gravas estratificadas y cementadas que han sido datadas en el Alto Duje en 79.1 +7.3/-6.6 Ka y 55.4 +3.0/-3.0 Ka por CASTAÑÓN Y FROCHOSO (1996), así como las dataciones de C^{14} efectuadas en el rellano de obturación glaciar de la majada de Belbín (Macizo Occidental de los Picos de Europa) por Ruiz-Fernández *et al*. (2016). En este sector, la unidad inferior de un sondeo de 540 cm de largo, constituida por un depósito periglaciar de arenas y gravas angulosas y subangulosas de caliza, y en menor medida de pizarra, fue datada en 37.2 ka cal BP a 540 cm de profundidad y en 29.4 ka cal BP a 386 cm; atestiguando, por tanto, la formación de depósitos periglaciares coetáneos a la fase de máxima extensión de los hielos dentro de la Última Glaciación en las Montañas Cantábricas (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016).

La falta de dataciones absolutas en relación con los depósitos periglaciares es un problema extensible a toda la Península Ibérica (OLIVA *et al*., 2016). No ocurre lo mismo con las formas y depósitos de origen glaciar, que han sido profusamente datadas

en los principales conjuntos montañosos de la Península Ibérica (ej. VIDAL ROMANÍ Y FERNÁNDEZ MOSQUERA, 1999; VIDAL ROMANÍ *et al*., 1999; JIMÉNEZ Y FARIAS, 2002; GARCÍA-RUIZ *et al*., 2003, 2010, 2014; DELMAS *et al*., 2008; SANJURJO *et al*., 2009; PALACIOS *et al*., 2011, 2012, 2015; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ *et al*., 2011, 2014a y 2014b; GÓMEZ-ORTIZ *et al*., 2012; CARRASCO *et al*., 2013; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*., 2013; FROCHOSO *et al*., 2013; JIMÉNEZ *et al*., 2013; PELLITERO, 2013; SERRANO *et al*., 2013; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016).

La ausencia de un marco cronológico preciso provoca que, en numerosas ocasiones, se den por válidas cronologías relativas sobre diversos depósitos periglaciares (o identificados como tales), lo que podría generar numerosos errores al adscribir cronológicamente dichos depósitos, al correlacionarlos con otras formas y depósitos, así como a la hora de establecer una secuencia evolutiva coherente. En el marco de las Montañas Cantábricas, una de las adscripciones cronológicas relativas más comunes consiste en atribuir los depósitos estratificados o del tipo *grèzes litées* (Ozouf *et al*., 1995) al Tardiglaciar, un periodo frío acontecido entre 14 y 10 ka (EHLERS *et al*., 2006; SERRANO *et al*., 2012; 2013) al que también han sido asignados de forma relativa algunos de los glaciares rocosos relictos del Macizo Asturiano a partir de relaciones morfoestratigráficas con otros depósitos y formas de modelado, principalmente glaciares (ALONSO, 1989). Los datos que se desprenden de los análisis sedimentológicos de diversos sondeos obtenidos en otros tantos sectores de las Montañas Cantábricas como el lago Enol (MORENO *et al*., 2011), o Campo Mayor en los Puertos de Áliva (SERRANO *et al*., 2012), permiten reconocer, efectivamente, un episodio frío y seco entre 13,5 y 11,6 ka (*Younger Dryas*) en estas montañas.

Los derrubios estratificados han sido objeto de diversos estudios a nivel de la Península Ibérica. Además de su inclusión en trabajos geomorfológicos de temática más amplia (ej. Rodríguez Pérez, 1995, 1998), hay diversas publicaciones específicas focalizadas en su estudio sedimentológico y sus implicaciones paleoambientales (ej. MARCO MOLINA, 2000; GARCÍA-RUIZ *et al*., 2001; MARCO MOLINA *et al*., 2018). Precisamente, en el presente trabajo se han caracterizado sedimentológicamente, datado mediante ^{14}C y estudiado desde el punto de vista isotópico los derrubios estratificados existentes a los pies de la vertiente meridional de la Sierra de Dobros (Picos de Europa), con los objetivos de: i) comprobar si las edades obtenidas pertenecen o no a los periodos fríos a los que normalmente son atribuidos este tipo de depósitos, ii) establecer las relaciones isotópicas de $\delta^{18}O_{PDB}$ ‰ y $\delta^{13}C_{PDB}$ de las muestras datadas y, iii) discutir cuales podrían ser los factores determinantes en la formación de los derrubios estratificados estudiados, en el caso de que tanto las edades obtenidas como resultados de los análisis isotópicos no permitan inferir condiciones climáticas frías durante su formación.

II. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio del presente trabajo se centra en la Sierra de Dobros, que con sus ~3,8 km de longitud, siguiendo una orientación WNW-ESE, constituye el apéndice nororiental de la Sierra de Cabezu Llerosos.

Esta última alineación, a su vez, conforma una prolongación hacia el Noreste del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Figura 1). Las altitudes de la Sierra de Dobros oscilan entre los 1063 m s.n.m. que alcanza el Cuetu Cananda, y los 130 m s.n.m. del río Cares en Arenas de Cabrales. La Sierra de Dobros, está constituida parcialmente por una escama cabalgante de rumbo E-W y vergencia hacia el Sur. Así, la vertiente septentrional de la alineación está integrada, principalmente, por materiales estefanienses pertenecientes a la Cuenca de Gamonedo-Cabrales-Panes (WAGNER, 1967; MARCOS, 1967; MARTÍNEZ-GARCÍA, 1981; SÁNCHEZ Y TRUYOLS, 1983; Navarro, Leyva y Villa, 1986; MERINO-TOMÉ, 2004), concretamente por lutitas y areniscas alternantes, calizas y conglomerados, discordantes con respecto al resto de materiales paleozoicos presentes. Este roquedo, esencialmente detrítico, da lugar a una serie de interfluvios de moderada pendiente que descienden progresivamente hacia el valle del río Casaño y la depresión de Arenas de Cabrales. En cambio, el eje de la Sierra de Dobros está constituido por calizas del Carbonífero superior intensamente karstificadas, las cuales dan paso hacia el Sur a una vertiente muy escarpada, labrada igualmente en calizas, a cuyos pies se han depositado los derrubios estratificados estudiados en este trabajo. La alineación de Dobros queda separada del sector del Cuetón–Vallisondi (labrado en cuarcitas ordovícicas) por el arroyo de Praón, afluente del río Cares por su margen izquierda (Figura 1), que se ha encajado entre las citadas cuarcitas y las calizas a favor del afloramiento de dos estrechas fajas de rumbo E-W de areniscas y microconglomerados del Devónico y de calizas nodulosas rojas de edad Viseense inferior-Namuriense inferior, conocidas como "Formación Alba", "Genicera" o "caliza Griotte" (MARTÍNEZ-GARCÍA, 1981; SÁNCHEZ Y TRUYOLS, 1983; JULIVERT Y NAVARRO, 1984; MARTÍNEZ-GARCÍA Y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, 1984).

Desde el punto de vista climático, se trata de un ámbito de tipo oceánico, caracterizado por temperaturas medias anuales suaves (de 10,8 a 13,8ºC en función de la altitud), una amplitud térmica moderada y precipitaciones abundantes, del orden de ~1400 mm/año (Ruiz-Fernández *et al*., 2008). La vegetación de la sierra está dominada por el encinar cantábrico en los afloramientos de topografía más fragosa (labrados en calizas), por pastizales y aulagares sobre los sectores calcáreos de mayor altitud, así como por formaciones de landa atlántica acidófila, bosques mixtos, robledales y sotos de castaños sobre los materiales silíceos (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2006a, 2006b; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2008).

En esta sierra existió cierta actividad minera durante los S. XIX y XX focalizada en la explotación de mineralizaciones de hierro, manganeso y cobre, asociadas a las calizas carboníferas (GUTIÉRREZ-CLAVEROL Y LUQUE-CABAL, 2000). El pasado minero de este ámbito y las actividades agro-silvo-pastoriles son las principales acciones antrópicas desarrolladas en este espacio (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2006a), que carece de núcleos de población permanentes salvo en su extremo Norte, entorno al valle del río Casaño hasta su unión con el Cares, donde se encuentran los núcleos de Inguanzo, Carreña, Poo y Arenas.

Fig. 1 Localización del área de estudio.

III. METODOLOGÍA

La metodología ha consistido en la realización de trabajo de campo, a fin de establecer el contexto geomorfológico en el que están insertos los derrubios estratificados estudiados. La información obtenida ha permitido realizar un mapa geomorfológico del área siguiendo el sistema cartográfico RCP77 del *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS) de Francia (JOLY, 1997), aunque con adaptaciones propias (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2011: Figura 2). Paralelamente, se caracterizaron los derrubios estratificados desde el punto de vista sedimentológico (el alto grado de cementación que presentan los derrubios impidió la realización de análisis sedimentológicos más detallados), y se obtuvieron dos muestras con restos orgánicos –conchas de gasterópodos (caracoles) en ambos casos– para su datación mediante ^{14}C. Las muestras fueron obtenidas a profundidades de 4 m (M1) y 1,7 m (M2), en el extremo oriental del sector ocupado por los derrubios (Figuras 3 y 4). Las dataciones correspondientes fueron efectuadas en el laboratorio de radiocarbono de la Universidad Tecnológica de Silesia (Polonia). Las edades ^{14}C obtenidas fueron calibradas con el programa CALIB 7.0 y la curva IntCal13. Finalmente, se realizaron análisis isotópicos de las muestras M1 y M2 en el Servicio de Análisis de Isótopos Estables (NUCLEUS) de la Universidad de Salamanca. Para ello, se procedió a la obtención de CO_2 para la determinación de relaciones isotópicas de $\delta^{18}O_{PDB}$ ‰ y $\delta^{13}C_{PDB}$ ‰ por reacción con H_3PO_4 al 103% a 25°C. La determinación de las relaciones isotópicas se efectuó mediante espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo "Dual Inlet", empleando un espectrómetro SIRA-

II. Estos resultados en los carbonatos de las muestras de derrubios M1 y M2, nos permitirán trazar y correlacionar las relaciones isotópicas de estos mismos isótopos registradas en espeleotemas de cuevas del Norte de la Península Ibérica (el medio más similar al tratado en este estudio).

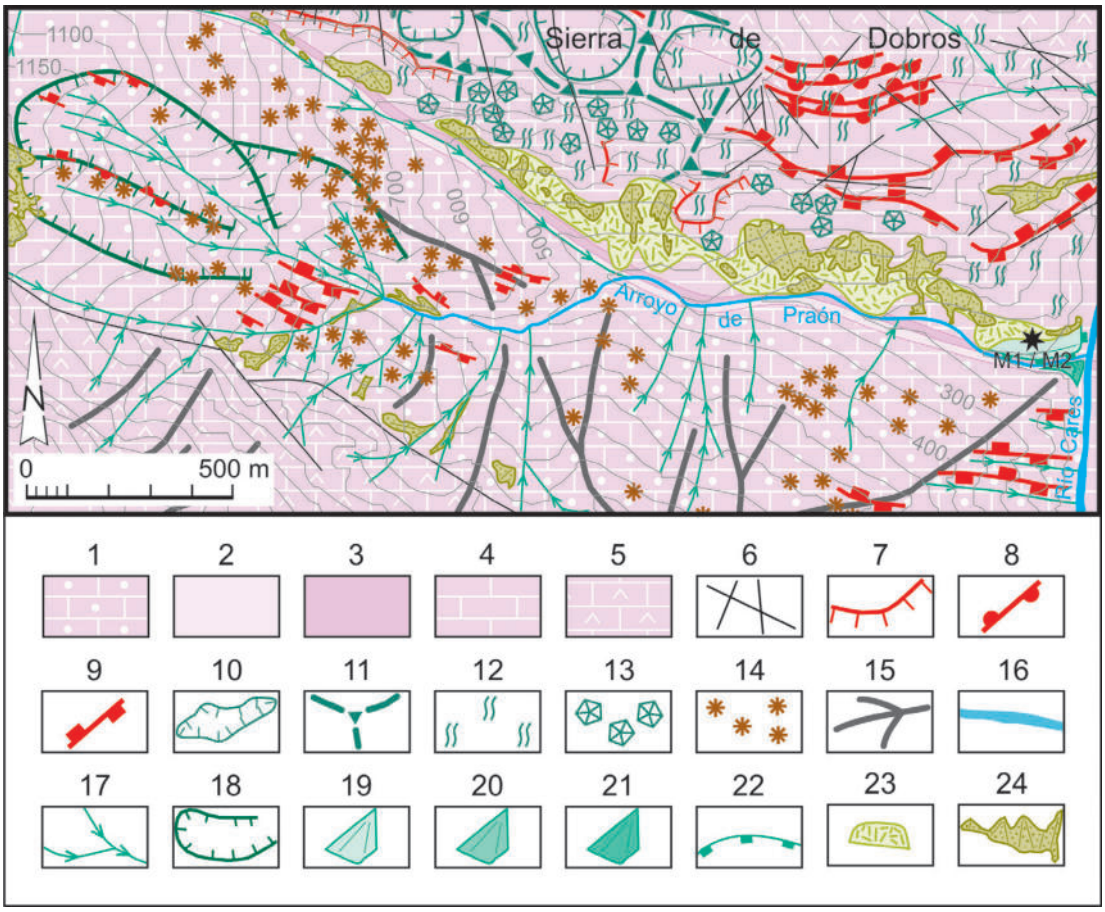


Fig. 2. Cartografía geomorfológica del área de Praón. 1.- Cuarcitas de la Formación Barrios (Ordovícico). 2.- Areniscas y microconglomerados de la Formación Ermita (Devónico). 3.- Caliza Griotte (Carbonífero). 4.- Calizas de Montaña (Carbonífero). 5.- Calizas de Picos de Europa (Carbonífero). 6.- Fallas y fracturas. 7.- Escarpe rocoso. 8.- Capa subvertical erosionada. 9.- Capa subvertical en resalte. 10.- Dolina. 11.- Relieve calcáreo residual. 12.- Campo de lapiaces. 13.- Porrones calcáreos. 14.- Tors cuarcíticos. 15.- Interfluvios. 16.- Río. 17.- Surcos de arroyada. 18.- Cabecera torrencial. 19.- Cono de deyección (+22 m). 20.- Cono de deyección (+10 m). 21.- Cono de deyección (+5 m). 22.- Borde abrupto de cono. 23.- Derrubios estratificados cementados. 24.- Taludes y conos de derrubios.

IV. RESULTADOS

1. Contexto geomorfológico de los derrubios estratificados

Los derrubios estratificados estudiados en este trabajo se sitúan a los pies de la vertiente meridional de la Sierra de Dobros. Esta vertiente es muy escarpada en sus sectores medios y superiores, estando constituida en su totalidad por calizas del Carbonífero. En el sector distal, se han depositado los derrubios estratificados citados, que están fosilizados en numerosos sectores por can-

chales actuales, definidos por el afloramiento de cantos y bloques de caliza, así como por la ausencia de matriz fina en superficie. A los pies de los derrubios estratificados se localiza el arroyo de Praón, el cual se ha encajado a favor del afloramiento de una serie de materiales menos resistentes, citados anteriormente –microconglomerados y areniscas devónicas y "caliza Griotte" (Carbonífero inferior)– que, en conjunto, tienen una potencia de unos 50 m. Estos materiales están situados desde el punto de vista estratigráfico entre las calizas del Carbonífero superior, las cuales arman la culminación y la vertiente Sur de la Sierra de Dobros, y las cuarcitas ordovícicas que dan lugar a los interfluvios localizados inmediatamente al Sur de la anterior en el área de Vallisondi y la Cuesta Mediudía.

El arroyo de Praón, constituye un torrente de montaña en el que se diferencia netamente la correspondiente cabecera o área de captación de las escorrentías (un órgano colector a modo de cauce encajado que ha incidido el frente los derrubios estratificados estudiados), y un órgano difusor a modo de cono de deyección, colgado en la margen izquierda de dicho arroyo a 22 m sobre el nivel actual del río Cares, del cual es tributario este arroyo (Figura 2). El cono torrencial está compuesto por gravas, cantos y bloques subredondeados y subangulosos de cuarcita y caliza, que se hallan envueltos en una matriz fina de textura arenoso-limosa y están ligeramente cementados a techo en algunos sectores (Figura 3). Parte del cono torrencial se halla fosilizado, a su vez, por los derrubios estratificados estudiados (Figura 3). Además, en la margen derecha de la confluencia del arroyo de Praón con el río Cares, se conservan otros dos retazos de conos de deyección colgados a alturas de 10 y 5 m con respecto al cauce actual (Figura 2). El desalojo de las formaciones superficiales que recubren los afloramientos cuarcíticos, así como el propio sustrato cuarcítico, intensamente arenizado en numerosos sectores, ha dejado en las vertientes numerosas capas cuarcíticas en resalte, así como tors de formas poliédricas (Figura 2).

2. Características de los derrubios estratificados, edades 14C obtenidas y resultados de los análisis isotópicos

Los derrubios estratificados presentan un espesor máximo visible de 6 m. Sin embargo, en la terminación oriental la potencia total del depósito estratificado es de 4 m (Figura 3). Los citados derrubios tienen gran continuidad lateral, puesto que se extienden a los pies de gran parte de la vertiente meridional de la Sierra de Dobros (Figuras 2), alcanzando una extensión de ~14 ha. Están compuestos por clastos homométricos, angulosos, estratificados e intensamente cementados. Generalmente, se da una alternancia de estratos integrados por gravas, junto con otros compuestos por pequeños cantos, siempre de caliza y con formas aristadas. Los clastos se hallan orientados de acuerdo con la inclinación de la pendiente (~20º), encontrándose fuertemente cohesionados con posterioridad a su deposición, por un cemento carbonatado. En ocasiones aparecen intercalados algunos bloques, igualmente de caliza. En general, la matriz fina, de textura arcillosa, es escasa, salvo en algunos lechos intercalados y, especialmente, en la base, donde el depósito pasa de ser clasto-soportado a matriz-soportado, en diversos sectores. El frente de los derrubios cementados tiene un escarpe abrupto, pues se halla intensamente karstificado (Figuras

3 y 4). Por tanto, hay numerosas hornacinas y oquedades de diverso tamaño a lo largo de todo el escarpe. A su vez, en el frente son frecuentes los espeleotemas. En la erosión del escarpe también juega un papel sustancial la incisión basal del arroyo de Praón, el cual discurre a los pies de los derrubios estratificados en su tramo final.

Muestra	Referencia	Método	Materiales datados	Edad C14	Edad calibrada
M1. Derrubios estratificados	Cd-12912	C14 convencional (GPC)	Conchas de gasterópodos	9450 ± 80 BP	10775 ± 325 cal BP (95,4%)
M2. Derrubios estratificados	GdA-1013	AMS	Conchas de gasterópodos	4510 ± 35 BP	5175 ± 135 cal BP (95,4 %)

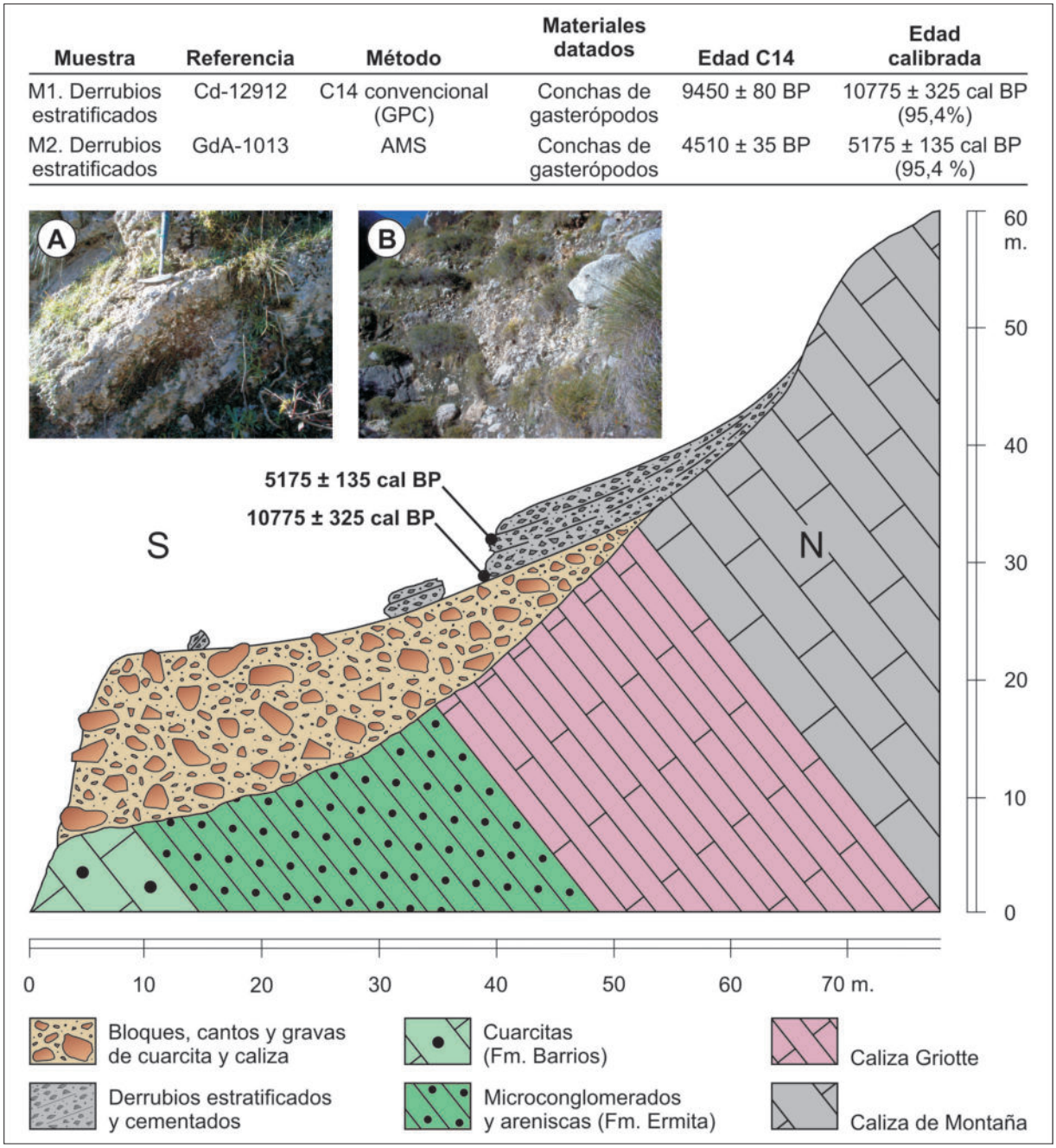


Fig. 3. Perfil geomorfológico de los derrubios estratificados y del cono torrencial de Praón (parte inferior de la figura), y descripción y resultados de las dataciones de 14C efectuadas (parte superior). Detalle de las gravas periglaciares intensamente cementadas que fosilizan al cono de deyección (A), y de la gran heterometría que presentan los materiales del cono torrencial (B). Modificado de RUIZ-FERNÁNDEZ (2006a).

Las muestras datadas, compuestas en ambos casos por restos de moluscos gasterópodos, se recogieron en la terminación oriental del área ocupada por los derrubios estratificados (Figuras 2 y 3). En este sector, la potencia de los derrubios es de 4 m. La muestra M1, tomada a 4 m de profundidad, arrojó una edad de 10775 ± 325 años cal BP (Figura 3). En cambio, M2, obtenida a 1,7 m de profundidad, tiene una antigüedad de 5175 ± 135 años cal BP (Figura 3). Por su parte, los resultados de las relaciones isotópicas en el carbonato de M1 muestran valores más ligeros de $\delta^{18}O_{PDB}$ (-8,29 ‰,) que en el caso de M2 (-5.18 ‰; Tabla 1). A su vez, los resultados de $\delta^{13}C_{PDB}$ para M1 y M2 fueron respectivamente de -3.03 y de -8.87 ‰.

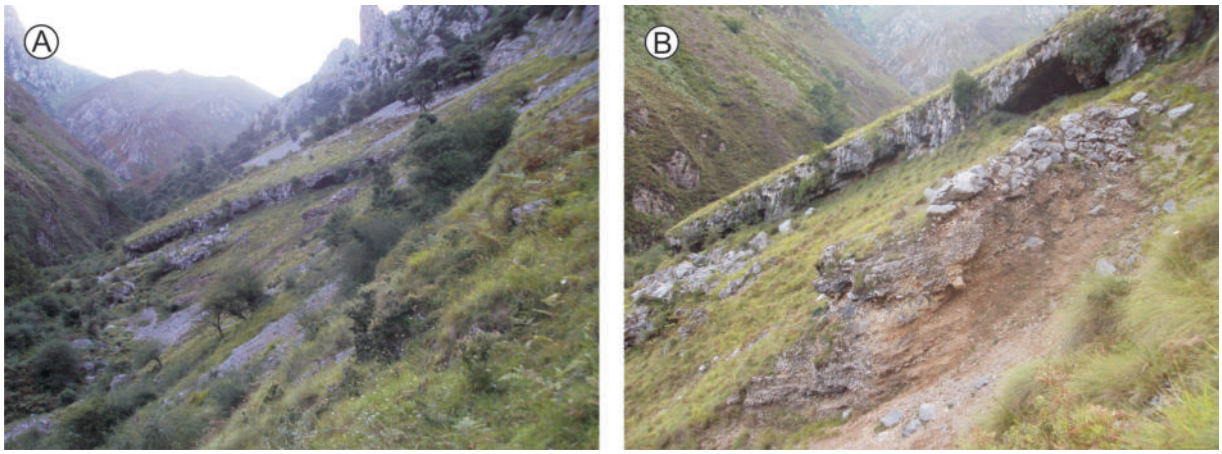


Fig. 4. Derrubios estratificados en la vertiente meridional de la Sierra de Dobros (A), y detalle de los mismos (B).

Muestra	Fecha análisis	$\delta^{13}C_{PDB\ ‰}$	$\delta^{18}O_{PDB\ ‰}$
M1	31 Mayo 2017	-3.03	-8.29
M2	31 Mayo 2017	-8.87	-5.18

Tabla 1. Resultados de los análisis isotópicos efectuados en los derrubios estratificados de Praón (Picos de Europa).

V. DISCUSIÓN

1. Los derrubios estratificados y cementados de Praón. Una dilatada morfogénesis a lo largo del Holoceno

A la vista de los resultados descritos, interpretamos que, en las dos muestras datadas a 4 y 1,7 m de profundidad en los derrubios estratificados y cementados (M1 y M2), los restos de gasterópodos son aproximadamente sincrónicos a la formación de los derrubios y, sin duda, anteriores a la deposición del cemento calcáreo. Dicho proceso de cementación, entendemos que ha sido continuo a lo largo del tiempo de formación de los citados derrubios, tal y como evidencian los resultados de los análisis isotópicos realizados, en los que se han detectado diferentes condiciones de precipitación del cemento carbonatado para las dos muestras estudiadas. En la muestra M1, de 10775 ± 325 años cal BP, predominaron unas condiciones más frías, tal y como evidencia la

importante caída del isótopo $\delta^{18}O_{PDB}$, que alcanza valores de -8,29 ‰, y está reflejado en las curvas de paleotemperaturas establecidas para el Holoceno (Figura 5). Estos valores son similares a los calculados por DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*. (2009) para el periodo frío (y húmedo) del Holoceno conocido como el evento 8.2, ampliamente documentado en sedimentos de lagos y espeleotemas (ej.: VON GRAFENSTEIN *et al*., 1998; ELLISON *et al*., 2006; HALD y KORSUM, 2008; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*., 2008; Railsback *et al.,* 2011). Los valores de $\delta^{18}O_{PDB}$ calculados para este evento se estiman en unos -8 ‰, la mitad del valor asociado al enfriamiento ocurrido durante el *Younger Dryas*, y entre ~0.7 ‰ y 1.0 ‰ de caída con respecto a la media del Holoceno (DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*., 2009). Las bajadas de la concentración de este isótopo han sido correlacionadas con bajadas significativas de la temperatura del Océano Atlántico y también con incrementos muy notables en las precipitaciones (MARSHALL *et al*., 2007). En este sentido, CUFFEY *et al*. (1994) ha relacionado las bajadas de temperatura con las caídas de $\delta^{18}O$ estableciendo un patrón de 0.33 ‰/°C. Por su parte, DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*. (2009) han relacionado la caída del isótopo $\delta^{18}O$ analizado en estalagmitas del norte de la Península Ibérica como originado por incrementos en la precipitación. Estos mismos argumentos son refrendados en el estudio de RAILSBACK *et al*. (2011). Por otra parte, no debemos olvidar que los factores ambientales locales también dejan o pueden dejar su huella en la señal isotópica, lo que hace que los resultados isotópicos del oxígeno procedente de carbonatos de origen continental sean, con relativa frecuencia, difíciles de interpretar (MARTÍN-CHIVELET y MUÑOZ-GARCÍA, 2015). En cualquier caso, cabe señalar que la génesis de M1 se sitúa en el tránsito Tardiglaciar/Holoceno (entre 11,6 y ~10 ka), que según CUFFEY *et al*. (1994), estuvo definido por caídas importantes de la temperatura de duración variable.

En cambio, la muestra M2, con una antigüedad de 5175 ± 135 años cal BP, arroja un valor de $\delta^{18}O_{PDB}$ significativamente distinto a M1, concretamente de -5.18 ‰. Según el patrón Holoceno de DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al*. (2009), dicho valor estaría de acuerdo con valores del isotopo (-5,5 a -6 ‰) asociados a momentos mucho más cálidos (6±2ºC) posteriores al episodio frío que acabó hace unos 8000 años. Además, los datos del isótopo $\delta^{13}C$ concuerdan con esta interpretación, ya que el enriquecimiento en ^{12}C (valor más ligero de $\delta^{13}C$) indica una mayor actividad biológica en el momento de precipitación de M2 que en M1 (RUNDEL *et al*., 1989). Por tanto, la morfogénesis de las gravas estratificadas y cementadas de Praón abarca gran parte del Holoceno –es decir, fueron generadas durante el estadio isotópico marino 1 (MIS-1)–, con independencia de la existencia de variaciones en las condiciones climáticas, en cada caso (Figura 5).

Aunque en esta primera aproximación al estudio de los derrubios estratificados presentes en un sector de la baja montaña de los Picos de Europa el número de muestras analizadas es reducido, tanto los resultados de las dataciones efectuadas como los correspondientes a los análisis isotópicos muestran una total coherencia, especialmente desde el punto de vista morfoestratigráfico. De este modo, los resultados de este trabajo evidencian que, derrubios estratificados como los estudiados, no tienen por qué corresponderse necesariamente desde el

punto de vista cronológico con la fase fría y seca (Tardiglaciar) a la que tradicionalmente han sido adscritos de forma relativa en las Montañas Cantábricas. En unos casos dicha adscripción puede ser acertada, pero en otros puede ser errónea. En el caso del Pirineo Central, GARCÍA-RUIZ *et al.* (2001) señalan que la formación de derrubios estratificados en el valle de Bentué de Rasal y en el cañón de Devotas, se desarrolló principalmente durante dos periodos fríos: el máximo de la Última Glaciación y el Tardiglaciar (específicamente durante el *Oldest Dryas*). En el caso de la Cordillera Cantábrica el máximo de la Última Glaciación ha sido establecido entre 45 y 36 ka (MIS 3) (PELLITERO, 2013; SERRANO *et al.*, 2013; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ *et al.*, 2015; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2016).

Habitualmente, en la morfogénesis y desarrollo de este tipo de depósitos de vertiente tienen gran importancia la gelifracción, la ausencia de vegetación en las paredes rocosas que actúan como área fuente de derrubios, así como la abundancia de aguas de fusión nival que producen el lavado de la vertiente y el arrastre de partículas hacia las partes bajas de la misma (STEIJN *et al.*, 1995; STEIJN, 2011). Pero, en su formación, pueden estar involucrados muchos otros procesos, algunos de los cuales pueden desarrollarse bajo condiciones climáticas muy diversas, no necesariamente de frío extremo ni exclusivas de ambientes periglaciares *sensu stricto* (ej.: avalanchas de rocas, *debris flows*, etc.; STEIJN *et al.*, 1995; GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2001; STEIJN, 2011). A su vez, las propiedades litológicas adquieren suma importancia en el desarrollo y tipo de depósitos estratificados de vertiente que se generan, especialmente la granulometría, la estratificación o el grado de flexión de los materiales (STEIJN, 2011).

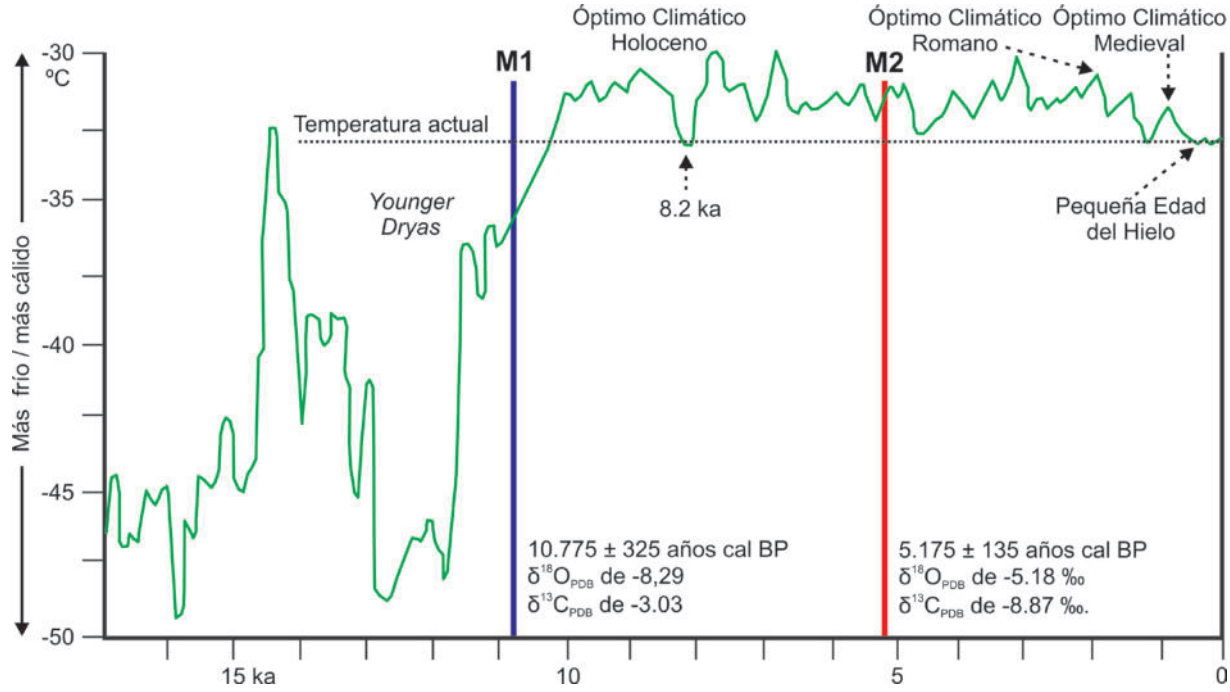


Fig. 5 Evolución de las temperaturas medias durante los últimos 15 ka a partir de testigos de hielo del inlandsis groenlandés. Modificado de Williams et al. (2012).

Por lo señalado, más que el control puramente climático, en la génesis de los derrubios estratificados estudiados en este trabajo han intervenido otros condicionantes no menos importantes, como los derivados de la estructura (características litológicas, disposición, diaclasado), la topografía, así como la disolución kárstica. En este sentido, la acción conjunta tanto de la disolución kárstica como de la crioclastia, puede dar lugar a la interacción entre ambos procesos, que se beneficiarían de forma recíproca (CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1998), pues, como señala NICOD (1972), la corrosión kárstica genera abundantes grietas y rugosidades propicias a la acción de los procesos de hielo-deshielo y, por su parte, las fisuras y oquedades ampliadas por la acción del hielo son ámbitos muy favorables para la concentración de la disolución kárstica. Esta interacción es lo que MAIRE (1990) definió como gelidisyunción, que puede llegar a constituir una importante fuente de derrubios.

2. Las *gonfolitas*, brechas calcáreas cementadas características de los Picos de Europa, generadas bajo condiciones diversas

Los derrubios estratificados de Praón constituyen uno de los innumerables depósitos de vertiente cementados que recubren las laderas de los Picos de Europa, donde todos estos depósitos cementados, en conjunto, son conocidos bajo el término de *gonfolitas* (OBERMAIER, 1914). Estas brechas calcáreas, las cuales se encuentran cohesionadas por calcita gracias a la circulación de aguas saturadas de carbonatos por las laderas, llegan a ocupar superficies verdaderamente extensas. Esto ocurre, por ejemplo, entre los Invernales del Teju y los Puertos de Áliva (Alto Duje); en la ladera meridional de la Sierra de Portudera entre Poncebos y Tielve; o en las vertientes de la periferia del Macizo del Cornión.

En concreto, en la cabecera del Valle del Duje, donde han sido estudiadas en detalle, estas brechas constan de dos tramos: el inferior, de origen mixto (especialmente dinámica torrencial y movimientos en masa), está compuesto por fragmentos calcáreos heterométricos, sin clasificar y algo desgastados, entre los que se intercalan muy ocasionalmente lechos de gravas angulosas. Sobre esta base, se apoya un conjunto de gravas calcáreas angulosas, homométricas y ordenadas en lechos a las que se les ha atribuido un origen periglaciar, siendo el contacto entre ambas *facies* discordante (FROCHOSO Y CASTAÑÓN, 1986; CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1996). Por su parte, en el Macizo del Cornión no están presentes conjuntamente las dos *facies*. En la mayor parte de las ocasiones, los depósitos de *gonfolita*, situados en la parte inferior de las canales y, por tanto, a cotas altitudinales mucho más bajas que en el caso del Alto Duje, están integrados únicamente por derrubios heterométricos (cantos y bloques a veces de tamaños métricos), sin clasificar y de formas angulosas o subangulosas. Habitualmente, estas formaciones superficiales adquieren morfologías en cono (bien sea un único abanico o varios coalescentes), o en talud, siendo frecuente la presencia de bocas de conductos kársticos fósiles por encima de ellas (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2013).

En la génesis de estos derrubios heterométricos han intervenido diversos procesos, como los torrenciales, ya que, tanto las aguas drenadas por las vertientes y los arroyos incipientes en episodios de precipitaciones intensas, como las aportadas por

los mencionados conductos, se han encargado de redistribuir los materiales ladera abajo (FROCHOSO Y CASTAÑÓN, 1986; CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1996). No obstante, en la configuración de este tipo de depósitos también han desempeñado un papel esencial la caída de derrubios por acción de la gravedad, así como el desencadenamiento de desprendimientos rocosos (en ocasiones de grandes dimensiones), flujos de derrubios y otra serie de movimientos en masa rápidos. A su vez, la sucesiva circulación del agua saturada de carbonatos entre los fragmentos rocosos que componen los depósitos, se ha encargado de cementarlos (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2013). Frecuentemente, estas *gonfolitas* alcanzan espesores de varias decenas de metros y, generalmente, tienen un escarpe muy abrupto en su frente (fruto de la erosión posterior), el cual suele estar karstificado, por lo que en sus paredes abundan las cuevas, con espeleotemas en su interior (Figura 6).

Se trata de depósitos claramente anteriores a la Último Ciclo Glaciar del Pleistoceno pues algunas de las lenguas de hielo que descendieron por la terminación S y SE del Macizo del Cornión los han erosionado (ej: área del Vallejón de las Horcadas y de la Vega de Arestas), incorporando bloques de *gonfolita* dentro del *till*, e incluso han depositado material morrénico directamente sobre ellos; como ocurre en Las Vegas, donde una morrena lateral del máximo avance dentro de la Última Glaciación, generada por la lengua que descendió por la canal de Capozo hasta alcanzar prácticamente el nivel de Cares, descansa directamente sobre un depósito de *gonfolita* o en la propia Vega de Arestas, en la que un arco morrénico frontal reposa igualmente sobre *gonfolitas*. Mediante la técnica del U-Th CASTAÑÓN Y FROCHOSO (1996) obtuvieron una edad de 192.7 +31.9/-23.3 ka para la base torrencial de las *gonfolitas* del Alto Duje, demostrando su carácter preglaciar con respecto a la Última Glaciación. A su presencia en los enclaves del Macizo del Cornión ya citados, debemos añadir la localización de estos depósitos en Angón, al Norte de Caín, en la parte baja de las canales de Trea y Culiembru, en Prehueles, al Suroeste de Poncebos y en las inmediaciones de Camarmeña, entre otros puntos del Macizo Occidental de los Picos de Europa (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2013).

Fig. 6. Gonfolitas en Prehueles (encima de los Collaos, Ruta del Cares). Se observa en primer término la estructura del depósito, compuesto por bloques y cantos calcáreos de formas aristadas, sin ningún tipo de ordenación e intensamente cementados por calcita. Asimismo, en la imagen destaca nítidamente el abrupto escarpe característico de la porción distal de las gonfolitas, que, como se ha mencionado, suele contar con numerosas oquedades. Estas cuevas han sido aprovechadas históricamente como refugio del ganado, cerrándolas exteriormente con muros de piedra seca y llegando a levantar construcciones más complejas, como la cuadra que aparece en la fotografía.

En cambio, los depósitos cementados integrados por derrubios homométricos, angulosos y estratificados (la segunda *facies* de *gonfolita*), son menos frecuentes en el Macizo del Cornión. Estos últimos se sitúan a los pies de crestas y paredes rocosas, están incididos también en su frente y bordes laterales por la erosión reciente, y normalmente se hallan fosilizados en su parte proximal por canchales activos, denotando su carácter netamente heredado (Ruiz-Fernández, 2013). Sin embargo, su génesis es más reciente que en el caso de las *gonfolitas* formadas por clastos heterométricos sin ordenar, tal y como evidencia su posición estratigráfica a techo de las anteriores en el caso del Alto Duje (FROCHOSO Y CASTAÑÓN, 1986); su relación geométrica con la topografía actual, así como las dataciones de U-Th realizadas por CASTAÑÓN Y FROCHOSO (1996). Los citados autores han obtenido edades de 79.1 +7.3/-6.6 Ka y 55.4 +3.0/-3.0 Ka para las gravas que constituyen el tramo superior de las *gonfolitas* del Alto Duje. Se-

gún los mismos autores estas gravas tienen un origen periglaciar.

Por tanto, las publicaciones de FROCHOSO Y CASTAÑÓN (1986) y CASTAÑÓN Y FROCHOSO, (1996), junto al presente trabajo, han estudiado dos tipos de depósitos estratificados y cementados del área de los Picos de Europa muy similares desde el punto de vista sedimentológico, y separados por una distancia relativamente escasa (de apenas 9 km en línea recta), los cuales, sin embargo, han sido generados en contextos muy diferentes. Mientras que a los situados en la cabecera del valle del Duje, a altitudes superiores a 900 m, se les ha asignado un origen periglaciar y una antigüedad mucho mayor (FROCHOSO Y CASTAÑÓN, 1986; CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1996) (MIS-5 a MIS-3), los localizados en el área de Praón se desarrollan entre 205 y 410 m de altitud, y se han generado durante un dilatado periodo del Holoceno (MIS-1) con independencia de las condiciones climáticas; por lo que son otros factores los que explican la génesis de esta última generación de derrubios estratificados y cementados que, en este caso, no guarda relación directa con condiciones de tipo periglaciar. De hecho, según STEIJN (2011), relativamente pocos derrubios estratificados de vertiente parecen tener un origen totalmente periglaciar.

VI. CONCLUSIONES

Se han realizado dos dataciones radiocarbónicas a 4 y 1,7 m de profundidad aprovechando la existencia de restos orgánicos (gasterópodos) insertos en un depósito conformado por derrubios homométricos, estratificados y cementados en el área de Praón, en la baja montaña del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Los resultados cronológicos evidencian que, el proceso de formación de dichos derrubios, cuyo contexto geomorfológico y características sedimentológicas han sido establecidos previamente, se ha producido, al menos, entre el Holoceno inferior y el medio. Además, a partir de los análisis isotópicos efectuados, se han inferido las diferentes condiciones de precipitación del cemento carbonatado para las dos muestras estudiadas, las cuales en el caso de la muestra más antigua (10775 ± 325 años cal BP) habrían sido más frías, tal y como evidencia la importante caída del isótopo $\delta^{18}O_{PDB}$, que alcanza valores de -8,29 ‰, mientras la muestra más reciente (5175 ± 135 años cal BP) arroja un valor de $\delta^{18}O_{PDB}$ de -5.18 ‰, por lo que la cementación se habría producido en condiciones mucho más cálidas. A esto debemos añadir que, los datos del isótopo $\delta^{13}C$, indican una mayor actividad biológica en el momento de precipitación de esta segunda muestra.

La morfogénesis de estos depósitos de vertiente abarcaría gran parte del Holoceno, con independencia de la existencia de variaciones en las condiciones climáticas, no correspondiéndose por tanto, desde el punto cronológico, con la fase fría y seca (Tardiglaciar) a la que tradicionalmente han sido adscritos, de forma relativa, en las Montañas Cantábricas. Por el contrario, en su formación pueden estar involucrados distintos procesos, algunos de los cuales pueden desarrollarse bajo condiciones climáticas muy diversas, no necesariamente de frío extremo, ni exclusivas de ambientes periglaciares *sensu stricto*. De hecho, en el caso que nos ocupa, otros factores, como el estructural, el topográfico, así como la propia disolución kárstica, parecen haber sido más determinantes en la formación de los derrubios estudiados.

Los resultados obtenidos en el presente estudio abren la puerta a una nueva línea de investigación en la montaña asturiana, la cual tendría por objeto la determinación de las condiciones climáticas y/o ambientales en las que sedimentaron depósitos estratificados de vertiente como los estudiados en esta primera contribución. Con la intención de robustecer las conclusiones obtenidas en este primer estudio, las aportaciones futuras incorporarán nuevos *proxies*, como los registros polínicos. Con esta misma intención, los análisis, que en este caso se han realizado sobre un número limitado de muestras con el único fin de realizar un planteamiento inicial de la problemática, se extenderán a otras localizaciones, involucrando un mayor número de muestras y de dataciones absolutas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro de las actividades desarrolladas en el proyecto de investigación de excelencia con referencia CTM2016-77878-P, sufragado por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad del Gobierno de España. Los autores agradecen la ayuda del Dr. Antonio M. Álvarez-Valero en la interpretación de los resultados isotópicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALONSO, V. (1989) Glaciares rocosos fósiles en el área de Degaña-Leitariegos (Occidente de Asturias, Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), 9-15.

BROSCHE, K.U. (1978) Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 151, 131-161.

CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., VILLA, J., WILLENBRING, J.K. (2013) The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology* 196, 83-93.

CASTAÑÓN, J.C., FROCHOSO, M. (1994) El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica. En: *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 7,* Gómez-Ortiz, A., Simón, M., Salvador, F., Eds., Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada, 75-91.

CASTAÑÓN, J.C., FROCHOSO, M. (1996) Hugo Obermaier y el glaciarismo pleistoceno. En: *El hombre fósil 80 años después. Homenaje a H. Obermaier*, Moure, A., Ed., Universidad de Cantabria, Santander, 153-175.

CASTAÑÓN, J.C., FROCHOSO, M. (1998) La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, Gómez-Ortiz, A., Salvador, F., Schulte, L., García, A., Eds., Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.

CUFFEY, K.M., ALLEY, R.B., GROOTES, P.M., BOLZAN, J.M., ANADAKRISHNAN, S. (1994) Calibration of the d18O isotopic paleothermometer for central Greenland, using borehole temperatures. *Journal of Glaciology*, 40, 341-349.

DELMAS, M., GUNNELL, Y., BRAUCHER, R., CALVET, M. (2008) Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research* 69 (2), 231-241.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., CHENG, H., EDWARDS, R.L., WILLENBRING, J.K. (2013) Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports*, 3, 20-34.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. FAIRCHILD, I.J., BAKER, A., WANG, X., EDWARDS, R.L., CHENG, H. (2009) Oxygen isotope precipitation anomaly in the North Atlantic region during the 8.2 ka event. *Geology*, 37 (12), 1095-1098.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., WANG, X.F., CHENG, H., MARTÍN-CHIVELET, J., EDWARDS, R.L. (2008) A high-resolution late Holocene speleothem record from Kaite Cave, northern Spain: δ18O variability and possible causes. *Quaternary International*, 187, 40-51.

EHLERS, J., ASTAKHOV, V., GIBBARD, P.L., MANGERUD, J., SVENDSEN, J.I. (2006) Late Pleistocene glaciations in Europe. En: *Encyclopaedia of Quaternary Science*, Elias, S.A., Ed., Elsevier, Amsterdam, 1085-1095.

ELLISON, C.R.W., CHAPMAN, M.R., HALL, I.R. (2006) Surface and deep ocean interactions during the cold event 8200 years ago. *Science*, 312, 1929-1932.

FROCHOSO, M., CASTAÑÓN, J.C. (1986) La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW España). *Ería*, 11, 193-209.

FROCHOSO, M., GONZÁLEZ-PELLEJERO, R., ALLENDE, F. (2013) Pleistocene glacial morphology and timing of last glacial cycle in Cantabrian mountains (Northern Spain): new chronological data from the Asón area. *Central European Journal of Geosciences*, 5, 12-27.

GALLINAR, D., RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE, M.A., FERNÁNDEZ, A., GARCÍA, C., BEATO, S., MARINO, J.L. (2014) Morfología y evolución glaciar en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. En: *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, Schnabel, S., Gómez, A., Eds., Sociedad Española de Geomorfología, Cáceres, 543-546.

GARCÍA DE CELIS, A. (1991) Los glaciares rocosos de la Sierra del Suspirón (León). *Polígonos, Revista de Geografía*, 1, 9-20.

GARCÍA DE CELIS, A. (1997) *El relieve de la Montaña Occidental de León.* Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valladolid, Valladolid, 290 p.

GARCÍA DE CELIS, A. (2002) Formas periglaciares relictas en la Sierra de Suspirón (Cordillera Cantábrica, León): campos de bloques. En: *Periglaciarsimo en Montaña y altas latitudes*, Serrano E, García de Celis, A., Eds., Universidad de Valladolid, Valladolid, 37-52.

GARCÍA-RUIZ, J.M., MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B., MARTÍ-BONO, C. (2010) La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del Sur de Europa. Una Revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.

GARCÍA-RUIZ, J.M., PALACIOS, D., DE ANDRÉS, N., VALERO-GARCÉS, B.L., LÓPEZ-MORENO, J.I., SANJUÁN, Y. (2014) Holocene and 'Little ice age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene,* 24 (11), 1439-1452.

GARCÍA-RUIZ, J.M., VALERO-GARCÉS, B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., LORENTE, A., MARTÍ-BONO, C.,

BEGUERÍA, S., EDWARDS, L. (2001) Stratified scree in the Central Spanish Pyrenees: palaeoenvironmental implications. *Permafrost and Periglacial Processes,* 12 (3), 233-242.

GARCÍA-RUIZ, J.M., VALERO-GARCÉS, B., MARTÍ-BONO, C., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P. (2003) Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.

GÓMEZ-ORTIZ, A., PALACIOS, D., PALADE, B., VÁZQUEZ-SELEM, L., SALVADOR-FRANCH, F. (2012) The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.

GÓMEZ-VILLAR, A., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R.B., REDONDO-VEGA, J.M., SANTOS-GONZÁLEZ, J. (2011) Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 49-80.

GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R.B. (2002) *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León, León, 267 p.

GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2007) *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa, con Mapa geomorfológico E. 1:25.000*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 p.

GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., SERRANO, E. (2010) La nieve en los Picos de Europa. *Cuadernos de Investigación Geográfica,* 36 (2), 61-84.

GUTIÉRREZ-CLAVEROL, M., LUQUE-CABAL, C. (2000) *La minería en los Picos de Europa*. Noega, Oviedo, 303 p.

HALD, M., KORSUM, S. (2008) The 8200 cal. yr BP event reflected in the Artic fjord, Van Mijenfjorden, Svalbard. *The Holocene,* 18, 981-990.

JIMÉNEZ, M., FARIAS, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta* 15, 93-101.

JIMÉNEZ, M., RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., GARCÍA-RUIZ, J.M., DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J., FARIAS, P., VALERO-GARCÉS, B., MORENO, A., RICO, M., VALCÁRCEL, M. (2013) A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology* 196, 50-64.

JOLY, F. (1997) *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Armand Colin, París, 325 p.

JULIVERT, M., NAVARRO, D. (1984) *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja de Beleño* (nº 55, 15-05). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 47 p. y mapa desplegable.

MAIRE, R. (1990) *La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats.* Karstologia-Mémories, 3, Association Française de karstologie y Fédération Française de Spéléologie, La Ravoire, 731 p.

MARCO MOLINA, J.A. (2000) Derrubios estratificados en la Sierra de Aitana, Alicante (España). *Ería*, 51, 79-92.

MARCO MOLINA, J.A., GIMÉNEZ FONT. P., PADILLA BLANCO, A. (2018) Procesos de clima frío en el ex-

tremo NE peninsular de la Cordillera Bética. Revisión y síntesis de investigaciones previas. Cuaternario y Geomorfología, 32 (3-4), 39-56.

MARCOS, A. (1967) Estudio geológico del reborde NO de Los Picos de Europa (Región de Onís – Cabrales, Cordillera Cantábrica). Trabajos de Geología 1, 39-46.

MARSHALL, J.D., LANG, B., CROWLEY, S.F., WEEDON, G.P., VAN CALSTEREN, P., FISHER, E.H., HOLME, R., HOLMES, J.A., JONES, R.T., BEDFORD, A., BROOKS, S.J., BLOEMENDAL, J., KIRIAKOULAKIS, K., BALL, J.D. (2007) Terrestrial impact of abrupt changes in the North Atlantic thermohaline circulation: Early Holocene, UK. *Geology*, 35, 639-642.

MARTÍN-CHIVELET, J., MUÑOZ-GARCÍA, M.B. (2015) Estratigrafía de isótopos de oxígeno y la reconstrucción de los cambios climáticos del pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23 (2), 160-170.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1981) El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). *Trabajos de Geología,* 11, 95-127.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1984*) Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja de Carreña* – Cabrales (nº 56, 16-05). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 45 p. y mapa desplegable.

MERINO-TOMÉ, O. (2004) *Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonosedimentaria de las sucesiones estefanienses de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, Salamanca, 295 p.

MORENO, A., LÓPEZ-MERINO, L., LEIRA, M., MARCO-BARBA, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B. L., LÓPEZ-SÁEZ, J. A., SANTOS, L., MATA, P., ITO, E. (2011) Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46, 327-349.

MUÑOZ-JIMÉNEZ, J. (1982) Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: *Geografía de Asturias. Tomo I*, Quirós, F., Dir., Ayalga Ediciones, Salinas, 1-271.

NAVARRO, D., LEYVA, F., VILLA, E. (1986) Cambios laterales de facies en el Carbonífero del Oriente de Asturias (Cordillera Cantábrica, Norte de España), *Trabajos de Geología* 16, 87-102.

NICOD, J. (1972) *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France, París, 244 p.

OBERMAIER, H. (1914) *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa,* Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, 41 p.

OLIVA, M., SERRANO, E., GOMEZ-ORTIZ, A., GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, M.J., NIEUWENDAM, A., PALACIOS, D., PÉREZ-ALBERTI, A., PELLITERO-ONDICOL, R., RUIZ-FERNÁNDEZ, J., VALCÁRCEL M., VIEIRA, G., ANTONIADES, D. (2016) Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 137, 176-199.

OZOUF, J.C., COUTARD, J.P., LAUTRIDOU J.P. (1995) Grèzes, grèzes litées: Historique des définitions. *Permafrost and Periglacial Processes,* 6 (2), 85-87.

PALACIOS, D., ANDRÉS, N., MARCOS, J., VÁZQUEZ-SELEM, L. (2012) Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology* 177-178, 51-61.

PALACIOS, D., GÓMEZ-ORTIZ, A., DE ANDRÉS, N., VÁZQUEZ-SELEM, L., SALVADOR-FRANCH, F., OLIVA, M. (2015) Maximum extent of late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology* 231, 116-129.

PALACIOS, D., MARCOS, J., VÁZQUEZ-SELEM, L. (2011) Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International,* 233, 16-26.

PELLITERO, R. (2012) *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina.* Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Valladolid, Valladolid, 1085 p.

PELLITERO, R. (2013) Evolución finicuaternaria del glaciarismo en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternario y Geomorfología,* 27 (1-2), 71-90.

PELLITERO, R., SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2011) Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica,* 37 (2), 119-144.

PISABARRO, A., PELLITERO, R., SERRANO, E., GÓMEZ-LENDE, M., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2017) Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623-636.

RAILSBACK L.B., LIANG, F., VIDAL ROMANÍ, J.R., GRANDAL-D'ANGLADE, A., VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M., SANTOS FIDALGO, L., FERNÁNDEZ MOSQUERA, D., CHENG, H., EDWARDS, R.L. (2011) Petrographic and isotopic evidence for Holocene long-term climate change and shorter-term environmental shifts from a stalagmite from the Serra do Courel of northwestern Spain, and implications for climatic history across Europe and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 172.184.

REDONDO-VEGA, J.M., GÓMEZ-VILLAR, A., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R.B. (2004) Localización y caracterización morfométrica de los glaciares rocosos relictos de la Sierra de Gistredo (Montaña Cantábrica, León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 35-60.

RODRÍGUEZ-PÉREZ, C. (1995) Estudio geomorfológico del Puerto de San Isidro. *Ería*, 36, 63-87.

RODRÍGUEZ-PÉREZ, C. (1998) Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias). *Ería*, 46, 131-147.

RODRÍGUEZ-PÉREZ, C. (2015) *El relieve de la Montaña Central Asturiana: la Sierra de Sobia y el Macizo de Somiedo*. Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 178 p.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., JIMÉNEZ, M., DOMÍNGUEZ, M.J., ARANBURU, A. (2015) Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Moun-

tains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). *Quaternary International*, 364, 6-21.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J., ARANBURU, A., (2014a) Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42ºN/7-2ºW). *Quaternary International*, 364, 6-21.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J., RICO, M.T., VALERO-GARCÉS, B. (2011) Last deglaciation in northwestern Spain: new chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region. *Geomorphology* 135, 48-65.

RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J., RINTERKNECHT, V., PALLÁS, R., BOURLÉS, D., VALERO-GARCÉS, B. (2014b) A multiple dating-method approach applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83, 1-10.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2006a) *El paisaje natural de la Sierra de Juan Robre y Jana (Oriente de Asturias)*. Real Instituto de Estudios Asturianos, Oviedo, 191 p.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2006b) *El paisaje vegetal de la Sierra de Juan Robre y Jana (Oriente de Asturias)*. Estudios Geográficos, LXVII, 260, 141-168.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2011) Geomorphological map of an Atlantic mid-height mountain area: the Juan Robre and Jana Ridge (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps,* 7 (1), 260-272.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2013) *Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, Oviedo, 314 p.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2015) Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 68, 581-587.

Ruiz-Fernández, J., González-Trueba, J.J., Poblete, M.A. (2008) La montaña media cabraliega". En: *De Castilla al Mar. La naturaleza del paisaje en la Montaña Cantábrica*, Ruiz Flaño, P., Serrano, E., Poblete, M.A., Ruiz-Fernández, J., Eds., Asociación de Geógrafos Españoles – Universidad de Valladolid – Universidad de Oviedo, Valladolid, 99-124.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., OLIVA, M., CRUCES, A., LOPES, V., FREITAS, M.C., ANDRADE, C., GARCÍA-HERNÁNDEZ, C., LÓPEZ-SÁEZ, J.A., GERALDES, M. (2016) Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 138, 87-104.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., OLIVA, M., HRBÁČEK, F., VIEIRA, G., GARCÍA-HERNÁNDEZ, C. (2017) Soil temperatures in an Atlantic high mountain environment: The Forcadona buried ice patch (Picos de Europa, NW Spain). *Catena*, 149, 637-647.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE, M.A., GARCÍA, C. (2014) Características morfoclimáticas y procesos y formas periglaciares actuales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En: *Avances, métodos y*

técnicas en el estudio del periglaciarismo, Gómez-Ortiz A., Salvador F., Oliva M., Salvà, M., Eds., Universidad de Barcelona, Barcelona, 91-103.

RUNDEL, P.W., EHLERINGER, J.R., NAGY K.A. (1989) *Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer Verlag, New York, 525 p.

SANJURJO, J., FERNÁNDEZ, D., VIDAL ROMANÍ, J.R. (2009) Assessing the age-weathering correspondence of cosmogenic 21Ne dated Pleistocene surfaces by the Schmidt Hammer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1121-1125.

SÁNCHEZ, L., TRUYOLS, J. (1983) El Carbonífero de la Región de Picos de Europa. En: *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero,* Martínez Díaz, C., Ed., Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid, 106-115.

SANTOS-GONZÁLEZ, J. (2010) *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, Provincia de León (Cordillera Cantábrica*). Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Geografía y Geología de la Universidad de León, León, 689 p.

SANTOS-GONZÁLEZ, J., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R.B., GÓMEZ-VILLAR, A., REDONDO-VEGA, J.M. (2009) Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, 87, 35-44.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2004) Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa –Cantabria–). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4), 73-88.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., GONZÁLEZ-GARCÍA, M. (2012) Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research,* 78, 303-314.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., PELLITERO, R., GONZÁLEZ-GARCÍA, M., GÓMEZ, M. (2013) Quaternary glacial evolution in the Cantabrian mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82.

STEIJN, H.V. (2011) Stratified slope deposits: periglacial and other processes involved. *Geological Society of London, Special Publications*, 354, 213-226.

STEIJN, H.V., BERTRAN P., FRANCOU B., TEXIER J.P., HÉTU, B. (1995) Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: Review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (2), 125-146.

VIDAL ROMANÍ, J.R., FERNÁNDEZ MOSQUERA, D. (1999) Cronología glaciar pleistocena de la Serra de Gerês, (Norte de Portugal). *Estudos Do Quaternário* 2, 57-64.

VIDAL ROMANÍ, J.R., FERNÁNDEZ MOSQUERA, D., MARTÍ, K., DE BRUM FERREIRA, A. (1999) Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 24, 7-29.

VON GRAFENSTEIN, U., ERLENKEUSER, H., MÜLLER, J., JOUZEL, J., JOHNSEN, S. (1998) The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.

WAGNER, R.H. (1967) Apuntes sobre las floras de la zona de Gamonedo – Cabrales en la parte oriental de Asturias. *Trabajos de Geología* 1, 47-58.

WILLIAMS, R.S., FERRIGNO, J.G. (2012) *State of the Earth's cryosphere at the beginning of the 21st century–Glaciers, global snow cover, floating ice, and permafrost and periglacial environments.* U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-A, 546 p.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 47 - 58 ISSN: 0213-4497

Niveles de Cd, Cr, Ni y Pb extraídos mediante Mehilich-3 y DTPA en un suelo agrícola sobre sedimentos cuaternarios

Levels of Cd, Cr, Ni y Pb in a agricultural soil over quaternary sediments extracted by Mehilich-3 and DTPA.

GARCÍA-TOMILLO, A.[1*], DAFONTE DAFONTE, J.[2], PAZ-GONZÁLEZ, A.[1]

[1] Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA) - Facultad de Ciencias, grupo AQUATERRA, Universidade da Coruña. Campus Elviña As Carballeiras s/n 15071 A Coruña (España).
[2] Departamento de Ingeniería Agroforestal, Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidade de Santiago de Compostela, Campus de Lugo, 27002 Lugo (España).
*Contacto: aitor.garcia.tomillo@udc.es

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5812
enviado: 2/1/2019 aceptado 23/10/2019

Abstract

The aim of this study was to determine the concentrations of extractable Cd, Cr, Ni and Pb in soils samples from a 10 ha grassland field at Castro Ribeira de Lea, Lugo (Spain). Eighty soil samples were collected at two layers of the A horizon, from 0 to 20 cm depth and from 20 cm to a variable depth defined by the boundary of the studied surface horizon, which ranged from 25 to 48 cm. Extractions of the studied elements were performed using two

different solutions: Mehlich-3 and DTPA. The Mehlich-3 solution extracted higher concentrations for all the four heavy metals of interest at the two soil depths analyzed. The highest concentration recorded was for $Pb_{Mehlich-3}$ (3.54 $mg \cdot kg^{-1}$ at 0 - 20cm and 2.67 $mg \cdot kg^{-1}$ at >20cm depths). However, mean Ni, Cr, and Cd concentrations extracted with Mehlich 3 were not higher than 0,30 $mg \cdot kg^{-1}$, while concentrations extracted with DTPA still were smaller, below 0.16 $mg \cdot kg^{-1}$- The strongest correlations between extractable concentrations of heavy metals and soil general properties were Ni_{DTPA} - pH; $Ni_{Mehlich-3}$ - pH at >20 cm and 0-20 respectively; Ni_{DTPA} - Clay at 0-20cm, $Cr_{Mehlich-3}$ and $Cd_{Mehlich-3}$ - OM at 0-20 cm. Correlations with soil pH were negative, showing increasing extractability with increasing soil acidity. This notwithstanding, in our study case, the concentrations of heavy metals in the studied soil under grassland were far from levels, which are considered could be hazardous for agricultural soils. Thus, the results obtained suggest that the agricultural management (fertilizers, pesticides, etc) was appropriate in this area.

Key Words: Topsoil, Agricultural Soils, Heavy Metal Concentration, Contamination Levels.

Resumen

El objetivo de este estudio fue determinar las concentraciones de Cd, Cr, Ni y Pb extraíbles en un suelo de pradera de 10 ha en Castro Ribeira de Lea, Lugo (España). Se recogieron 80 muestras de suelo en dos capas del horizonte A, de 0 a 20 cm de profundidad y desde 20 cm hasta el límite del horizonte estudiado; que presentó un rango de 25 a 48 cm. Las extracciones se realizaron mediante dos soluciones: Mehlich-3 y DTPA. La solución Mehlich-3 extrajo concentraciones más altas para los cuatro metales pesados en las dos profundidades del suelo muestreadas. La mayor concentración obtenida fue el PbMehlich-3 (3,54 mg·kg-1 a 0-20 cm y 2,67 mg·kg-1 a > 20 cm). Las concentraciones medias de Ni, Cr y Cd extraídas con Mehlich-3 no fueron superiores a 0,30 mg·kg-1, en tanto que las concentraciones extraídas con DTPA fueron incluso menores, siendo inferiores a 0,16 mg·kg-1. Las correlaciones más fuertes entre los metales pesados y propiedades generales del suelo fueron NiDTPA - pH; NiMehlich-3 - pH a >20 cm y 0-20 respectivamente; NiDTPA- Arcilla a 0-20 cm, CrMehlich-3 y CdMehlich-3 - MO a 0-20 cm. Las correlaciones de los metales pesados con el pH del suelo fueron negativas, obteniéndose mayores concentraciones al aumentar la acidez del suelo. Si bien, las concentraciones de metales pesados registrados en la pradera estudiada están por debajo de los niveles considerados peligrosos para suelos agrícolas. Por lo tanto, los resultados obtenidos sugieren que las actividades agrícolas (fertilización, uso de pesticidas, etc.) fueron adecuadas en este área.

Palabras clave: Horizonte Superficial, Suelos de Uso Agrícola, Concentración de Metales Pesados, Umbrales de Contaminación.

INTRODUCCIÓN

Los *elementos traza* y los metales pesados en particular, están presentes en relativamente bajas concentraciones (< $mg \cdot kg^{-1}$) en la corteza terrestre, los suelos y las plantas. Si bien, algunos de ellos son esenciales para el crecimiento y desarrollo de plantas y animales aunque también pueden resultar tóxicos si se superan ciertos umbrales. La presencia de concentraciones nocivas en los suelos es una degradación denominada contaminación. Los *elementos traza* en los suelos pueden ser de origen geogénico o antropogénico. Los *elementos traza* proceden de forma natural de pueden la roca madre, de la actividad volcánica, o bien de la lixiviación de mineralizaciones, relacionados por lo tanto geoquímicamente con el material de partida (LEE et al., 1997). Los *elementos traza* antropogénicos derivan de residuos peligrosos, procedentes de actividades industriales (las áreas altamente industrializadas producen residuos de As, Cd, Cr, Hg, Fe, Ni, Pb y Zn) minería, residuos sólidos urbanos e actividades agrícolas (riego, fertilizantes inorgánicos, pesticidas, estiércol, enmiendas calizas y, sobre todo, lodos residuales de depuradoras). Estos elementos han visto han visto incrementar sus niveles en el suelo a lo largo del siglo XX debido a la acción humana (WHITE, 2000). En general sus concentraciones en el suelo están influenciadas por varios factores: material origen, contenido de materia orgánica, mineralogía, edad del suelo, drenaje, vegetación, entre otros (LEE et al., 1997). La peligrosidad de los contaminantes en los suelos viene dada no sólo por su concentración total, sino especialmente por su disponibilidad. La movilidad de los *elementos traza* depende de su especiación, y también está afectada por diversos parámetros geoedáficos como el pH, textura, tipo de arcillas presentes en el suelo, materia orgánica, capacidad de cambio, condiciones redox y salinidad (HUERTOS y BAENA, 2001). La EPA (US Environmental Protection Agency) incluye en la lista de contaminantes prioritarios los siguientes 13 *elementos traza*: antimonio, arsénico, berilio, cadmio, cromo, cobre, mercurio, níquel, plata, plomo, selenio, talio y zinc. Los elementos químicos del suelo se comportan de forma distinta en las áreas de cultivo, existen diferentes factores que lo provocan, siendo el manejo agrícola uno de los destacables. El conocimiento de la variación de los elementos químicos es esencial para el estudio y correcto manejo del suelo agrícola. El objetivo de este estudio es llevar a cabo un estudio estadístico preliminar de los metales pesados **Cd, Cr, Ni y Pb** de una parcela dedicada a pradera.

MATERIAL Y MÉTODOS

Parcela Experimental

La parcela experimental en la que se llevó a cabo el muestreo tiene una superficie de 10 Ha, y está localizada en la finca experimental Gayoso-Castro, en Castro Riberas de Lea, Lugo, España (Figura 1a). Las coordenadas geográficas son latitud 43º 16´14´´N y longitud 7º 49´20´´ W, con una elevación media de 403 m y una pendiente del 1%. El clima del área de estudio según la clasificación de Köppen es del tipo Csb, clima de transición entre Atlántico y Mediterráneo. Un clima templado-cálido con una estación seca en verano (CASTELAO y DÍAZ FIERROS, 1992). El suelo del área experimental está desarrollado sobre materiales del Cuaternario, ricos en gravas; con una potencia variable de 1,5 m a 2 m. Por

debajo de estos sedimentos materiales arcillosos del Terciario. El suelo del área de estudio tiene un perfil con horizontes Ap-Bw-Btg y presenta características hidromórficas generalizada. Este suelo ha sido clasificado como un Fluvisol úmbrico de acuerdo con la FAO (CASTELAO y DÍAZ FIERROS, 1992). En cuanto a la textura del suelo de las 80 muestras tomadas a profundidad de 0-20 cm 37 resultaron franca y 43 franco-arenosa;en cuanto que para las 80 muestras a profundidad >20 cm, 28 son franca y 42 franco-arenosa. Presenta un pH de 4,40 con un contenido medio de materia orgánica de 65,35 $kg \cdot ha^{-1}$ en el Horizonte A. El uso de esta parcela durante los 5 años previos al muestreo ha sido como pradera, anteriormente había sido dedicada a cereal. En febrero-marzo se fertiliza con N-P-K (8-24-16) con una dosis anual de 450 $kg \cdot ha^{-1}$ y en octubre recibe una enmienda caliza de 3.500 $kg \cdot ha^{-1}$.

Red de muestreo

De acuerdo con las tendencia actuales, se empleó un modelo para optimizar puntos de muestreo a partir de distintas variables, aunque suele utilizarse con frecuencia laconductividad eléctrica del suelo (CE_a). La CE_a fue determinada mediante un equipo de inducción electromagnética EM38-DD (GEONICS LIMITED, 2005).El aparato está compuesto por dos unidades de lectura, una en la posición horizontal (CE_aH) y otra en la posición vertical (CE_aV), cuya curva de respuesta relativa demuestra una mayor sensibilidad del aparato hasta 0,4 m en el dipolo horizontal y de 1,5 m en el dipolo vertical (McNEILL, 1980; GEONICS LIMITED, 2005). Se tomaron en total 9.581 medidas de CE_a en continuo a lo largo de un transecto de 370,36 m corrigiéndose la deriva considerándola lineal con el tiempo.Utilizando los valores de CE_a, mediante el software ESAP 2.35 (Electrical Conductivity or Salinity, Sampling, Assessment and Prediction) (LESCH et al., 2000) se determinaron los 80 puntos de muestreo optimizado de la parcela (Figura 1b) en los cualesfueron muestreados los metales pesados.El software ESAP-RSSD permite la determinación de 6, 12 y 20 nuevos puntos de muestreo optimizados. De esta manera, el área de estudio fue dividida en 4 sub-áreas escogiendo el software ESAP-RSSD 20 puntos de de cada una para lograr los 80 puntos de muestreo deseados. Una vez determinados los puntos optimizados de muestreo, se tomaron 80 muestras de suelo 0 a 20 cm y otras 80 de >20 cm en el Horizonte A para su posterior análisis químico y determinación de los metales pesados. La profundidad del horizonte A presenta gran variabilidad; de las 80 muestras tomadas a profundidad >20 cm: 12 de ellas llegaron a una profundidad de 40-48 cm, 39 de 34-39 cm, 21 de 30-33 cm y 8 de 25,5-29,5 cm.

Análisis Químico

El análisis de los metales pesados (Cd, Cr, Ni y Pb) se llevó a cabo mediante dos tipos de extracción; la solución ácida Mehlich-3 y con el agente quelante DTPA (CARIDAD CANCELA et al., 2002; VIDAL VÁZQUEZ et al., 2006) .

Mehlich-3

La extracción y determinación de los metales pesados por este procedimiento es aplicable en un amplio rango de pH, de ácido a básico (SPAC, 1992). Para preparar dicha solución (MEHLICH, 1984) se emplearon como reactivos el nitrato amónico (NH4NO3), el fluoruro de amonio (NH4F), el ácido nítrico (HNO3), el ácido acético glacial (CH3COOH) y el ácido etilenodiaminotetraacético (EDTA). Los metalesfue-

ron extraídos por medio del NH4 y del agente quelante EDTA.

DTPA

El método DTPA (ácido dietilenotriaminopentaacético) está entre los más eficaces para evaluar la disponibilidad de los metales pesados en muestras de suelos debido a que resulta un método económico, reproducible, fácilmente adaptable a las operaciones rutinarias del laboratorio y, además de ello, los procedimientos para la preparación y extracción de las muestras están estandarizados (SOLTANPOUR et al., 1976). El principio del método usando la solución de DTPA pH 7.3 desarrollado por LINDSAY y NORWELL (1978), es la complejación de los metales. El agente quelante reacciona con los iones libres de los metales en solución, formando complejos solubles, lo que resulta en una reducción de la actividad de los metales libres en solución. En respuesta, los iones son desorbidos de la superficie del suelo o se disuelven de la fase sólida para reabastecer a la solución del suelo.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla 1 se muestra la estadística correspondiente a las 80 muestras de los metales pesados estudiados extraídos mediante el reactivo Mehlich-3 y por el DTPA para las profundidades Horizonte A , 0-20 cm y >20 cm.

A la profundidad 0-20 cm ,el Cd presenta unos coeficientes de variación similares para las dos extracciones, 25,70% para el Mehlich-3 y 24,30% para DTPA (Tabla 1). El Cr presenta valores más dispares comparando las dos extracciones; un coeficiente de variación de 28,80% para Mehlich-3, mientras que en la extracción por DTPA presenta un coeficiente de variación de 135%, siendo este el más alto de todos los metales pesados estudiados. El Ni es elemento que tiene menores coeficientes de variación, 21,95% para la extracción con Mehlich-3 y 24,41% en la extracción mediante DTPA (Tabla 1). Por último el Pb tiene unos coeficientes de variación de 25,85% para Mehlich-3 y 37,23% para DTPA. El orden creciente de los coeficientes de variación sería el siguiente: Extracción por Mehlich-3: Ni<Cd<Pb<Cr, extracción por DTPA: Cd<Ni<Pb<Cr. A la profundidad >20 cm, el Cd presenta unos coeficientes de variación similares para las dos extracciones y también a las obtenidas en la profundidad 0-20 cm; 21% para el Mehlich-3 y 26,17% para DTPA. El Cr se comporta como en la profundidad 0-20 cm con valores muy distintos comparando las dos extracciones; un CV de 25,36% para Mehlich-3, mientras que en la extracción por DTPA presenta un CV de 142,24%. El Ni tiene un CV de 23,76% en el caso de la extracción de Mehlich-3 y de 31,04% en el obtenido por DTPA (Tabla 1). Se comporta de manera similar a como lo hacía el Ni en la profundidad 0-20 cm. El Pb tiene unos coeficientes de variación superiores de 36% para Pb obtenido por Mehlich-3 y de 28,56% para la extracción por DTPA; en este caso el coeficiente de variación de la extracción por Mehlich-3 aumenta considerablemente en profundidad (de 25,85% a 0-20 cm y 36% a la profundidad <20 cm) y por el contrario disminuye de manera notable (de 37,23% a 0-20 cm a 28,59 a <20 cm) en el Pb extraído mediante DTPA. El orden creciente de los coeficientes de variación sería el siguiente: Extracción por Mehlich-3: Cd<Ni<Cr<Pb, extracción por DTPA: Cd<Ni<Pb<Cr. Los coeficientes de variación pueden darnos una primera aproximación de la variabilidad de los datos, de acuerdo a lo establecido por

GOMES (1984) y CAMBARDELLA et al. (1994) podemos considerar una variabilidad media para el caso del Cd, Ni y Pb, mientras que el Cr presenta una alta variabilidad.

Mediante la extracción por Mehlich-3 las cantidades obtenidas son mayores para los cuatro metales que las cantidades obtenidas por DTPA. Esto se atribuye al hecho de que la solución Mehlich-3 contiene compuestos de naturaleza ácida así como un quelato, por lo que debería ser capaz de solubilizar una mayor cantidad de metales, dado que extrae no solo las formas más solubles sino las retenidas con más energía en los coloides del suelo. Las concentraciones de Cd varían en cierta medida en función del método de extracción, a la profundidad 0-20 cm, el Cd presenta un contenido medio 0,06 $mg \cdot kg^{-1}$ extraído con Mehlich-3 y 0,04 $mg \cdot kg^{-1}$ extraído con DTPA, siendo los intervalos entre 0,03 - 0,09 $mg \cdot kg^{-1}$ en la extracción por Mehlich-3 y entre 0,02 - 0,07 $mg \cdot kg^{-1}$ en la extracción por DTPA. Si tenemos en cuanta los datos obtenidos a profundidad >20 cm se observa que el $Cd_{Mehlich-3}$ tiene una concentración media de 0,05 $mg \cdot kg^{-1}$con un rango de entre 0,03 - 0,09 $mg \cdot kg^{-1}$; mientras que el Cd_{DTPA}presenta una concentración media de 0,03 $mg \cdot kg^{-1}$ siendo el intervalo entre 0,01-0,05 $mg \cdot kg^{-1}$. Los niveles de Cd pueden considerarse adecuados para el suelo agrícola, BOWIE y THORNTON (1985) consideran valores anómalos de Cd los que se sitúan por encima de 30 $mg \cdot kg^{-1}$, si bien para suelos agrícolas con pH inferior a 7, el valor máximo aceptado sería de 2 $mg \cdot kg^{-1}$ (AGUILAR et al., 1999) dado que en suelos de pH 4,5 - 5,5 es donde el Cd tiene una mayor movilidad (KABATA PENDIAS, 2011).

A la profundidad 0-20 cm, el $Cr_{Mehlich-3}$posee un valor medio de 0,33 $mg \cdot kg^{-1}$, oscilando entre 0,19 - 0,59 $mg \cdot kg^{-1}$; y en el caso del Cr_{DTPA}, el valor medio es de 0,04 $mg \cdot kg^{-1}$, sin embargo presenta unamplio rango, 0,01-0,27 $mg \cdot kg^{-1}$. En la profundidad >20 cm, el $Cr_{Mehlich-3}$ presenta una concentración media de 0,52 $mg \cdot kg^{-1}$oscilando las concentraciones entre de 0,05 - 0,95 $mg \cdot kg^{-1}$. En el caso de la extracción por DTPA la concentración media es 0,031 $mg \cdot kg^{-1}$,también con un amplísimo rango (como sucedía en la profundidad 0-20 cm), entre 0,01- 0,23$mg \cdot kg^{-1}$. En el caso del Cr se hace patente que el extractor Mehlich-3 ha sido capaz de obtener una cantidad considerablemente mayor de Cr que el DTPA, por las razones anteriormente comentadas. De acuerdo con AGUILAR et al. 1999, se puede considerar que la parcela objeto de estudio no está en riesgo como suelo agrícola, puesto que el Cr extraído se sitúa por debajo del umbral de 100 $mg \cdot kg^{-1}$ recomendado.

En la profundidad 0-20 cm se encontró que el $Ni_{Mehlich-3}$muestra unas concentraciones medias de 0,30 $mg \cdot kg^{-1}$ y un intervalo de 0,16-0,56 $mg \cdot kg^{-1}$; mientras que el Ni_{DTPA} presentó una valor medio de 0,16 $mg \cdot kg^{-1}$ y un intervalo de 0,07 - 0,26 $mg \cdot kg^{-1}$. A la profundidad>20 cm los valores obtenidos son muy similares, el $Ni_{Mehlich-3}$ con un valor medio de 0,30 $mg \cdot kg^{-1}$ y un intervalo de 0,16-0,59 $mg \cdot kg^{-1}$ y el Ni_{DTPA} un valor medio de 0,15 y un intervalo de 0,06-0,32 $mg \cdot kg^{-1}$. Estos valores están por debajo a los recomendados para suelos agrícolas (AGUILAR et al., 1999, KABATA PENDIAS, 2011). El factor que más afecta al comportamiento del Ni en el suelo es el pH, siendo el contenido en arcilla, Fe y Mn secundarios (MA y HOODA, 2010). Así, la movilidad del Ni en suelo se ve incrementada cuando el pH y la Capacidad de Intercambio Catiónico disminuyen (Mc GRATH, 1995). En el caso de la parcela de estudio, aunque el pH es muy áci-

do, los bajos niveles de Ni hacen que su toxicidad no presente un riesgo para las plantas.

El Pb fue el metal pesado extraído en mayor cantidad en la parcela objeto de estudio.A la profundidad 0-20 cm presentó una concentración media de $Pb_{Mehlich-3}$ de 3,54 $mg \cdot kg^{-1}$con un intervalo 1,73 - 7,29 $mg \cdot kg^{-1}$y concentración media de Pb_{DTPA} de 2,23 $mg \cdot kg^{-1}$ con un intervalo de 1,43 - 7,75 $mg \cdot kg^{-1}$. Las concentraciones medias de Pb a la profundidad >20 cm fueron 2,67 $mg \cdot kg^{-1}$ y un intervalo de 1,02 - 4,67 $mg \cdot kg^{-1}$ en el caso del $Pb_{Mehlich-3}$ y una concentración media de 2,33 $mg \cdot kg^{-1}$ con un intervalo de 1,36 - 4,34 $mg \cdot kg^{-1}$. KABATA PENDIAS (2011) señala la complejidad de conocer el nivel de Pb tóxico para las plantas debido a la dificultad de conocer el Pb disponible para las mismas, indicando niveles que otro autores como han considerado peligrosos,70 $mg \cdot kg^{-1}$ para DAVIES (1977) o 60 $mg \cdot kg^{-1}$ para JIN et al. (2005). AGUILAR et al. (1999) sugieren que para pH menores de 7 la concentración máxima admitida es de 100 $mg \cdot kg^{-1}$ en suelos dedicados a la agricultura. Para cualquiera de los casos las concentraciones obtenidas en la parcela estudiada no se considerarían tóxicas.

Las correlaciones de los metales pesados con las propiedades generales a la profundidad 0-20 cm, se muestran en la Tabla 2 siendo más numerosas las correlaciones en el caso de los metales pesados extraídos mediante Mehlich-3.

El $Cd_{Mehlich-3}$ presenta dos correlaciones lineales altamente significativas y de sentido negativo, con el pH y la materia orgánica (MO), con unos coeficientes de correlación r=-0,37 y r=-0,42 respectivamente. Además el $Cd_{Mehlich-3}$ presenta otras dos correlaciones significativas, negativas y débiles con la arena (r=-0,12) y significativa positiva con la arcilla con (r=0,25). El Cd_{DTPA}, tiene tres correlaciones lineales con las propiedades generales, siendo estas significativas, y débiles; de signo negativo con la materia orgánica y la arena (r=-0,23 y r=-0,22, respectivamente) y otra de signo positivo con la arcilla, con un coeficiente de correlación r=0,29. Las correlaciones positivas con la arcillas en ambas extracciones va en consonancia con lo que señala KABATA PENDIAS (2011) donde la textura es un factor de importante influencia en el contenido de Cd en el suelo, de forma que el Cd aumenta cuando lo hace el contenido de arcilla, y además la absorción por parte de las arcillas es el proceso dominante en la fijación de Cd.

El $Cr_{Mehlich-3}$ presenta tres correlaciones lineales altamente significativas y de sentido negativo, con el pH, la MO y el limo, con unos coeficientes de correlación moderados, r=-0,39, r=-0,44 y r=-0,38 respectivamente; y presenta una correlación lineal de sentido positivo altamente significativa de r=0,27 con la arena. Además, se correlaciona linealmente con la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de forma solamente significativa, de sentido positivo, con un coeficiente de correlación r=0,25. Por otra parte, el Cr_{DTPA} presenta una correlación significativa, de sentido negativo y débil (r=-0,29) con la arcilla.

El $Ni_{Mehlich-3}$ tiene tres correlaciones lineales altamente significativas y una significativa con las propiedades generales. De esas tres primeras correlaciones dos son de sentido negativo, con el pH, con un r=-0,51 y con la MO cuyo coeficiente de correlación es r=-0,38. La otra correlación de alta significación y sentido positivo es con la CIC, siendo está débil (r=0,30). Además se observa una correlación significativa es con la arcilla, siendo de sentido positivo (r=0,25).

El Ni_{DTPA} tiene una correlación de alta significación y positiva con la arcilla, con un r=0,45; y una correlación de alta significación y negativa con la arena (r=-0,34). Como antes se había indicado, la arcilla es uno de los factores más influyentes del comportamiento del Ni en el suelo (MA y HOODA, 2010).

Por último el Pb es el elemento que menos correlaciones tiene con las propiedades generales; no presentando ninguna el Pb_{DTPA}. El $Pb_{Mehlich-3}$ tiene una única correlación lineal de alta significación (negativa), con la arena (r=-0,29); y dos correlaciones significativas (positivas ambas), con el limo y la arcilla, siendo sus coeficientes de correlación r=0,28 y r=0,24 respectivamente.

Las correlaciones de los metales pesados con las propiedades generales a la profundidad >20cm, se muestran en la Tabla 3 siendo al igual que ocurría a profundidad 0-20 cm más numerosas las correlaciones en el caso de los metales pesados extraídos mediante Mehlich-3. Sin embargo, a la profundidad de muestreo >20 cm las relaciones entre los metales pesados y las propiedades generales del suelo son mucho menos numerosas, más débiles y menos significativas como norma general que en la capa más superficial. Es destacable, el caso de la materia orgánica (MO) y las fracciones granulométricas; siendo en la profundidad 0-20 cm numerosas y en la profundidad >20 cm siguientes muy escasas. Las únicas correlaciones lineales altamente significativas aparecen en el caso del pH. El $Ni_{Mehlich-3}$ y el Ni_{DTPA} presentan unos coeficientes de correlación r=-0,31 y r=-0,54 respectivamente; mientras los coeficientes de correlación para $Pb_{Mehlich-3}$ y el Pb_{DTPA} son similares, r=-0,31 y r=-0,33.

Las correlaciones negativas observadas a ambas profundidades de los metales pesados ($Cd_{Mehlich-3}$, $Cr_{Mehlich-3}$, $Ni_{Mehlich-3}$ a la profundidad 0-20 cm; $Ni_{Mehlich-3}$ Ni_{DTPA}, $Pb_{Mehlich-3}$, Pb_{DTPA} a la profundidad >20 cm) y el pH eran esperadas debido a que como norma general a menores niveles de pH la disponibilidad de los metales pesados es mayor (ALLOWAY, 1995).

CONCLUSIONES

La solución Mehlich-3 gracias sus compuestos de naturaleza ácida fue capaz extraer mayores cantidades de los 4 elementos estudiados (Cd, Cr, Ni y Pb) a las dos profundidades muestreadas (0-20 cm y >20 cm), esto tiene su importancia en que fue capaz de extraer formas las formas más retenidas por los coloides, las cuales en principio no son asimilables por las plantas, pero que podrían sufrir distintos procesos o acciones (naturales o antropogénicos) que pudieran hacerlos más solubles y por lo tanto hacerlos disponibles.

Los metales pesados presentaron correlaciones negativas con pH, confirmando que a menores pH se encuentran más disponibles, si bien las concentraciones de los mismos obtenidos por una u otra extracción están por debajo del umbral de riesgo para suelos agrícolas en suelos ácidos, con lo cual no parece que se hayan producido actividades antrópicas que pudieran contaminar el suelo (aplicación de fertilizantes, abonos, etc.).

REFERENCIAS

AGUILAR J., DORRONSORO C., GALÁN E., GÓMEZ ARIZA J.L. 1999. Los criterios y estándares para declarar un suelo como contaminado en Andalucía y la metodología y técnica de toma de

muestras y análisis para su investigación. Investigación y Desarrollo Medioambiental en Andalucía. OTRI. Universidad de Sevilla, pp 61-64.

ALLOWAY B.J. 1995. Heavy metals in soils. Blackie Academic and Professional. Chapman & Hall. Glasggow. 368 pp.

BOWIE S.H.U., THORNTON I. 1985. Environmental Geochemistry and Health. Kluwer. Academic Publ. Hingham. M.A.

CAMBARDELLA C.A., MOORMAN T.B., NOVAK J.M., PARKIN T.B., KARLEN D.L. TURCO R.F., KONOPKA A.E. 1994. Field-scale varibility of soil properties in central Iowa soils. *Soil. Sci. Am. J*., 58(5):1501-1511.

CARIDAD CANCELA R. 2002. Contenido de macro-micronutrientes, metales pesados y otros elementos en suelos naturales de São Paulo (Brasil) y Galicia (España). Tesis Doctoral, Universidad de A Coruña (UDC) España. 573p.

CASTELAO A., DIAZ-FIERROS F. 1992. *Os solos de Terra Chá*. Tipos, xénese e aproveitamento. Publ. Diputación Provincial de Lugo, 166 p, 1992.

DAVIES B. E. 1977. Heavy metal pollution of British agricultural soils with special reference to the role of lead and copper mining, in Proc. Int. Semin. on Soil Environment and Fertility Management in Intensive Agriculture, Tokyo, 394.

GALÁN HUERTOS E. y ROMERO BAENA A. 2008: Contaminación de Suelos por Metales Pesados, *Macla* 10, p. 48-60.

GEONICS (2005). EMD38-DD. Ground Conductivity Meter-Dual Dipole Version. Ontario, 34 pp.

GOMES F.P. 1984. A estatistica moderna na pesquisa agropecuaria. Piraçicaba: Associaçao Brasileira para Pesquisa da Potassa e do Fosfato. 160pp.

JIN C.W. ZHENG S.J., HE Y., F. 2005. Lead contamination in the garden soils and factors affecting its bioavailability. *Chemosphere* 59:1151–1159.

KABATA-PENDIAS A. 2011. Trace Elements in Soils and Plants. (4rd edition) CRC Press. Boca Ratón, Florida, EEUU 432 p.

LEE B.D., CARTER B.J., BASTA N.T. 1997. Weaver B. Factors influencing heavy metal distribution in six Oklahoma benchmark soils. *Soil Sci.Soc.Am.J*. 61, 218-223.

LESCH S.M., RHOADES J.D., CORWIN D.L. 2000. The ESAP Version 2.01r user manual and tutorial guide. Research Report v.146. George E. Brown Jr., Salinity Laboratory, Riverside, CA, 153 pp.

LINDSAY W.L., NORWELL W.A. 1978. Development of a DTPA soil test for zinc, iron, manganese and copper,. Soil Sci. Soc. Am. J, 42: 421-428.

MA. Y., HOODA. P.S. 2010. Chromium, nickel and cobalt. Trace Elements in Soils (2010), pp. 461-479

Mc GRATH S.P. 1995. Chromium and nickel. In: Alloway, B.J., Ed., *Heavy Metals in Soils.* Blackie Academic & Professional Press, London, 152-178.

McNEILL J.D. 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. Technical Note, TN-5, Geonics Ltda, Ontario, 22 pp.

SOLTANPOUR P.N., KHAN A. & LINDSAY, W.L. (1976). Factors affecting DTPA-extractable Zn, Fe, Mn and Cu from soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal*. 7(9):797-821.

VIDAL VÁZQUEZ E., CARIDAD-CANCELA R., TABOADA-CASTRO M.M., PAZ-GONZÁLEZ A., DE ABREU C.A. 2005. Trace elements extracted by DTPA and Mehlich-3 from

agricultural soils with and without compost additions. *Communications in Soil Science and Plant Analysis,* 36, 4-6:712-727.

WHITE R.E. 2000 . Principles and practice of soil science. The soil science. The soils a natural resource. *Blackwell Science*. 348 pp.

Metal	Unidades	N	Media	Mediana	Moda	σ	Asimetría	Curtosis	Min	Max	C.V.
0-20 cm											
MEHLICH-3											
Cd	mg/kg	80	0,06	0,06	0,05	0,01	0,52	-0,06	0,03	0,09	25,70
Cr	mg/kg	80	0,33	0,30	0,30	0,10	1,10	0,48	0,19	0,59	28,80
Ni	mg/kg	80	0,30	0,28	0,26	0,06	1,37	3,15	0,16	0,56	21,95
Pb	mg/kg	80	3,54	3,42	3,70	0,92	1,62	4,84	1,73	7,29	25,85
DTPA											
Cd	mg/kg	80	0,04	0,04	0,03	0,01	0,74	0,09	0,02	0,07	24,30
Cr	mg/kg	80	0,04	0,01	0,01	0,05	2,57	7,79	0,01	0,27	135,01
Ni	mg/kg	80	0,16	0,16	0,16	0,04	0,03	0,34	0,07	0,26	24,41
Pb	mg/kg	80	2,23	2,08	2,08	0,83	4,27	25,16	1,43	7,75	37,23
> 20 cm											
MEHLICH-3											
Cd	mg/kg	80	0,05	0,05	0,05	0,01	0,73	1,73	0,03	0,09	21,00
Cr	mg/kg	80	0,52	0,52	0,52	0,13	0,16	2,95	0,05	0,95	25,36
Ni	mg/kg	80	0,30	0,29	0,28	0,07	1,01	2,86	0,16	0,59	23,76
Pb	mg/kg	80	2,67	2,78	1,78	0,96	0,02	-1,12	1,02	4,67	36,00
DTPA											
Cd	mg/kg	80	0,03	0,03	0,03	0,01	-0,01	0,16	0,01	0,05	26,19
Cr	mg/kg	80	0,03	0,01	0,01	0,04	2,86	8,53	0,01	0,23	142,24
Ni	mg/kg	80	0,15	0,15	0,15	0,05	1,01	1,40	0,06	0,32	31,04
Pb	mg/kg	80	2,33	2,23	2,08	0,67	0,86	0,40	1,36	4,34	28,59

Tabla 1. Resultados estadísticos de los elementos extraídos a las profundidades 0-20cm y >20cm (N=número de muestras; Media, Mediana, Moda, σ=desviación típica; Asimetría, Curtosis, Min=Mínimo, Max=Máximo, C.V= coeficiente de variación).

Elemento/Propiedad	pH	MO	CIC	Arena	Limo	Arcilla
Cd(Mehlich-3)	-0.37**	-0.42**		-0.12*		0.25*
Cr(Mehlich-3)	-0.39**	-0.44**	0.25*	0.27**	-0.38**	
Ni(Mehlich-3)	-0.51**	-0.38**	0.30**			0.25*
Pb(Mehlich-3)				-0.29**	0.28*	0.24*
Cd (DTPA)		-0.23*		-0.22*		0.29*
Cr(DTPA)						-0.29*
Ni(DTPA)				-0.34**		0.45**
Pb(DTPA)						

Tabla 2. Matriz de correlación entre los metales pesados (extraídos con Mehlich-3 y con DTPA) y las propiedades generales a la profundidad 0-20 cm .(* nivel de significación para $p<0.05$;** nivel de significación para $p<0.01$).

Elemento/Propiedad	pH	MO	CIC	Arena	Limo	Arcilla
Cd(Mehlich-3)			0.24*			
Cr(Mehlich-3)	0.23*	0.27*				
Ni(Mehlich-3)	-0.31**					
Pb(Mehlich-3)	-0.31**			-0.22*		
Cd (DTPA)						
Cr(DTPA)						
Ni(DTPA)	-0.54**			-0.23*		0.25*
Pb(DTPA)	-0.33**					

Tabla3. Matriz de correlación entre los metales pesados (extraídos con Mehlich-3 y con DTPA) y las propiedades generales a la profundidad > 20 cm(* nivel de significación para $p<0.05$;** nivel de significación para $p<0.01$).

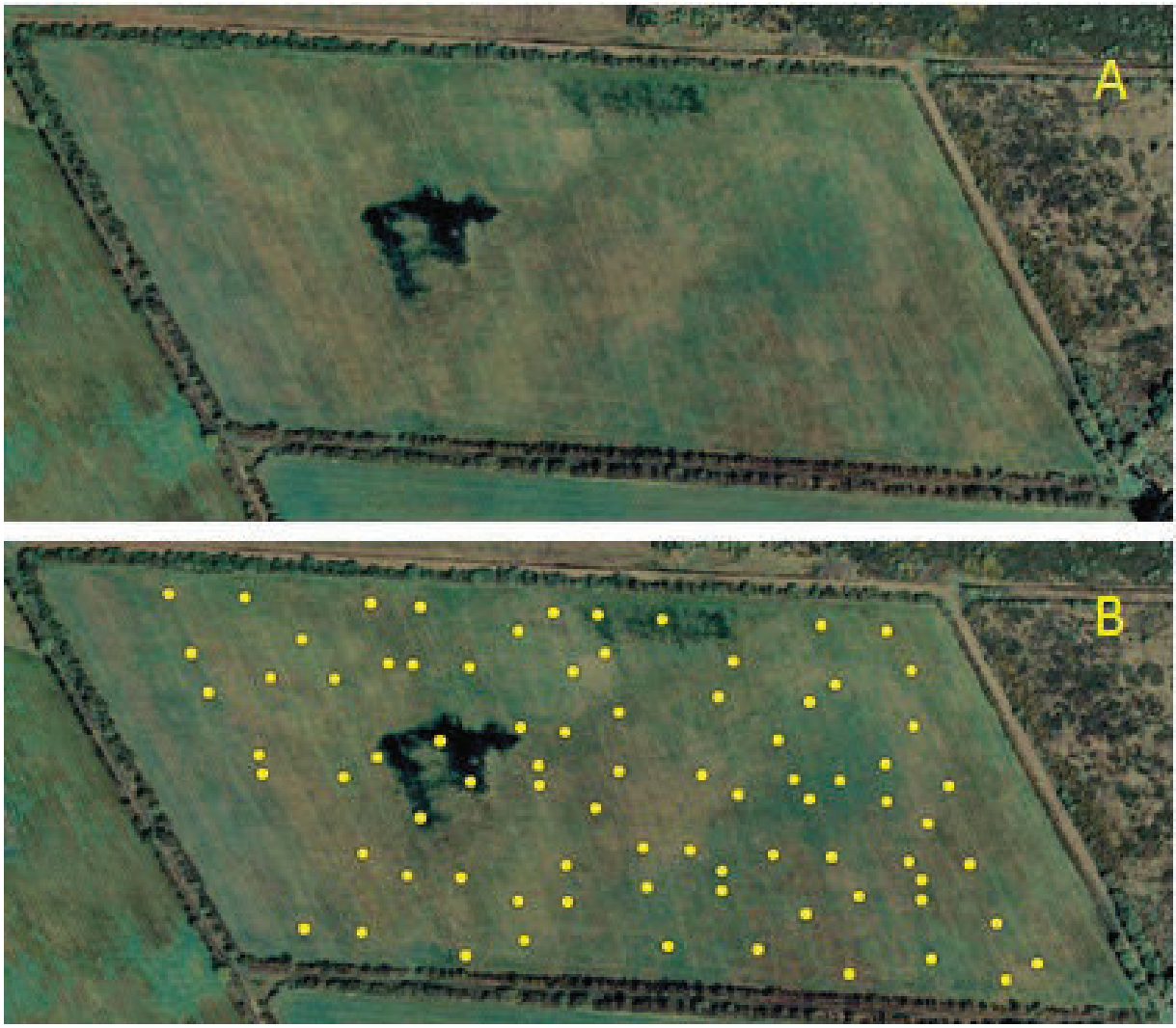


Fig. 1. A- Ortofotografía de la parcela estudiada B- Esquema del muestreo optimizado (80 puntos).

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 59 - 74 ISSN: 0213-4497

Estructura de variación de las precipitaciones en la provincia de Santa Fe (Argentina)

Rainfall variation structure in the province of Santa Fe (Argentina)

ZUCARELLI, A., PARIS, M y MACOR, J.
[1] Universidad Nacional del Litoral (UNL) – Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH). Ciudad Universitaria (3000) Santa Fe – Argentina.
[2] Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)
Contactos:
Agostina Zucarelli: agostinazucarelli@gmail.com
Marta Paris: parismarta@gmail.com
José Macor: jlmacor@gmail.com

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5814
enviado: 3/3/2019 aceptado 23/7/2019

Abstract

Practices of many disciplines require a complete and consistent record of precipitation data. However, historical series of hydrometeorological variables are not usually available. Therefore, it is necessary to optimize the available information with estimated values, considering that these estimations are consistent together with the regional analyzed phenomenon. The purpose of this research was to define homogeneous rainfall regions in the province of Santa Fe (Argentina) to improve the rainfall measurement network. Data published by the Dirección Provincial de Comunicaciones (Communications Directorate of the Province)

were used. Due to the impossibility of achieving a matrix of average monthly rainfall that contains rainfall data covering the entire provincial territory, regions with monthly rainfall values corresponding to the years 2006 and 2007. The hierarchical cluster analysis by the Ward method was used. As part of the initial characterization, the control of information consistency was performed, the geostatistical structure of spatial variation of the monthly precipitations was analyzed and the rain curves were plotted. This allowed corroborating and characterizing the spatiotemporal variations of the variable. Three homogeneous rainfall regions were identified, each of which has a defined spatial delimitation with average annual rainfall characteristics ranging from 1100 mm for the provincial NE, 1350 mm for the south center and 1500 mm for the center of the province. The NW sector could not be characterized by lack of data. About the quality analysis of the rest of the database, the results are not encouraging because they present substantial deficiencies that condition the reliability of the series recorded.

Keywords: homogeneous regions, cluster analysis, geostatistics, rainfall networks

Resumen

Las prácticas de muchas disciplinas requieren un registro completo y consistente de datos de precipitación. Sin embargo, habitualmente no se dispone de series históricas de las variables hidrometeorológicas. Por lo tanto, es necesario optimizar la información disponible mediante estimaciones, considerando que estos cálculos sean consistentes con el fenómeno regional analizado. El propósito de esta investigación fue definir regiones pluviométricas homogéneas en la provincia de Santa Fe (Argentina) que sirvan de base para optimizar la red de mediciones existente. Para ello se utilizaron los datos publicados por la Dirección Provincial de Comunicaciones de la Provincia. Ante la imposibilidad de lograr una matriz de precipitaciones medias mensuales que contenga datos de lluvia que cubran la totalidad del territorio provincial, se definieron regiones con valores mensuales de precipitación correspondientes a los años 2006 y 2007, mediante el análisis de agrupamiento jerárquico por el método Ward. Como parte de la caracterización inicial se realizó el control de consistencia de la información, se analizó la estructura geoestadística de variación espacial de las precipitaciones mensuales y se trazaron las curvas isohietas. Ello permitió corroborar y caracterizar las variaciones espaciotemporales de la variable. Se identificaron tres regiones pluviométricas homogéneas, cada una de las cuales tiene una delimitación espacial definida con precipitaciones anuales medias características que oscilan en los 1100 mm para el NE provincial, 1350 mm para el centro sur y 1500 mm para el centro de la provincia. El sector NO no pudo ser caracterizado por falta de datos. En lo que respecta al análisis de calidad del resto de la base de datos los resultados no son alentadores pues presentan deficiencias sustanciales que condicionan la confiabilidad de las series registradas.

Palabras clave: regiones homogéneas, análisis de agrupamiento, geoestadística, redes pluviométricas.

INTRODUCCIÓN

La precipitación es la variable meteorológica que cuantifica el ingreso del agua atmosférica en la cuenca y presenta variaciones espaciales y temporales de acuerdo con el patrón general de circulación atmosférica y con factores locales como la distancia al mar, el movimiento de las masas de aire, la topografía, la estacionalidad, la variabilidad y el cambio climático, etc. (ORSOLINI, et al., 2010).

Muchas prácticas de ingeniería u otras disciplinas referidas a los recursos hídricos requieren valorar la cantidad de agua de lluvia caída en un área. Sin embargo, a veces no se disponen de estaciones pluviométricas cercanas o bien las que se encuentran en funcionamiento no cuentan con un registro completo y consistente. La incertidumbre asociada a la variación espacial de la precipitación constituye unas de las principales fuentes de error (ZUCARELLI, et al., 2015). En general, para estimar valores de lluvia en sitios donde no se cuenta con registros pluviométricos, es de práctica común interpolar valores de lluvia observados en estaciones pluviométricas ubicadas en cercanías del sitio de interés, aplicando procedimientos tales como polígonos de Thiessen o mediante el trazado de curvas isohietas por algún método de interpolación matemática (FERREIRA et al., 2013). Estos métodos no tienen en cuenta la componente aleatoria que caracteriza a los fenómenos naturales. Para salvar esta deficiencia se propone dividir el área de interés en zonas de régimen pluviométrico homogéneo, aplicando el concepto de regionalización hidrológica (LE GOUIVEN, et al., 1988).

El objetivo de los métodos estadísticos regionales es permitir establecer regiones homogéneas para la estimación de lluvia o caudales en sitios no medidos, así como permitir un tratamiento más robusto de la información con el conjunto de estaciones que se consideren homogéneas (ESCOBAR et al., 2002). Así, el principal propósito de la regionalización es la transferencia de información de un sitio medido a otro sin datos cuando estos sitios pertenecen a una misma región hidrológica.

Se señala que aun cuando estas regiones no tengan continuidad geográfica, su comportamiento hidrológico es semejante. De esta manera, la regionalización permite obtener información hidrológica en sitios sin datos, incluso a partir de este análisis regional de la información sería posible mejorar las redes de observación de datos hidroclimáticos (PARIS et al., 2004).

Distintas investigaciones dan cuenta del empleo de métodos de regionalización con el fin de obtener zonas cuyos montos de precipitaciones presenten cierta homogeneidad. Por ejemplo, NOUVELOT, et al. (1995), presentan la regionalización pluviométrica del Ecuador a partir de datos de montos anuales con análisis de los valores diarios. TERRA et al. (1994) determinan regiones pluviométricas homogéneas para Uruguay respecto al régimen anual de precipitaciones a partir del análisis de agrupamiento. ESCOBAR et al. (2002) presentan una regionalización de las precipitaciones mensuales para el Valle del Cauca (Colombia).

La aplicación del análisis de agrupamiento de datos en el campo de la Hidrología ha sido exitosa, sobre todo en la re-

gionalización de cuencas para el análisis de frecuencia de caudales máximos y mínimos, en la estimación de tormentas de corta duración, en la determinación de zonas ciclónicas y en la determinación de regiones homogéneas de precipitación, entre otras (CASTRO HEREDIA et al., 2012). Por ejemplo, DARAND et al. (2014) presentan una interesante aplicación del análisis de agrupamiento usando análisis de componentes principales para la regionalización del régimen de precipitación en Irán. FASSNACHT et al. (2010) definieron regiones homogéneas de acumulación de nieve para la cuenca del Río Colorado empleando el método de Ward. VILCHIS-FRANCÉS et al. (2009) proponen el uso de análisis de agrupamiento para la optimización de la red de mediciones pluviométricas del Estado de México, así como ZUCARELLI et al. (2012) proponen metodologías para la optimización de redes en la provincia de Santa Fe, Argentina.

En la provincia de Santa Fe (Argentina) varias instituciones disponen de registros de lluvias pluviográficos y/o pluviométricos. Por el volumen y detalle de los datos disponibles se destacan en orden de importancia: el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), la Dirección General de Comunicaciones de la Provincia, el Instituto Nacional del Agua (INA). Existen además registros en algunos aeródromos, en establecimientos rurales, en municipalidades y comunas, en algunas universidades, en instituciones como la Bolsa de Comercio de Rosario, etc.

Pese a que se cuenta con una cantidad importante de estaciones pluviométricas y/o pluviográficas, se evidencian dos problemas:

- La distribución espacial de los sitios de medición no es del todo adecuada. Existe una gran cantidad de estaciones que cubren las zonas centro y sur del territorio provincial, mientras que los departamentos del norte poseen pocas (o ninguna) estaciones de registro.
- Muchas de las estaciones no poseen continuidad en las mediciones o tienen períodos de interrupción en las mismas que, en algunos casos, abarcan un mes completo.

Esto hace que sea difícil utilizar estos registros para encarar estudios hidrológicos, agronómicos, de diseño de obras civiles, etc.

El objetivo de esta investigación fue identificar la estructura de variación de las precipitaciones en la provincia de Santa Fe (Argentina) y definir regiones pluviométricas homogéneas que contribuyan a optimizar la red de mediciones existentes.

MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio de este trabajo abarca la provincia de Santa Fe, la cual se sitúa en la Región Centro-Norte de la República Argentina y limita al norte con la provincia de Chaco, al este con las de Corriente y Entre Ríos, al oeste con las de Córdoba y Santiago del Estero y al sur con la provincia de Buenos Aires. La provincia tiene una superficie total de 133.007 km² y se divide políticamente en 19 departamentos (Figura 1).

Fig. 1. Ubicación del área de estudio.

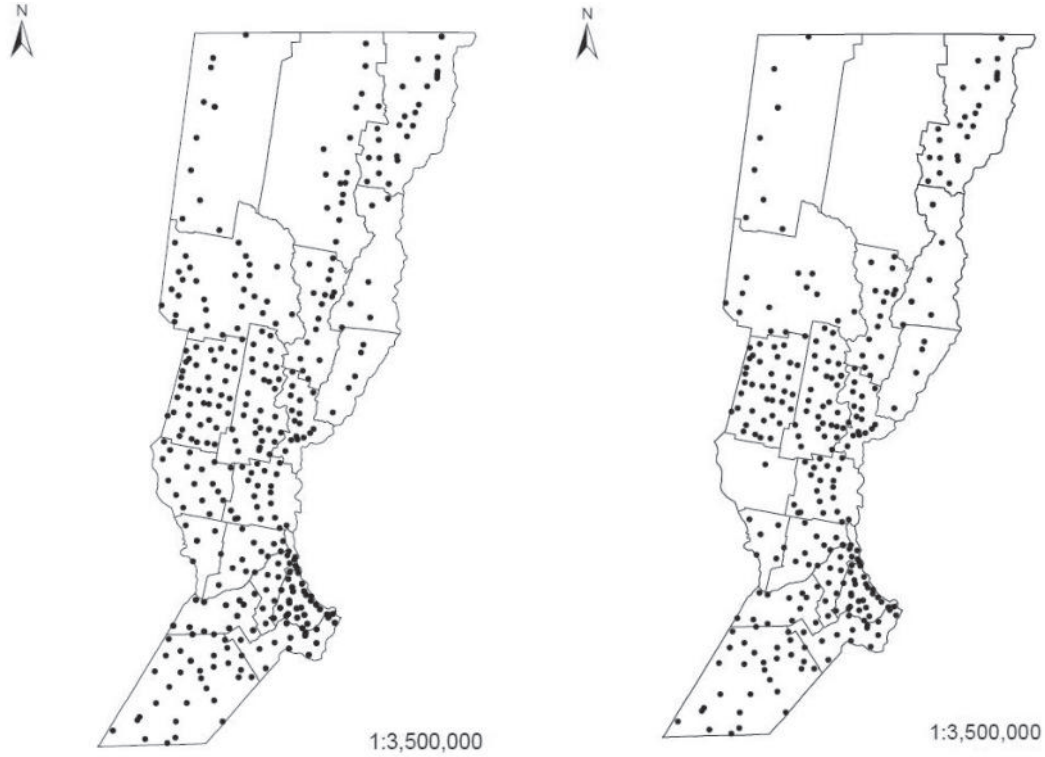
La temperatura media anual en la provincia oscila entre los 15° C y los 21° C. Los vientos regulares que soplan del nordeste son cálidos y húmedos, y se hacen sentir, especialmente, durante el verano. Se observa, además, la existencia de otros vientos locales característicos, como el pampero (frío y seco), el norte (cálido y húmedo) y la sudestada (frío y húmedo). En general la provincia de Santa Fe tiene clima medianamente húmedo en verano y muy húmedo en invierno, siendo la humedad media relativa de 65 % en enero y de 75 % en julio (http://www.unl.edu.ar/santafe/clima.html).

De acuerdo a las estadísticas agroclimáticas de la República Argentina del periodo 1960-2011 elaborada por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (BIANCHI et al., 2010) en el territorio provincial se registran precipitaciones medias mensuales superiores a los 2 mm e inferiores a los 150 mm. El período de menores lluvias ocurre entre los meses de abril y septiembre. Los meses con mayores precipitaciones son enero con máximas de 125 mm, febrero con un rango de variación entre 75 a 150 mm y diciembre con valores superiores a 100 mm. De acuerdo al monto anual de lluvia, se evidencia una tendencia de disminución de las precipitaciones de Este a Oeste. Se observa la zona de Noreste provincial con registros pluviométricos anuales entorno a los 1250 mm, una franja en el Este de la provincia, sobre el litoral fluvial, con montos anuales

de 1000 mm, y la zona que abarca el noroeste, centro-oeste y suroeste con valores anuales de 750 mm.

Para este trabajo se utilizaron los datos de precipitación publicados por la Dirección General de Comunicaciones de la Provincia de Santa Fe en su portal oficial: http://www.santa-fe.gov.ar/gbrn/regpluv/index.htm. Se trata de registros diarios de lluvia correspondientes a 426 estaciones pluviométricas que abarcan el periodo de 1988 al 2014.

A pesar de su longitud, esta base de datos presenta grandes discontinuidades: algunos departamentos carecen de mediciones durante meses enteros en distintos períodos del año, lo que implica una faltante importante de información que imposibilitó establecer una matriz de precipitaciones medias mensuales que cubra toda la superficie provincial para todo el período de registro. Por ello y como resultado de la evaluación de todo el conjunto de datos, se decidió efectuar un análisis espacial con las precipitaciones mensuales registradas en aquellos años que tuvieran mayor cobertura espacial en el territorio de la provincia. Se observó que los años 2006 y 2007 presentaban los registros más completos (373 y 298 estaciones, respectivamente). La Figura 2 (a y b) muestra la ubicación en coordenadas Gauss-Krüger de dichos sitios de medición. En ambos años, el Departamento Vera no cuenta con registros y el Departamento San Martín solo en un sitio de medición.



a: Año 2006 **b: Año 2007**

Fig. 2. Ubicación de las estaciones pluviométricas consideradas.

Se confeccionaron mapas de curvas isohietas para evaluar la variación espacial de las precipitaciones mensuales. Para ello se analizó la estructura geoestadística de variación espacial de la lluvia calculando el variograma experimental de cada serie mensual para cada año. Se analizó la presencia de anisotropías, se seleccionaron tipo y partes de cada variograma (meseta, alcance y efecto pepita). El variograma resultante, permitió obtener la expresión funcional geoestadística con la que se realizó la interpolación por el método de Kriging. Se adoptó como radio de búsqueda 2/3 del alcance de cada modelo. Para este análisis se utilizó el programa Surfer versión 8.05 (Golden Software, Inc). Los variogramas ajustados fueron corroborados por validación cruzada.

Para determinar las regiones pluviométricas homogéneas, se aplicó el análisis de agrupamiento jerárquico (*cluster*) por el método de Ward. Este procesamiento se realizó utilizando el programa Past 3 versión 3.08:2015 (HAMMER et al., 2001).

Sobre la base de las regiones definidas y a fin de optimizar la red de mediciones existentes, que como ya se indicó adolece de notorias discontinuidades temporales, se aplicaron los siguientes criterios:

1) el criterio propuesto por Zucarelli & Morresi (2001) que tiene en cuenta el número de años de observación (NAO) y el porcentaje de datos observados (PDO) que surge de la relación entre los datos de la estación y los datos que deberían ser parte en la totalidad del periodo. La Tabla 1 resume estos criterios categorizando las estaciones en "excelente", "buena", "regular" e "insatisfactoria".

Clasificación de la serie	NAO	PDO
Excelente	30 – 40 años	80 – 100 %
Buena	20 – 30 años	60 – 80 %
Regular	10 – 20 años	40 – 60 %
Insatisfactoria	< 10 años	< 40 %

Tabla 1. Límites establecidos para la clasificación de las series (Fuente: Zucarelli & Morresi, 2001).

2) el criterio de densidad definido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1984, 1990) para evaluar la distribución espacial de la red pluviométrica en "regiones llanas de zonas templadas, mediterráneas y tropicales". Este criterio recomienda contar un número de 11 a 17 estaciones por cada 10.000 km^2, o 1 estación por 600-900 km^2. Se tuvo en cuenta aquí la superficie de cada departamento provincial, como unidad político-administrativa.

En este trabajo, a modo de ejemplo, se incluyen los resultados logrados con estos criterios para la porción central de la provincia.

A partir de los resultados logrados con esta propuesta metodológica se formularon algunas recomendaciones para optimizar la red.

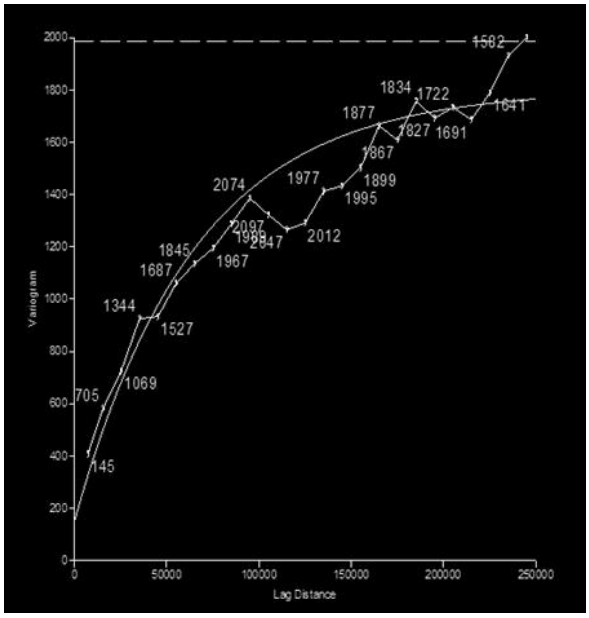
RESULTADOS

En lo referente a la estructura de variación espacial de la precipitación mensual, el análisis de anisotropías en las cuatro direcciones principales consideradas (E-O; N-S; NE-SE; NO-SE) ha permitido detectar que las mayores variaciones de los registros de lluvia se producen en las direcciones SO-NE y N-S, siendo incluso más notoria en los meses de noviembre y diciembre. No obstante, teniendo en cuenta la densidad de información disponible y a los fines de contar con una cantidad adecuada de observaciones para la interpolación, se consideraron los variogramas omnidireccionales. El mejor ajuste para todas las series se logró con variogramas de tipo exponencial (en todos los meses). Como resultado de la validación cruzada, realizada considerando los variogramas con y sin filtrado de tendencias, se opta por considerar la aplicación del método de Kriging ordinario. La Tabla 2 presenta los parámetros de los modelos de variogramas ajustados para las series de precipitación mensual de los años 2006 y 2007 con los que se realizó la interpolación por Kriging.

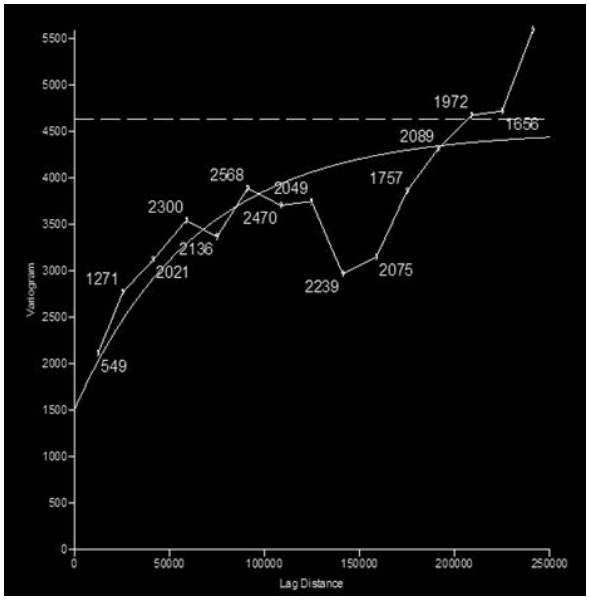
	Año 2006			Año 2007		
	Efecto Pepita	**Meseta**	**Alcance**	**Efecto Pepita**	**Meseta**	**Alcance**
Enero	150	1650	65000	1500	3000	65000
Febrero	500	1250	40000	500	4500	100000
Marzo	800	3700	65000	5800	18500	65000
Abril	300	2400	80000	400	1200	90000
Mayo	10	55	30000	150	1000	80000
Junio	600	1600	80000	50	320	35000
Julio	7	40	30000	10	1500	30000
Agosto	5	28	50000	15	30	50000
Septiembre	15	53	70000	1500	1300	50000
Octubre	200	2600	90000	1000	2600	30000
Noviembre	450	1450	50000	15	33	50000
Diciembre	1750	10000	85000	400	1000	19000

Tabla 2. Modelos de variogramas ajustados a las precipitaciones mensuales.

La Figura 3 presenta, a modo de ejemplo, el variograma omnidireccional logrado para el mes de enero para los años 2006 y 2007. El aumento de la varianza en la serie enero 2007 se refleja en un aumento del valor de la meseta y la mayor variabilidad espacial en un mayor valor de efecto pepita. Esto señala la representatividad espacial de las mediciones puntuales de la precipitación mensual que, en términos de superficie equivalen a 1100 km^2 considerando la situación más desfavorable dada por el menor alcance. Este radio permite validar para la zona de estudio, el criterio de densidad sugerido por OMM (1984, 1990), anteriormente descripto.



a: Año 2006
Variograma tipo exponencial
Meseta: 1650, Pepita: 150, Alcance: 65000



b: Año 2007
Variograma tipo exponencial
Meseta: 3000, Pepita: 1500, Alcance: 65000

Fig. 3. Variogramas omnidireccionales para el mes de enero.

La Figura 4 presenta, a modo de ejemplo, el mapa de curvas isohietas correspondiente al mes de enero para los años 2006 y 2007, obtenidas por interpolación con el método de Kriging. Se destaca que la densidad espacial de puntos en el sector norte de la provincia no permite trazar adecuadamente las curvas isohietas.

a: Enero año 2006

b: Enero año 2007

Fig. 4. Curvas isohietas logradas por interpolación por kriging. Escala 1:3,500,000.

En lo que respecta a la definición de las regiones pluviométricas homogéneas, el análisis de las alternativas metodológicas de agrupamiento según los distintos coeficientes de similitud revela que el coeficiente de correlación no fue útil debido a que no permite diferenciar los grupos dado que existe entre ellos una alta similitud expresada por valores de correlación entre 1 y 0.96. Los resultados obtenidos con el coeficiente de distancia euclidiana y por el método de Ward son similares y reflejan de mejor manera la variación regional de las precipitaciones. Es por ello que de las tres metodologías empleadas se abordará el análisis de los resultados arrojados por el método de Ward.

En la Figura 5 se presentan las regiones pluviométricas homogéneas definidas con el método de agrupamiento para el año 2006 y 2007.

En el año 2006 se diferencian 4 grandes regiones: NO con una precipitación anual media de 431 mm, SUR con una precipitación anual media del orden de los 1000 mm, CENTRO con una precipitación anual media entre 1330 mm (en el centro este) y 1020 mm (en el centro oeste), NE con montos anuales de lluvia que rondan los 900 mm. En el año 2007 se diferencian 3 regiones: centro y sur con una precipitación promedio de 1150 mm, centro oeste y norte con una precipitación media de 1080 mm y NE con una media de 1125 mm anuales.

a: Regionalización año 2006

b: Regionalización año 2007

Región	Precipitación anual media [mm]	Región	Precipitación anual media [mm]
SUR	1000	SUR	1080
CENTRO	1020-1330	CENTRO	1150
NE	900	NE	1125
NO	431		

Fig. 5. Regionalización para los años 2006 y 2007.

Si bien algunas estaciones, en algunos años, son categorizadas en un grupo o en otro, se advierte un patrón general que permite identificar tres regiones principales, como se representa en la Figura 6, respetando las divisiones departamentales de la Provincia de Santa Fe (que refieren a la cuestión política-administrativa):

- R1 (color gris oscuro), ubicada al Noreste con una precipitación anual media de 1100 mm.
- R2 (color gris) que abarca la porción central con una precipitación anual media de 1500 mm.
- R3 (color gris claro) que cubre el sur del territorio provincial con valores medios de precipitaciones anuales de 1350 mm.

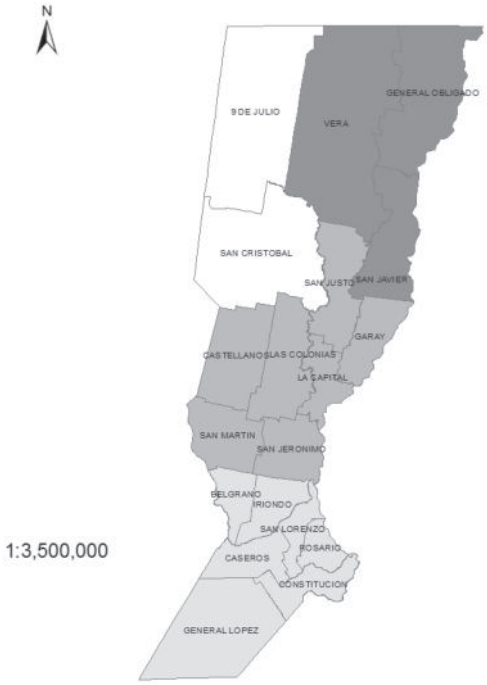


Fig. 6. Regionalización pluviométrica para la Provincia de Santa Fe.

Los departamentos 9 de Julio y Vera no han sido incluidos en estas regiones porque no se cuenta con datos suficientes.

Los resultados obtenidos son concordantes con aportes de investigaciones antecedentes que indican que la precipitación anual disminuye de Este a Oeste desde los 1000 mm a los 750 mm, presentando mayor regularidad hacia el sur del territorio provincial (Zucarelli & Morresi, 2001).

En lo que respecta al análisis de calidad del resto de la base de datos con los criterios de OMM (1984 y 1990) y la metodología propuesta por Zucarelli & Morresi (2001) en el período de 1988 a 2014, arroja resultados poco alentadores. Por ejemplo, para la Región R2 (Tabla 3), sólo el 13% pueden ser consideradas como buenas y el 4% como excelentes; el resto presenta deficiencias sustanciales que condicionan la confiabilidad de las series registradas.

Departamento	N° de estaciones evaluadas	N° de estaciones Insatisfactorias	N° de estaciones Regulares	N° de estaciones Buenas	N° de estaciones Excelentes
San Cristóbal	33	18	11	3	1
Castellanos	47	23	17	5	2
San Martín	17	5	6	6	0
San Justo	20	12	5	2	1
Las Colonias	34	8	21	3	2
San Jerónimo	22	5	14	3	0
La Capital	16	9	2	3	2
Garay	10	7	2	1	0
Total Región R2	*199*	*87*	*78*	*26*	*8*
%	*100*	*44*	*39*	*13*	*4*

Tabla 3. Resumen de la clasificación de las estaciones vigentes del periodo 1988-2014 de la Dirección de Comunicaciones de la Provincia correspondientes a la Región R2.

La Tabla 4 muestra a modo de ejemplo el análisis detallado para las estaciones localizadas en el departamento La Capital. Se observa que si bien hay un número mayor de estaciones de medición respecto a los valores recomendados por la OMM, la mayoría de las mismas se clasifica como *insatisfactoria y regular:* hay 2 estaciones categorizadas como "Excelentes", 3 como "Buenas", 2 son "Regulares" y 9 "Insatisfactorias". De este modo, considerando como confiables 5 estaciones (2 "Excelentes" + 3 "Buenas"), el departamento cuenta con una cobertura de registros que permite tener una buena representación de los fenómenos hidrometeorológicos.

Ubicación Estación	NAO [años]	PDO [%]	Clasificación por NAO	Clasificación por PDO	Clasificación final
Santa Fe	23	85	Buena	Excelente	**Excelente**
Alto Verde	20	51	Buena	Regular	**Buena**
Arroyo Aguiar	19	48	Regular	Regular	**Regular**
Arroyo Leyes	10	14	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Campo Andino	11	18	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Candioti	15	33	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Emilia	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
La Guardia	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Laguna Paiva	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Ll. Campbell	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Monte Vera	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Nelson	13	25	Regular	Insatisfactoria	Insatisfactoria
Recreo	20	60	Buena	Buena	**Buena**
Rincón	17	51	Regular	Regular	**Regular**
Santo Tomé	21	82	Buena	Excelente	**Excelente**
Sauce Viejo	14	70	Regular	Buena	**Buena**

Tabla 4. Clasificación de las estaciones vigentes del periodo 1988-2014 de la Dirección de Comunicaciones de la Provincia – Departamento La Capital.

Consideraciones finales y recomendaciones

En esta investigación se obtuvo la expresión funcional geoestadística que describe la estructura de variación espacial de las precipitaciones mensuales en la provincia de Santa Fe. Todas las series mensuales han sido modeladas con variogramas de tipo exponencial.

Como resultado de la aplicación de las metodologías de agrupamiento, se pudieron distinguir tres regiones pluviométricas homogéneas (exceptuando en el análisis a los departamentos 9 de Julio y Vera por carecer de información suficiente). Cada una de estas regiones reúne montos anuales característicos.

Si bien fue posible obtener mapas con curvas de precipitación mensual distintos meses de diferentes años y obtener regiones pluviométricas homogéneas confeccionando casi artesanalmente las matrices de datos para evaluar las similitudes, los vacíos de información hacen que los registros carezcan de valor estadístico como series de tiempo.

La metodología empleada para la optimización de redes de medición permitió evaluar la calidad de las estaciones en la región Central. Los resultados del análisis realizado para las estaciones del Departamento La Capital, ponen en evidencia que el departamento cuenta con una buena cobertura de registros y por lo tanto permite

tener una buena representación de los fenómenos hidrometeorológicos. En el resto de los departamentos de la región Central el 44 % de las estaciones analizadas tienen un funcionamiento insatisfactorio, especialmente debido a que el NAO es menor a 10 años dado que presentan discontinuidades en el período de registro y el porcentaje de datos observados (PDO) es inferior al 40%. El 39% de las estaciones han sido clasificadas como regulares porque tienen pocos años de registro (el PDO es menor a 40%). En ambas situaciones el NAO mejorará en la medida que las estaciones se mantengan activas con el correr de los años mientras que el porcentaje cuantificado por el PDO mejorará en tanto se realicen las mediciones sistemáticamente en forma diaria.

Además de lo anterior, se recomienda: realizar una inspección del instrumental y de las instalaciones de las estaciones, revisar del protocolo con el cual se realizan las mediciones, encarar la capacitación de los responsables de las mediciones y, en última instancia, dar de baja a la estación y replantear la ubicación de la misma en algún sitio con escases de datos. En las tres estaciones categorizadas como buenas y en las clasificadas como excelentes, se deberá verificar que las mismas cumplan con los estándares exigidos por la OMM en cuanto a las características de las instalaciones como de los equipos empleados y la forma en la toma de datos y su registro.

La Provincia de Santa Fe tiene un desarrollo espacial importante en latitud como en longitud y esto se traduce en variaciones espaciales de la pluviometría que requieren ser cuantificados. Contar con una red de medición de la precipitación con registros de buena calidad es una necesidad para la evaluación y gestión de los recursos hídricos y el desarrollo sostenible de la región.

REFERENCIAS

BIANCHI, A., CRAVERO, S. (2010). *Atlas climático digital de la República Argentina descripción climática de mapas de temperatura media mensual y anual, precipitación anual, evapotranspiración potencial mensual y anual, balance hídrico directo anual, índice de aridez de De Martone*. Boletín T Ediciones Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Recuperado de: http://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-texto_atlas_climtico_digital_de_la_argentina_110610_2.pdf .

CASTRO HEREDIA, L.M., CARVAJAL ESCOBAR, Y., ÁVILA DÍAZ, A.J. (2012). Análisis cluster como técnica de análisis exploratorio de registros múltiples en datos meteorológicos. *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente, 11,* pp. 11-20. Recuperado de: http://www.redalyc.org/pdf/2311/231125817001.pdf

DARAND, M., DANESHVAR, M.R.M. (2014). Regionalization of precipitation regimes in iran using principal component analysis and hierarchical clustering analysis. *Environmental Processes*, 1 (4), pp. 517-532. Recuperado de: https://link.springer.com/article/10.1007/s40710-014-0039-1

ESCOBAR, Y.C., SEGURA, J.M. (2002). Aplicación de métodos estadísticos para la regionalización de precipitación mensual en el Valle del Cauca. *Metereología Colombiana,*5, pp. 13-21. ISSN-0124-6984

FASSNACHT, S.R., DERRY, J.E (2010). Defining similar regions of snow in the Colorado River Basin using self-organizing maps. *Water Resources Research*, 46, W04507, DOI:10.1029/2009WR007835.

FERRERIRA, G., MORRESI, M., DILEO, A., MARCUS, R. (2013). Caracterización espacial de la precipitación en una red densa de corta longitud de registro. Santa Fe, Argentina. *XXIV° Congreso Nacional del Agua 2013*. Congreso llevado a cabo en San Juan, Argentina.

HAMMER, O., HARPER, D.A.T., RYAN, P.D. (2001). PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. Paleontología Electrónica 4(1): 9pp.

LANA, X., SERRA, C., BARGUEÑO, A. (2001). Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the Standardized Precipitation Index for Catalonia (NE Spain). *International Journal of Climatology,* (21), pp.1669–1691.

LE GOUIVEN, P., ALEMÁN, M., OSORNO, I. (1988). Homogeneización y Regionalización pluviométrica por el método del vector regional. *V Congreso Nacional de Hidráulica. Asociación Ecuatoriana de Hidráulica.* Recuperado de: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers11-03/010042845.pdf

NOUVELOT, J.F., LE GOULVEN, P., ALEMÁN, M., POURRUT, P. (1995). Análisis estadístico y regionalización de las precipitaciones en el Ecuador. El agua en el Ecuador: Clima, precipitaciones, escorrentía. *Estudios de Geografía* (7), pp. 27-66.

OMM Nº 100 (1990), *"Guía de Prácticas Climatológicas".* Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial. Ginebra. Suiza.

OMM Nº 168 (1984), "*Guía de Prácticas Hidrológicas. Volumen I – Adquisición y Proceso de Datos"*. Secretaría de la organización Meteorológica Mundial. Ginebra. Suiza.

ORSOLINI, H., ZIMMERMANN, E., BASILE, P. (2009). *Hidrología: Procesos y métodos*. Tercera edición. UNR Editora, Rosario, Argentina. 245 p. ISBN: 978-950-673-700-9.

PARIS M., ZUCARELLI G.V. (2004). Regionalización de caudales. Propuesta metodológica para la identificación de regiones homogéneas. *Ingeniería hidráulica en México*, Vol. XIX, Num 4: 5-19 pp.

VILCHIS-FRANCÉS, A.Y., DÍAZ DELGADO C., KHALIDOU, M., QUENTIN, E. (2009). Optimización de la red de estaciones pluviométricas del Estado de México. *Ingeniería hidráulica en México*, vol. XXIV. Num 1: 95-108 pp. ISSN: 0186-4076

ZUCARELLI, A., PARIS, M., MACOR, J. 2015. Utilización de kriging para la elaboración de curvas isohietas de precipitación mensual en la Provincia de Santa Fe, Argentina. Recuperado de: https://www.ina.gov.ar/ifrh-2014/Eje3/3.39.pdf

ZUCARELLI, V., MORRESI, V. (2001). Red pluviométrica en la provincia de Santa Fe en el período 1956-1990. *Revista del Curiham (Revista de Estudios sobre la Cuestión Hidroambiental)* – UNR. Vol. 7. Num 1: 17 – 23 pp. ISSN: 1514-2906.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 75 - 98 ISSN: 0213-4497

Determinación de campos areales de precipitación y evapotranspiración en la margen izquierda de la cuenca del paraná en territorio de argentina. I: polígonos de thiessen y kriging

Assessment of domain areas for precipitation and evapotranspiration on the left bank of the Paraná watershed at Argentine territory. I: Thiessen polygons and kriging

HÄMMERLY, R.C.[1], PARIS, R.C.[1], PAZ-GONZÁLEZ, A.[2]
[1]Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH), Universidad del Litoral (UNL), Ciudad Universitaria - CC 217. Ruta 168 - km 472,4 3000 Santa Fe (Argentina).
[2] Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA) - Facultad de Ciencias, grupo AQUATERRA, Universidade da Coruña. Campus Elviña As Carballeiras s/n 15071 A Coruña (España).
*Contacto: rhammer@fich.unl.edu.ar

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5818
enviado: 2/2/2019 aceptado 7/10/2019

Resumen

La precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP) son términos de la ecuación del balance hídrico que se miden en estaciones locales; sin embargo el uso de modelos de estimación de caudal requiere datos de los mismos a escala de cuenca. En este trabajo se presen-

tan los resultados de la estimación de la precipitación y la evapotranspiración, interpolados mediante polígonos de Thiessen y la técnica geoestadística de kriging en aquellas subcuencas de la margen izquierda del Río Paraná, en territorio argentino que disponen de registros de caudal. Se estudiaron doce cuencas ubicadas en las provincias de Misiones, Corrientes y Entre Ríos, y se usaron las series de datos meteorológicas disponibles dentro de las mismas y en su periferia, en un periodo común de tiempo, entre 1970 y 2010. Previa a la obtención de la precipitación media areal se completan los datos mensuales faltantes. A partir de dicha información se pudo ponderar la aportación espacial de cada sitio de medida. Los datos medidos mensuales de precipitación y ETP presentaron dependencia espacial que fue descrita por semivariogramas de tipo lineal y gaussiano, respectivamente. En comparación con los polígonos de Thiessen, el krigeado o kriging ordinario proporciona estimaciones areales inferiores de precipitación en 11 de las 12 cuencas estudiadas, observándose las mayores diferencias en la provincia de Misiones. Se concluye que no se evidencia una mejor estimación de campos de precipitación y de ETP como resultado del incremento de la complejidad del método usado para la obtención de los mismos

Palabras clave: variabilidad espacial, campos areales, precipitación, evapotranspiración potencial, cuenca del Paraná.

Abstract

Precipitation (P) and potential evapotranspiration (ETP) are terms of the water balance equation that are at the catchment scale. This work presents results of precipitations and evapotranspiration estimations obtained by interpolations performed both by Thiessen polygons and the kriging geoestatistical technique; the study involves catchments located at the left bank of the Paraná river, within Argentinean territory, having discharge records. Thus, twelve catchments located in the provinces of Misiones, Corrientes and Entre Ríos have been studied. For this purpose the available meteorological data sets recorded during a common period of time, i.e. between 1970 and 2010, within the perimeter and in the external neighborhood of each catchment have been used. Before assessing average precipitation and ETP of the domain areas nonexistent monthly data were approximated form neighbor stations. Then, the spatial contribution of each measurement site to the areal domain has been weighted. Monthly precipitation and ETP showed spatial dependency that was modeled by linear and Gaussian semivariograms, respectively. In comparison with the Thiessen polygon methods ordinary kriging provided lower areal domain estimates of precipitation in 11 out of the 12 basins studied catchments, and the higher differences were observed at those of the Misiones province. It was concluded that increasing the complexity of the method used for estimating areal precipitation or ETP shows no evidence of better estimates of these variables.

Key words: spatial variability, domain areas, precipitation, potential evapotranspiration, Paraná catchment.

.

INTRODUCCIÓN

La aplicación de modelos de estimación de caudales de tipo concentrado o agregados a nivel de cuencas, o subcuencas, requiere información de las variables hidrológicas de entrada a los modelos que resuma el comportamiento areal de la misma. Es decir la precipitación que cae sobre la cuenca o la evaporación y evapotranspiración que tiene lugar sobre la misma. Estos datos son registrados en forma puntual en las estaciones, los que luego deben ser tratados para extenderlos al área ocupada por la cuenca de interés. Se pretende entonces conocer en el espacio cuales son los valores que adoptan esas variables de entrada, en un tiempo dado, y en lo posible definir de qué tipo es la relación entre dos sitios de mediciones y cómo puede expresarse en términos funcionales. Esto dependerá de la vinculación o relación entre los sitios y se podrá de este modo determinar cuál es la estructura de variación espacial que presenta.

Los métodos disponibles para la estimación areal de variables climáticas de las que depende el balance hídrico como la precipitación (P) y la evapotranspiración (ET) se basan en premisas muy diferentes. El más simple es la media aritmética de los valores registrados en las estaciones asociadas al área estudiada. En este caso la variación espacial de la precipitación o la evapotranspiración frente a una densidad insuficiente de la red de estaciones que proporcionan datos climatológicos puede llevar a errores considerables, principalmente en zonas montañosas que presentan gran variación espacial de estas variables. Por ello, para evaluar la P y la ET espacialmente sobre una cuenca, subcuenca o cualquier superficie definida a partir de medidas puntuales se suele ponderar la aportación espacial de cada sitio a través de diferentes métodos. El trazado de los polígonos de Thiessen, la regionalización de estaciones o las técnicas de kriging son métodos que han sido frecuentemente empleados.

La interpolación mediante el método de los polígonos de Thiessen permite calcular medias areales en base a la ubicación relativa de las estaciones; por tanto este es un método geométrico, que no asume ninguna relación de dependencia entre datos medidos entre estaciones vecinas. La regionalización es una metodología que permite generar información en una ubicación, en base a información conocida en otras áreas que posean un comportamiento semejante; por tanto previo a la interpolación mediante este método se requiere definir de modo preciso regiones homogéneas. El kriging es una técnica de interpolación que se basa en el análisis de la estructura geoestadística de variación de la variable estudiada: es decir, el kriging se apoya en el conocimiento del comportamiento de la variable en el espacio, con la premisa de que puntos próximos tendrán valores más parecidos que puntos más alejados, ya que asume que una muestra de puntos de una población se encuentra correlacionada en el espacio (TUCCI, 2002). Además de las técnicas aquí mencionados, existen diversos métodos determinísticos disponibles para la predicción espacial como son la distancia inversa, interpolación polinomial global, interpolación polinomial local, triangulación lineal, funciones de base radial entre otros.

En este punto es conveniente presentar algunas definiciones. Se entiende por "precipitación areal" aquella que cae sobre toda la superficie de la cuenca y resulta sinónimo de superficie media de la cuenca en sentido espacial. Por "precipitación media areal" se considera como aquella precipitación sobre toda la superficie de la cuenca, pero que esta promediada en el tiempo, por ejemplo una serie de años, o una serie de valores del mismo mes. Conceptos similares son considerados para la evapotranspiración.

También es importante tener en cuenta los conceptos de estadística, en la que se basa el método clásico de interpolación mediante polígonos de Thiessen, usado desde 1911, y de geostadística, cuyo desarrollo a partir de mediados de la década de 1960 llevó a la interpolación mediante diversos tipos de kriging. Partiendo del supuesto que las variables naturales tienen una componente determinística y una aleatoria, la estadística nos proporciona una descripción del campo de observaciones en un determinado estadio, y la geoestadística complementa esta visión, considerando que este campo de observaciones no es único. Matheron, definió inicialmente a la "Geoestadística" como: "la ciencia del estudio estadístico de los procesos geológico", y en su obra de 1971, como "la aplicación de la teoría de las variables regionalizadas a la estimación de procesos o fenómenos geológicos en el espacio" (MATHERON, 1971). Su objetivo fundamental es el análisis de la estructura de correlación de las variables a partir de su consideración como variable regionalizada. Una variable regionalizada se define como una variable aleatoria distribuida en el espacio y con una estructura espacial de variación. El fenómeno representado por éstas se denomina regionalización, o regionalización geoestadística (DAMILANO y PARIS, 2014).

La geoestadística se ocupa de obtener estimaciones de las variables regionalizadas (VR) a partir del conocimiento de su estructura de variación espacial (BARBOSA LANDÍN, 1997). Para ello es necesario conocer cuál es la función que gobierna su ocurrencia o dicho de otro modo cuál es la función (estadística-matemática) que representa esta variación espacial. En la Estadística clásica o convencional, esta función se estima a partir de una muestra (Estadística Inferencial). Así, con la muestra determinada experimentalmente –que se asume representativa de la población en estudio- se calculan los estadísticos, con ellos los parámetros y con estos últimos la ley de probabilidad que ajusta a la distribución de frecuencias observadas: Normal, LogNormal, Gumbel, etc.

El problema, es que en el caso de las variables naturales que se estudian como variables regionalizadas, se cuenta generalmente, o mejor dicho casi siempre, con un resultado único Z(xi), que son precisamente los valores que se han medido u observado en el área de estudio. Por ello es necesario realizar la inferencia o estimación de su estructura probabilística bajo ciertas hipótesis. Para ello la geoestadística utiliza una restricción llamada hipótesis intrínseca, que permite el uso de los resultados de una VR por medio del método de los momentos. Según la teoría de probabilidad, una serie de k variables aleatorias (VA) z_1, z_2, z_3, …, z_k, (en general no independientes) define un vector de VA o vector aleatorio z con k componentes. Cuando el número de componentes tiende a infinito (esto es el número de VA es infinito) z se llama función aleatoria (FA). Luego, la interpretación probabilística de una VR como una realización de una función aleatoria FA tiene sentido operativo sólo si es posible inferir su función de distribución o ley de probabilidad o al menos los parámetros que caracterizan esta distribución (CARRERA y SAMPER, 1985). Se infiere que se deberían de conocer los parámetros de cada una de las distribuciones de las variables analizadas en cada uno de los puntos de medición y la Geoestadística ofrece herramientas para ello.

Son numerosos los ejemplos de aplicación de kriging para la obtención de curvas de isovalor: DEMEY et al. (1996); MEJÍA et al. (1999); CORTÉZ et al. (2005); IZQUIERDO et al. (2006); ÍÑIGUEZ et al. (2011), entre otros. En el caso particular de las curvas isohietas se pueden mencionar los

resultados logrados por GUERRA et al. (2006) o PINEDA et al. (2011) y concretamente en Argentina MEZHER et al. (2009) y HÄMMERLY et al. (2012), entre otros.

Cualquier técnica de obtención de campos areales puede ser aplicada indistintamente a cualquier variable hidrológica que se desea representar en forma espacial. Así, para la estimación de la precipitación media de la cuenca, es necesario disponer de datos puntuales medidos en estaciones meteorológicas dentro de la misma y su periferia, en un periodo común de tiempo. En relación a las transferencias de agua a la atmósfera, la medición de la evaporación se da por medio de dispositivos instalados en los abrigos, como los evaporímetros, mientras que la evapotranspiración se puede medir en campo mediante lisímetros y en parcelas experimentales, pero su obtención es laboriosa y costosa. Se recurre entonces a la estimación de la evapotranspiración potencial (ETP) a través de fórmulas empíricas en función de datos meteorológicos. Entre las fórmulas más utilizadas se encuentra la de Thornthwaite, pero se le critica que sólo usa datos de temperatura y que suele sobreestimar. Es por ello que se considera más adecuado, en la medida que se disponga de los datos necesarios, utilizar la fórmula de Penman-Montheith, que tiene en cuanta para su cálculo un término radiativo y otro aerodinámico, requiriendo datos de temperatura, velocidad de vientos, heliofanía y tensión de vapor, posibles de obtener de estaciones sinópticas, junto con otros datos de tablas donde se considera la ubicación y la época del año (CHOW, 1996; TUCCI, 2000; UNESCO, 2006).

El Balance Hídrico Superficial fue una de las actividades previstas dentro del Programa Marco para la Gestión Sostenible de los Recursos Hídricos de la Cuenca del Plata, llevado a cabo por el Comité Intergubernamental Coordinador de los Países de la Cuenca del Plata en relación con los efectos de variabilidad y cambio climático. Este Balance Hídrico Superficial se realizó como parte del Balance Hídrico Integrado, pensado como instrumento de apoyo para la gestión integrada de los recursos hídricos de la Cuenca, teniendo en cuenta la distribución, la calidad, el uso y demanda del agua. Para llevar a cabo estas modelaciones, previamente se probaron diferentes campos de precipitación y evapotranspiración potencial, con la finalidad de comparar los resultados obtenidos en los balances según las diferentes técnicas. En este trabajo se presentan los resultados de precipitación y ETP media areal, en cuencas que disponen de registros de caudales, obtenidos mediante dos métodos: polígonos de Thiessen y kriging. Por ello, el estudio se limita a la margen izquierda del río Paraná, en un total de 12 cuencas, en las que existen los mencionados registros.

MATERIAL Y MÉTODOS

Las 12 cuencas de la margen izquierda del río Paraná que disponen de registros de caudales y en las que se determinaron campos areales están ubicadas en las provincias de Misiones, Corrientes y Entre Ríos. Las cuencas consideradas tienen una extensión muy variable y pertenecen a los siguientes arroyos y ríos: arroyo Piray Miní, arroyo Piray Guazú, Arroyo Paranay, río Santa Lucía, río Corriente (Paso Lucena), río Batel, río Corriente (los Laureles), río Barrancas, río Guayquiraró, arroyo Feiciano, arroyo Nogoyá y río Gualeguay (HÄMMERLY, 2017).

Se usaron las series de datos meteorológicas disponibles no solo dentro de las cuencas de la margen izquierda del río Paraná estudiadas, sino también las de la periferia de las mismas en territorio argentino, incluyendo algunas la margen derecha, en un periodo común de tiempo, entre 1970 y 2010; en total se utilizaron datos de 84 esta-

ciones (HÄMMERLY et al., 2018). Previa a la obtención de la precipitación media areal se completan los datos mensuales faltantes. Esto se realiza en el programa CHAC (Cálculo hidrometeorológico de aportaciones y crecidas) empleado para el cálculo del balance hídrico (CEDEX, 2012) a partir de un modelo de regresión bivariado con estacionarización mensual de las series de datos. La elección de la pareja de estaciones que va a ser utilizada para el completado de cada una de las lagunas de una estación dada se basa en considerar un umbral mínimo del coeficiente de correlación múltiple ponderado según la expresión de la matriz de priorización. Se rellenaron las precipitaciones mensuales en aquellas estaciones con datos faltantes, considerando grupos de estaciones cercanazas para el rellenamiento de las series.

El método adoptado para la estimación de la evapotranspiración potencial fue el de Penman - Monteith Para su determinación se requieren datos mensuales de temperatura media (ºC), humedad relativa (%), heliofanía efectiva (hs) y velocidad de viento (km/día). En resumen los pasos seguidos para la determinación de la evapotranspiración potencial areal de las subcuencas fueron los siguientes: 1) el rellenamiento de datos mensuales faltantes para cada variable, 2) la confección del archivo de parámetros para el cálculo de la ETP, y 3) el cálculo de la ETP según Penman-Moteith para cada estación, siendo 38 el total de estaciones disponibles.

Para cada estación pluviométrica estudiada se obtuvo una sola serie de valores mensuales de P promediados durante todo el período de estudio. En aquellas estaciones en que se pudo estimar la ETP se obtuvo otra serie similar de la misma, Finalmente, a partir de dicha información se pudo ponderar la aportación espacial de cada sitio de medida tanto para la precipitación como para la evapotranspiración potencial mediante dos métodos, polígonos de Thiessen y kriging, lo que corresponde a un modelo agregado, como se describe a continuación.

Interpolación mediante polígonos de Thiessen

El método de Polígono de Thiessen se basa en ponderar el valor una variable de interés, por ejemplo P o ETP, en cada estación en función de un área de influencia (Ai), cuya superficie que se calcula según un procedimiento de trazado de polígonos. El procedimiento asume que en el área de influencia, definida por la poligonal, ocurre el mismo valor de lluvia de aquel observado en la estación meteorológica más cercana. La Ecuación 1 indica cómo se obtiene la precipitación media por medio de la ponderación.

$$Pm = \frac{\sum_{1}^{n} Ai\ Pi}{A} \qquad (1)$$

Siendo:

Pm: precipitación media de la cuenca

Pi: precipitación de la estación i

Ai: área de influencia de la estación i

A: área total de la cuenca

n: cantidad de estaciones que influyen en la cuenca

La rasterización del dominio bajo análisis y, la posterior estimación de la P y ETP promedio para cada subcuenca supone que la variabilidad de estos componentes es lineal entre los sitios de medición y no considera ni la variabilidad espacio-temporal de la variable en sí misma (variaciones intraanuales e interanuales) ni la aleatoriedad propia de los fenómenos naturales.

Este método ha sido utilizado comúnmente por su practicidad, pero se lo considera inadecuado en algunos casos, ya que es netamente geométrico, y no tiene en cuenta las características orográficas o de barreras

naturales que pudieran existir entre las estaciones ni las características convectivas de algunas lluvias, como si lo tendría el método del calculo de la precipitación media areal mediante el trazado de isohietas.

En este trabajo, para determinar los polígonos de Thiessen en el mapa base donde están delimitadas las cuencas, se utilizó el software "QGis" versión 2.18 (http://qgis.osgeo.org) con una subrutina a tal efecto. A partir de conocer la ubicación de las estaciones, trazar los polígonos y recortarlo según los límites de las cuencas, se puede ponderar la aportación espacial de cada sitio en relación al área total de la cuenca.

La precipitación y la evapotranspiración media areal en cada subcuenca se obtuvo mediante la Ecuación 1. Estas variables se calculan para cada mes de la serie de trabajo, en forma automática por el programa CHAC. Se utilizan los datos mensuales de todas las estaciones de cada cuenca junto con los pesos de ponderación areal.

Las Figuras 1 y 2 muestran los polígonos de Thiessen resultantes para la precipitación y la evapotranspiración, respectivamente en las 12 cuencas estudiadas de la margen izquierda del río Paraná (las mismas se observan en color marrón). Por su parte en los anexos 1 y 2 se presentan tabulados para cada una de estas cuencas el área correspondiente a cada estación en la que se midió la precipitación o se estimó la evapotranspiración, respectivamente obtenida a partir de los polígonos determinados por este método geométrico, así como el peso de cada una de las estaciones, usado para estimar la P o la ETP total areal de cada cuenca.

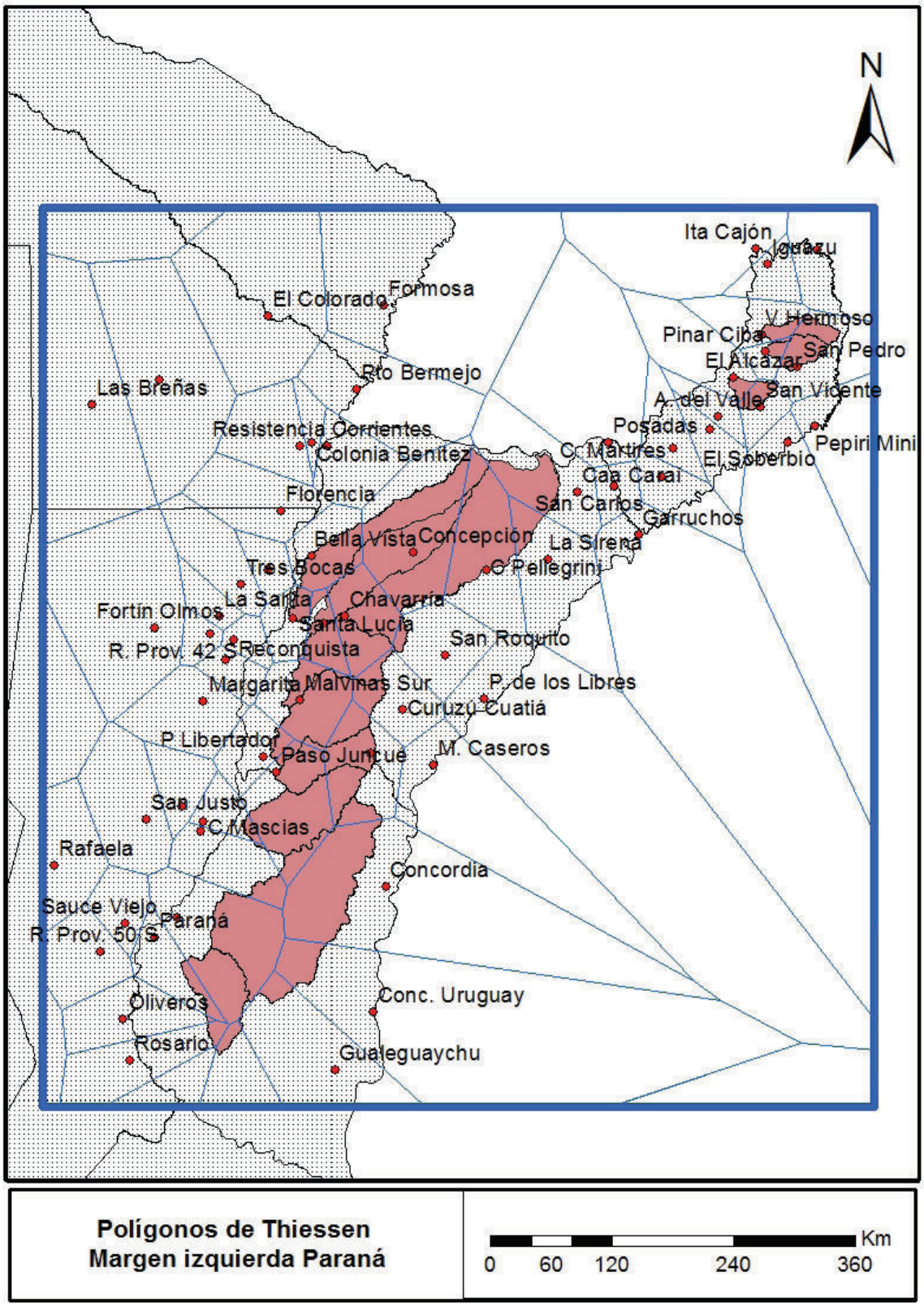


Fig. 1. Trazado de Polígonos de Thiessen para las estaciones de precipitación en las cuencas estudiadas

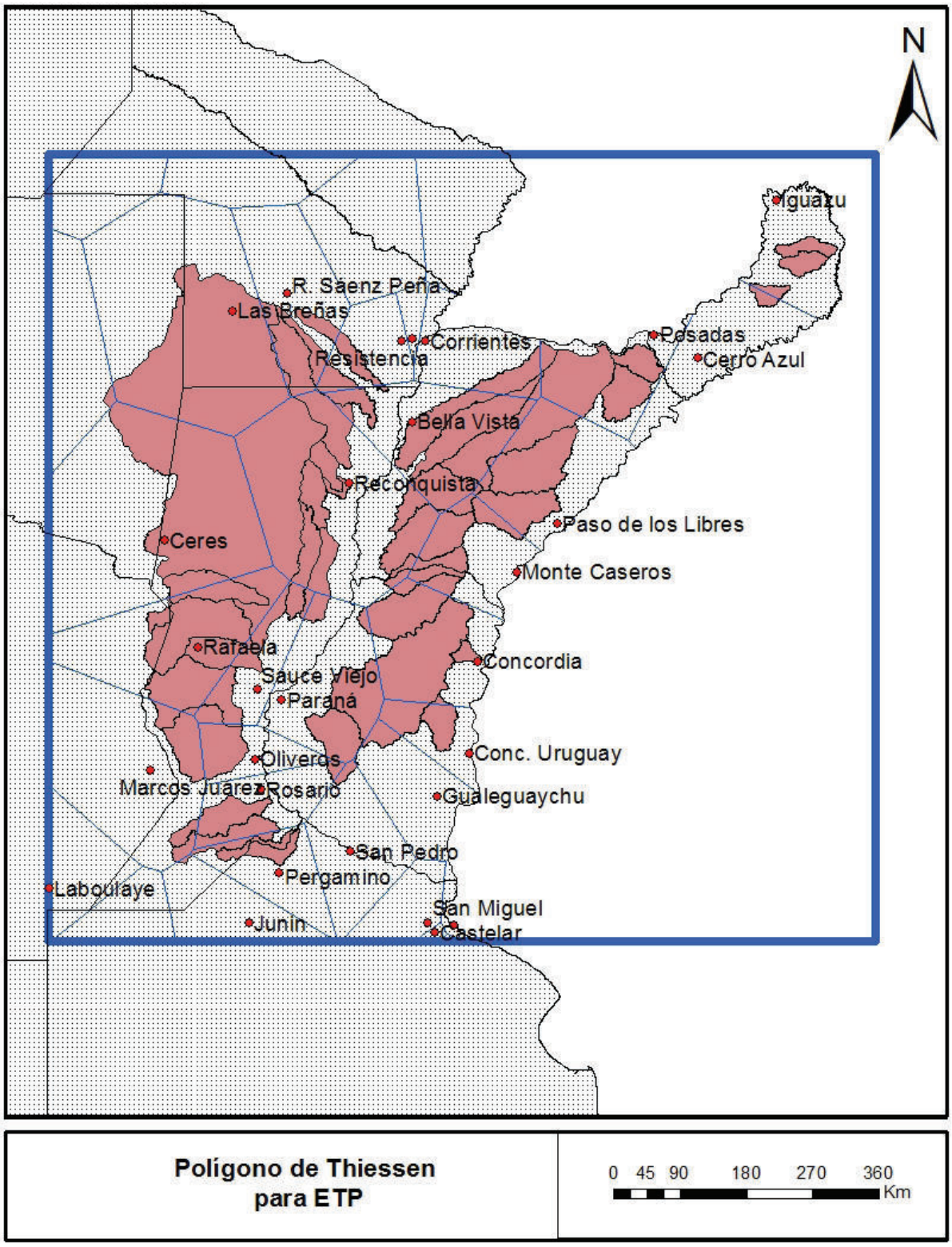


Fig. 2. Trazado de Polígonos de Thiessen para las estaciones de ETP en las cuencas estudiadas.

Interpolación mediante Kriging

El kriging es una técnica de interpolación que se basa en el análisis de la estructura geoestadística de variación de la variable estudiada. Es decir se apoya en el conocimiento del comportamiento de la variable en el espacio, con la premisa de que puntos próximos tendrán valores más parecidos que puntos más alejados, ya que asume que una muestra de puntos de una población se encuentra correlacionada en el espacio. El comportamiento de la precipitación, al igual que la evapotranspiración, cumplen con esta premisa, por lo que es posible aplicar esta técnica de obtención de campos espaciales a partir de series de datos puntuales.

La semivariancia es la medida del grado de dependencia espacial entre los puntos de muestreo, su representación gráfica en función de la distancia a un punto está dada por el semivariograma, también llamado variograma, el cual es obtenido a partir de una muestra de la variable (semivariograma experimental), a la que se debe ajustar un modelo teórico.

Para el cálculo del semivariograma experimental se define la media aritmética de todos los cuadrados de las diferencias entre pares de valores experimentales separados una distancia *h*, o lo que es lo mismo, la varianza de los incrementos de la variable regionalizada en las localizaciones separadas una distancia *h*.

$$Var\{Z(x+h)-Z(x)\}=2\gamma(h) \quad (2)$$

Al estimar la función $\gamma(h)$, es decir la semivariancia en función de la distancia, se obtiene el semivariograma experimental. Para ello se utiliza la expresión:

$$\gamma(h)=\frac{1}{2Np(h)}\sum_{i=1}^{Np(h)}[Z(x_i)-Z(x_i+h)]^2 \quad (3)$$

Siendo:

$Np(h)$: número de pares de puntos separados por la distancia h.

h: distancia entre puntos vecinos.

$Z(x_i)$: valores experimentales.

x_i: localizaciones donde son medidos los valores $Z(x_i)$.

Entre los modelos teóricos más comunes que se emplean para ajustar a un semivariograma experimental se encuentran el lineal, el exponencial, el esférico y el gaussiano. Este último modelo señala que el fenómeno evaluado, se más bien continuo, de modo tiene poca variación en los puntos cercanos y suavemente creciente a medida que la distancia aumenta, hasta alcanzar la meseta en la varianza total de la muestra.

De la forma del variograma modelado se extraen los parámetros del modelo que se utilizarán para la interpolación, ellos son la pepita, la meseta y el alcance. La pepita representa el valor de la varianza para la distancia cero, es indicativa de la variabilidad en los datos a pocas distancias (que puede deberse a errores en la obtención de los datos, marcada variabilidad indicativa de procesos fuertemente aleatorios y/o que la separación de los puntos de observación no es suficiente para representar el fenómeno que se está cuantificando); la meseta se define cuando la semivariancia no aumenta más con la distancia y se estabiliza en un valor igual a la varianza de la muestra y; el alcance es la distancia que corresponde a la definición de la meseta.

El análisis de la estructura de variación espacial de la variable, sintéticamente presentado en los párrafos precedentes, es el paso previo ineludible para la aplicación del kriging como método de interpolación. Es decir antes que nada se debe conocer el modelo de variograma ajustado, esto significa: el tipo de modelo y los parámetros del mismo. Además es necesario establecer el tipo de interpolación deseada (puntual o por bloques) y la estrategia adecuada para la se-

lección de puntos para la interpolación en el rango de búsqueda (que podrá ser circular o elipsoidal dependiendo del comportamiento direccional del variograma). Los datos más allá del alcance, es decir cuando el variograma se vuelve plano, tienen la mínima capacidad predictora y por ende no intervienen en la interpolación. Según ZUCARELLI et al. (2014) "Si el número de valores en el espacio es suficiente, la mejor estrategia para evitar problemas de estacionariedad puede ser disminuir el radio de búsqueda". El resultado final del kriging es un mapa con los valores interpolados de la variable.

Sin embargo, puede resultar que luego del análisis de la estructura de variación espacial el variograma experimental muestre un comportamiento totalmente aleatorio (efecto pepita puro) o lineal. En el primer caso no se deberían trazar mapas con curvas, pues este comportamiento señala que la variable no tiene continuidad espacial (caso común de los fenómenos que se manifiesta a escala muy local, como las fuentes de contaminación puntual en aguas subterráneas o tormentas locales en el caso de precipitaciones diarias). En el segundo, el análisis estructural sirve para argumentar la correcta utilización de la interpolación lineal.

La ventaja adicional del kriging sobre los métodos determinísticos, es la estimación de la varianza del error de predicción, lo cual permite además estimar intervalos de confianza para las predicciones realizadas (o eventualmente curvas trazadas). La técnica del kriging es un método de estimación que da el mejor estimador lineal insesgado (BLUE: Best Linear Unbiased Estimator), cuando se cumplen todos los supuestos para su utilización.

En este trabajo para la determinación de la precipitación y evapotranspiración areal de las cuencas, en primer lugar se creó una grilla, sobre la que se sobrepusieron las 12 cuencas estudiadas, lo que se muestra en la Figura 3. A continuación se recortaron las grillas con los contornos de las mismas y por último se calculó la P o la ETP media con los valores estimados en los puntos dentro de los límites de cada cuenca. Se repite esta operación para los doce meses en todas las cuencas. Se recurrió al software "QGis" versión 2.18 (http://qgis.osgeo.org) para realizar esta tarea.

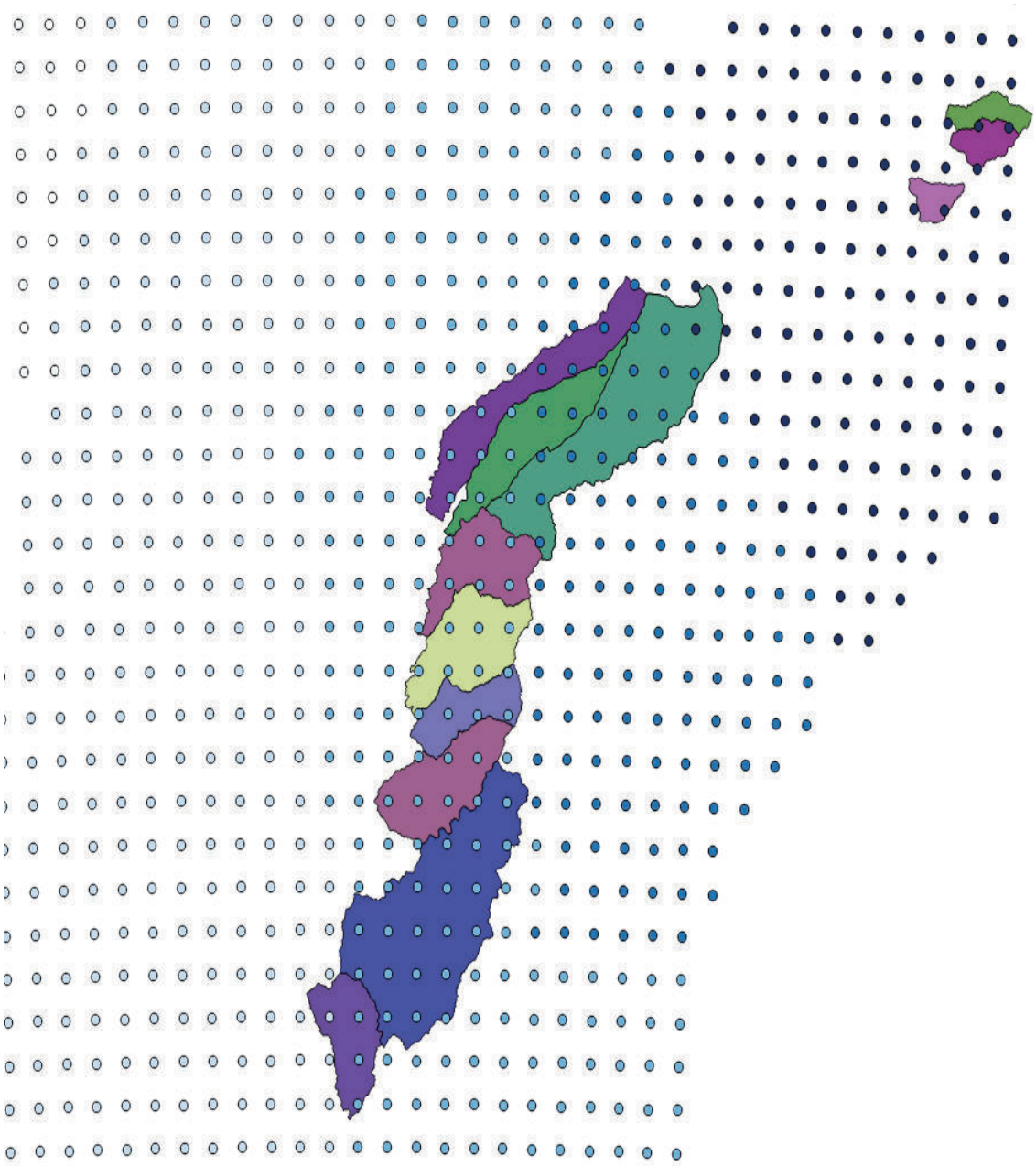


Fig. 3. Ejemplo de grilla y cuencas superpuestas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las cuencas estudiadas presentan una superficie muy variable que oscila entre 979 km2 en el arroyo Paranay y 15975 en el río Gualeguay. En todas ellas se estimaron campos areales de precipitación y ETP según el método de los polígonos de Thiessen y usando el krigeado ordinario.

Método de polígonos de Thiessen

Dependiendo de la superficie de la cuenca y las estaciones que registran precipitación dentro o en los alrededores de la misma, el número de polígonos de Thiessen que se utilizaron para la determinación areal de esta variable osciló entre 2 para el arrollo Piray Guazú y 7 para el Río Gualeguay (Fi-

gura 1 y Anexo 1). Este método es simple de implementar, y ofrece un resultado con base geométrica, ya que se asignan los pesos a las estaciones en función a su ubicación relativa, la distancia entre ellos, y el porcentaje resultante en relación al área total de la cuenca; sin embargo no toma en consideración las características físicas del terreno adyacente, la naturaleza de la variable y si existe otra función de relación espacial que no sea el modelo lineal. En el caso de la margen izquierda del río Paraná, los pesos de los polígonos dentro de cada cuenca pueden presentar magnitudes muy diferentes (Anexo 1).

Para la estimación de la ETP areal se utilizaron los polígonos que se muestran en la Figura 2 y cuyas características se presentan en el Anexo 2. El número de polígonos de Thiessen que se obtuvieron osciló entre solamente 1 para los arroyos Piray Mini y Piray Guazú y 5 para el arroyo Nogayá, lo que se debe a la menor cantidad de estaciones de que se dispone para el cálculo puntual de la ETP en comparación con la precipitación. la contribución de zonas con características distintas dentro de la misma cuenca a la estimación de campos areales está peor definida para la ETP que para la precipitación.

La Tabla 1 muestra los valores medios mensuales y anuales de precipitación y ETP respectivamente, obtenidos por el método de los polígonos de Thiessen en cada cuenca. La precipitación media areal osciló entre 1094 mm para el arroyo Nogoyá y 2028 mm para el Piray Guazú. En Argentina es bien conocido el gradiente norte sur de la precipitación, que se refleja en los resultados obtenidos en este trabajo mediante el método de los polígonos de Thiessen, Por otro lado HÄMMERLY (2017) indica que teniendo en cuanta ambas márgenes del río Paraná, los valores anuales de los campos areales de precipitación oscilan entre 800 y 2000 mm; este resultado concuerda con la presencia de un gradiente este oeste en el monto de las precipitaciones, que se superpone al gradiente norte sur.

La ETP media areal a escala anual se muestra en la Tabla 2, en donde se aprecia que presentó un menor rango de oscilación que la precipitación, oscilando entre 1046 mm en el arroyo Piray Guazú y 1272 mm en el río Santa Lucia. En las 10 cuencas restantes la ETP oscila solamente entre 1120 y 1250 mm anuales. Para el conjunto de la cuenca del río Paraná en territorio argentino HÄMMERLY (2017) cita valores anuales de ETP comprendidos entre y 950 y 1300 mm, al tiempo que señala que y contrariamente a lo que ocurre con la precipitación, los campos areales para la ETP no presentan un patrón de gradientes definido, en función de la latitud o de la longitud en las cuencas estudiadas. Sin embargo si se considera toda la cuenca del rio Paraná la ETP tiende a disminuir de este a oeste como consecuencia del aumento de temperatura y de las horas de sol.

Río o arroyo	Lugar	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
Piray Miní	V. Hermoso	168	236	166	168	162	165	141	175	168	164	111	137	1960
Piray Guazú	Pinar Ciba	172	245	177	174	163	168	141	183	176	172	116	143	2028
Paranay	El Alcazar	157	232	166	152	158	150	158	163	153	151	124	114	1876
Santa Lucía	Santa Lucia	76	149	151	124	129	158	153	178	81	78	54	50	1383
Corrientes	Paso Lucero	91	159	146	124	122	141	140	173	98	92	75	62	1422
Batel	Paso Cerrito	78	152	156	120	126	163	146	186	90	86	59	54	1415
Corriente	Los Laureles	82	148	146	122	123	145	138	172	92	84	65	56	1371
Barrancas	P. La Llana	67	123	120	121	127	130	148	158	76	63	42	39	1214
Guayquiraró	Paso Juncué	69	126	130	132	137	141	158	162	82	63	39	41	1280
Feliciano	Paso Medina	66	123	134	133	142	142	161	163	81	54	35	40	1272
Nogoyá	Ruta Pcial 11	59	118	117	128	114	130	154	113	59	40	29	34	1094
Gualeguay	Ros. del Tala	77	119	129	127	124	132	149	133	82	61	44	45	1221

Tabla 1. Precipitación media mensual areal (mm) en cuencas de la margen izquierda del río Paraná, según el método de Thiessen (1970-71 al 2009-10).

Río o arroyo	Lugar	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
Piray Miní	V. Hermoso	82	111	135	154	160	125	110	73	51	36	42	61	1139
Piray Guazú	Pinar Ciba	75	100	116	125	129	112	105	77	54	40	49	65	1046
Paranay	El Alcazar	82	108	126	140	142	120	113	81	58	44	52	69	1135
Santa Lucía	Santa Lucia	94	124	141	161	164	135	123	85	64	48	57	75	1272
Corrientes	Paso Lucero	90	120	138	157	159	131	120	86	63	48	56	74	1241
Batel	Paso Cerrito	93	123	140	160	162	132	122	83	62	47	55	73	1250
Corriente	Los Laureles	90	119	137	156	158	130	119	83	62	47	54	72	1227
Barrancas	P. La Llana	86	116	135	157	161	129	115	76	54	40	47	66	1181
Guayquiraró	Paso Juncué	85	114	134	156	161	128	115	75	53	39	46	64	1169
Feliciano	Paso Medina	78	108	131	156	161	125	113	73	49	35	40	58	1129
Nogoyá	Ruta Pcial 11	85	116	140	164	170	133	119	79	56	40	46	64	1211
Gualeguay	Ros. del Tala	78	107	131	154	160	125	112	73	50	36	41	58	1123

Tabla 2. Evapotranspiración potencial media mensual areal (mm) en cuencas de la margen izquierda del río Paraná, según el método de Thiessen (1970-71 al 2009-10).

Método de Kriging

Como se indicó en la sección anterior, en la práctica el método de kriging se inició ajustando modelos de semivariogramas a los semivariogramas muestrales; estos viene definidos por los valores de semivariancia frente a la distancia y fueron obtenidos para todas las series mensuales medias de precipitación y ETP para el período de 1970-2010, que, por tanto, están conformada por los datos de todas las estaciones disponibles. Luego se diseñó una grilla a partir del semivariograma obtenido para cada mes y finalmente se confeccionaron los mapas con las isolíneas, en este caso isohietas e isolíneas de ETP, con una equidistancia preestablecida. Los puntos de la grilla poseen valores en tres coordenadas, que en este caso se corresponden con la latitud, longitud y valor de la variable a interpolar (P o ETP). Los puntos en donde se efectúan las interpolaciones están separados por distancias regulares (Figura 3) y no necesariamente coincidentes con la ubicación de las estaciones. A partir de la grilla también es posible rasterizar el área, ya que cada punto de la grilla representa en el espacio, un valor de la variable.

Estructura espacial y krigeado de la precipitación

Para los datos de precipitación media mensual de cada estación de la serie 1970-2010 se obtuvieron 12 grillas mensuales, donde los puntos representan en el espacio

la precipitación media del mes para toda la serie. La Tabla 3 presenta los parámetros de los semivariogramas ajustados gráficamente a las series de precipitación para cada mes. Se comprueba que para todos los meses se ajustó un modelo Gaussiano al semivariograma experimental. A modo de ejemplo, la Figura 4 presenta el variograma ajustado a la muestra para el mes de setiembre, en donde las medidas del eje de ordenadas son en mm^2 y la distancia en el eje de abscisas en grados. No obstante durante los meses más fríos, entre mayo y octubre, ambos inclusive fue necesario retirar una tendencia, previamente al cálculo del semivariograma muestral; por el contrario en los meses más cálidos, de noviembre a abril, los modelo de semivariograma de tipo gaussiano pudieron ajustarse directamente a las series de datos de precipitación disponibles sin retirar tendencia.

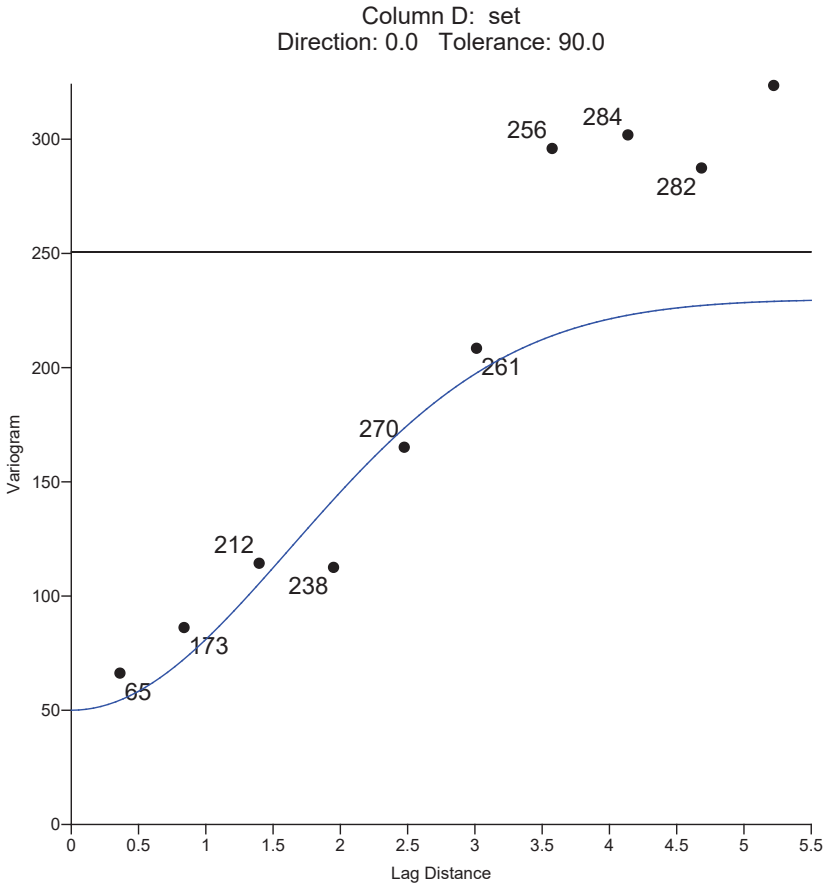


Fig. 4. Ajuste del variograma para la precipitación del mes de setiembre.

Los variogramas del modelo Gaussiano señalan que el fenómeno evaluado, en este caso precipitación mensual, tiene un comportamiento de poca variación, es decir son relativamente continuos cerca del origen, lo que denota analogía en los puntos cercanos y una variación suavemente creciente a medida que la distancia aumenta (CARRERA y SAMPER, 1990). El fenómeno de la lluvia cumple este comportamiento, ya que se caracteriza por una cierta continuidad entre localidades próximas, excepto durante períodos tormentosos, por eso es correcto que éste sea el modelo que ajuste a los datos.

De cuerdo con los datos de la Tabla 3 presentaron un efecto pepita de magnitud variable, que oscila entre 50 y 110 mm^2, pero siempre inferior al valor de la varianza

estructural. En términos relativos el efecto pepita tiende a ser más elevado en los meses en que se retiró tendencia y particularmente entre mayo y agosto. El efecto pepita puede ser consecuencia de una red de muestreo con una densidad demasiado baja para caracterizar la variabilidad espacial a pequeñas distancias o bien de la imprecisión en la medida de los datos disponibles. El alcance de los semivariogramas gaussianos a los que se ajustó la dependencia espacial de la precipitación varió entre 2,0 y 3,5 grados, es decir entre 223,4 y 491 km; en general el alcance suele ser inferior durante los meses de mayo a setiembre. Los datos medidos en estaciones que están a una distancia inferior al alcance no son independientes entre sí de acuerdo con la teoría geoestadística.

Meses	**Sep**	**Oct**	**Nov**	**Dic**	**Ene**	**Feb**	**Mar**	**Abr**	**May**	**Jun**	**Jul**	**Ago**
Tendencia	Si	si	no	no	no	no	no	no	si	si	si	si
Modelo	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss
Pepita	50	110	80	110	80	90	110	100	50	65	50	50
Meseta	180	290	450	290	290	320	270	130	110	75	7.5	75
Alcance (º)	2.3	2.5	3.0	3.2	2.5	3.0	2.5	3.5	2.3	2.3	2.0	2.3

Tabla 3. Parámetros de ajuste a los semivariogramas gaussianos para las precipitaciones mensuales (1970-71 al 2009-10).

La precipitación areal se estimó a partir del semivariograma correspondiente, se construyeron las grillas para cada mes. Para ello, en lugar de trazado de mapas, se optó por rasterizar el área y tener un campo de precipitación en el espacio. La Tabla 4 presenta los valores de precipitación mensual media areal para las 12 subcuencas de la margen izquierda del rio Paraná en el período 1970-2010. Los valores anuales de precipitación areal estimados por kriging oscilaron entre 1731 en el arroyo Paranay y 1066 mm en el arroyo Nogoyá, poniendo de manifiesto una vez más el gradiente norte sur en la distribución de precipitaciones.

Río o arroyo	Lugar	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
Piray Miní	V. Hermoso	134.1	195.7	153.3	151.6	156.6	145.9	123.3	156.5	152.6	132.6	97.1	103.3	1703
Piray Guazú	Pinar Ciba	137.0	198.8	153.5	152.2	156.5	146.7	125.8	158.9	152.3	134.7	100.5	105.2	1722
Paranay	El Alcazar	137.4	199.9	154.8	152.9	157.0	147.4	130.4	165.7	145.4	133.7	102.8	103.7	1731
Santa Lucía	Santa Lucia	71.4	133.5	140.9	132.3	135.6	140.2	140.9	165.4	82.5	69.4	50.7	48.8	1312
Corrientes	Paso Lucero	86.5	146.9	139.5	131.3	131.3	139.3	135.2	169.1	95.5	82.3	66.8	61.0	1385
Batel	Paso Cerrito	72.5	132.7	140.1	130.0	132.1	140.0	139.6	166.0	83.2	69.9	51.7	48.9	1307
Corriente	Los Laureles	79.5	138.2	138.1	130.2	131.3	139.6	137.2	166.0	88.9	76.9	58.8	54.4	1339
Barrancas	P. La Llana	67.2	119.4	127.1	126.4	130.5	136.5	140.3	152.8	76.4	59.8	43.3	41.6	1221
Guayquiraró	Paso Juncué	68.2	118.6	124.9	125.4	130.9	134.1	141.0	149.5	77.5	59.7	43.6	42.4	1215
Feliciano	Paso Medina	66.6	114.6	122.2	125.3	129.6	131.4	140.6	143.1	75.1	56.4	40.8	41.3	1187
Nogoyá	Ruta Pcial 11	58.4	107.9	110.8	121.5	117.4	122.6	136.3	112.2	62.0	44.2	34.8	38.2	1066
Gualeguay	Ros. del Tala	68.5	111.5	118.4	123.7	124.4	127.2	137.1	130.6	73.1	54.3	41.4	42.2	1152

Tabla 4. Precipitación mensual media areal (mm) en cuencas de la margen izquierda del río Paraná, según el método de Kriging (1970-71 al 2009-10).

El método tradicional de ponderación con polígonos de Thiessen, de la precipitación media areal de una cuenca ha proporcionado valores más elevados que el krigeado en 11 de las 12 cuencas estudiadas en la margen izquierda del río Paraná. En dos de las cuencas estudiadas, los arroyos Piray Mini y Piray Guazú, localizadas en la provincia de Misiones las diferencias absolutas entre los dos métodos son superiores a los 250 mm anuales y en otras dos cuencas, el arroyo Paranay y el río Batel, superan los 100 mm anuales.

Estos resultados sugieren que, al menos en algunas cuencas, el método empleado para obtener campos areales pueden afectar en una cuantía no desdeñable a la magnitud de los balances hídricos estimados con diferentes modelos.

Estructura espacial y krigeado de la ETP

La evapotranspiración potencial media areal en cada subcuenca para cada mes se obtuvo por un procedimiento similar. Para los caso de las ETP el ajuste de los semivariogramas experimentales se logró con un modelo lineal para todos los meses. Este modelo sugiere la fuerte influencia de la variación regional de la temperatura en la estimación de la ETP, que se manifiesta con la función lineal representando la tenden-

cia o deriva regional. La Figura 5 presenta el semivariograma ajustado para el mes de setiembre; las medidas del eje de ordenadas son en mm^2 y la distancia en el eje de abscisas en grados

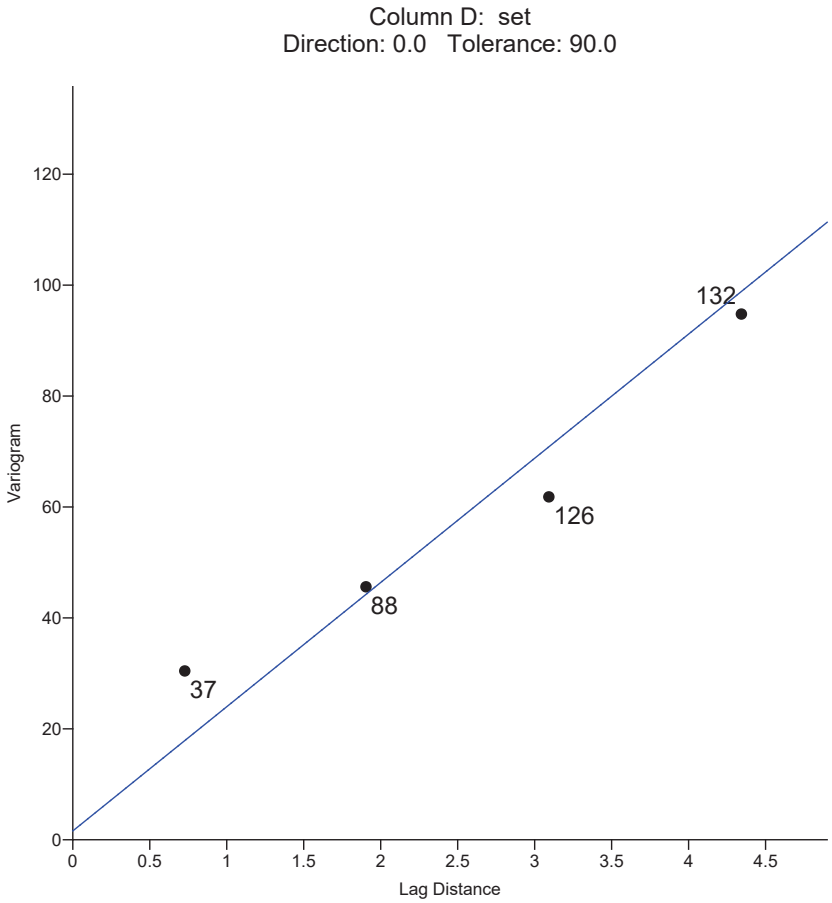


Fig. 5. Ajuste del variograma para la ETP del mes de setiembre.

La Tabla 5 muestra los tipos de semivariogramas y los parámetros de los mismos que fueron adoptados y que se usaron en la confección de las grillas para interpolar los valores mensuales medios areales de ETP. Durante todos los meses del año los semivariogramas muestrales de ETP se ajustaron a un modelo lineal. El mismo presenta valores de efecto pepita que oscilan entre 0 y 25,8 mm^2, es decir de una magnitud inferior a los obtenidos para la precipitación. El modelo lineal obtenido para los datos de ETP pone de manifiesto una tendencia al aumento de las horas de sol y por tanto de la radiación solar según un gradiente este oeste. A pesar de la menor densidad de estaciones en que se ha estimado la ETP, la misma presenta valores de efecto pepita inferiores a los de la precipitación; esto sugiere una menor variabilidad espacial de la ETP en relación con la P a distancias relativamente pequeñas. La variancia de la precipitación también se presenta en la Tabla 5, dado que supone un valor de referencia a partir del cual el modelo de dependencia espacial de tipo lineal puede dejar de ser válido al llegar a un valor que corresponde a la meseta del mismo.

Meses	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
Modelo	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal	Lineal
Pepita	1.6	0	4.5	0	13.1	10.6	25.8	7.4	8.1	8.2	7.0	9.6
Varianza (mm^2)	135.8	161.8	125.2	112.3	96.9	54.7	96.4	76.6	81.6	59.4	99.9	125.5

Tabla 5. Efecto pepita de los semivariogramas lineales para las ETP mensuales y varianza de las mismas (1970-71 al 2009-10).

En la Tabla 6 se presentan los valores de evapotranspiración mensual media areal para las 12 subcuencas de la margen izquierda del río Paraná en el período 1970-2010. Las cifras a escala anual oscilaron entre 1108 mm para el arroyo Piray Miní y 1247 mm para el río Santa Lucía, lo que una vez más pone de manifiesto un rango de oscilación inferior de la ETP comparado con la precipitación.

Los valores de ETP estimados según los polígonos de Thiessen y kriging presentan diferencias absolutas anuales que, en general son de pequeña magnitud, inferiores a los obtenidos para la precipitación. Además, el método de los polígonos de Thiessen no siempre proporciona valores más elevados que el de kriging; de hecho los polígonos de Thiessen solo estiman valores más elevados de EPP en 4 de las 12 estaciones. Las mayores diferencias corresponden al arroyo Paray Guazú e donde la ETP estimada según los polígonos de Thiessen a escala anual es 67 veces inferior a la obtenida por krigeado; por el contrario en el arroyo Nogoyá el método de los polígonos de Thiessen supera en 56 mm anuales a los resultados obtenidos por kriging. En el resto de las estaciones las diferencias anuales son inferiores a 40 mm.

Cuando se comparan las diferencias de P y ETP obtenidas por los dos métodos empleados en este trabajo a escala mensual las diferencias relativas pueden ser todavía más elevadas que las obtenidas a escala anual. Se comprueba entonces que surge la necesidad de estudiar, validar y difundir metodologías, que permitan estimar campos de precipitaciones y evapotranspiración más confiables para lograr mejores resultados en los balances (HÄMMERLY et al., 2017).

Río o arroyo	Lugar	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
Piray Miní	V. Hermoso	78.7	104.3	121.2	132.8	137.6	118.6	112.5	80.7	57.7	44.0	51.7	68.0	1108
Piray Guazú	Pinar Ciba	79.6	106.5	122.2	132.9	137.7	118.6	113.1	80.8	58.1	44.0	52.0	68.0	1113
Paranay	El Alcazar	81.6	108.1	125.8	140.4	143.2	121.6	114.3	82.2	59.0	44.8	52.7	69.3	1143
Santa Lucía	Santa Lucia	92.3	122.3	139.5	160.7	161.8	132.1	119.8	83.6	61.8	46.0	54.5	72.9	1247
Corrientes	Paso Lucero	91.1	121.0	139.1	160.1	160.9	131.3	119.1	84.3	61.7	46.0	54.6	72.8	1242
Batel	Paso Cerrito	91.6	121.7	139.4	161.0	162.2	131.9	119.5	83.1	61.2	45.5	53.8	72.2	1243
Corriente	Los Laureles	90.6	120.5	138.7	160.0	161.4	131.3	119.0	83.1	60.8	45.3	53.5	71.8	1236
Barrancas	P. La Llana	85.7	115.6	135.8	157.7	162.3	129.6	116.7	77.9	54.2	41.2	47.8	66.3	1191
Guayquiraró	Paso Juncué	84.2	114.0	135.0	157.1	162.5	128.8	115.8	76.6	55.8	39.8	46.0	64.5	1180
Feliciano	Paso Medina	82.6	112.6	134.6	157.0	162.9	128.4	115.0	75.5	53.0	38.7	44.5	62.9	1168
Nogoyá	Ruta Pcial 11	81.4	111.4	136.7	158.7	164.1	127.5	111.9	73.6	51.0	36.6	42.0	60.3	1155
Gualeguay	Ros. del Tala	80.1	109.9	134.0	156.7	163.2	127.1	113.0	73.8	51.0	36.8	42.1	60.1	1148

Tabla 6. Evapotranspiración potencial media areal (mm) en cuencas de la margen izquierda del río Paraná, según el método de Kriging (1970-71 al 2009-10).

CONCLUSIONES

Al emplear el método de los polígonos de Thiessen que se utilizaron para la evaluación de campos areales de precipitación y ETP en 12 cuencas de la margen izquierda del río Paraná con la información meteorológica disponible se puso de manifiesto que se dispone de menos estaciones en las que se puede calcular la ETP en comparación con aquellas en que se registra la precipitación. Por lo tanto, la contribución de zonas con características distintas dentro de la misma cuenca a la estimación de campos areales está peor definida para la ETP que para la precipitación.

Los datos medidos mensuales de precipitación y ETP presentaron dependencia espacial que fue descrita por semivariogramas de tipo lineal y gaussiano, respectivamente. Los semivariogramas de tipo gaussiano que describen la dependencia espacial de la precipitación presentaron un efecto pepita de magnitud variable pero siempre inferior al valor de la varianza estructural; en términos relativos dicho efecto pepita tiende a ser más elevado en los meses de invierno y particularmente entre mayo y agosto. El alcance de los semivariogramas gaussianos osciló entre 223,4 y 491 km. Los semivariograms de tipo lineal obtenidos para la ETP presentaron efectos

pepita inferiores a los obtenidos para la precipitación

El método tradicional de ponderación con polígonos de Thiessen, de la precipitación media areal de una cuenca ha proporcionado valores más elevados que el krigeado en 11 de las 12 cuencas estudiadas en la margen izquierda del río Paraná. En dos de las cuencas estudiadas, localizadas en la provincia de Misiones las diferencias absolutas de preciptación estimadas por estos dos métodos son superiores a los 250 mm anuales y en otras dos cuencas superan los 100 mm anuales. Los valores de ETP estimados según los polígonos de Thiessen y krigeado presentan diferencias absolutas que en general son de pequeña magnitud, de modo que solo en dos cuencas alcanzan valores comprendidos entre 50 y 70 mm anuales, aproximadamente; además el método de los polígonos de Thiessen proporciona valores más elevados en 4 de las 12 estaciones, pero no en las restantes. Estos resultados, en particular los referidos a la precipitación, sugieren que el método empleado para obtener campos areales pueden afectar en una cuantía no desdeñable a la magnitud de los balances hídricos estimados con diferentes modelos. Surge entonces la necesidad de estudiar, validar y difundir metodologías, que permitan estimar campos de precipitaciones y evapotranspiración más confiables y lograr mejores resultados en los balances.

REFERENCIAS

BARBOSA LANDIM, P. 1997. *Análise Estadística de dados geológicos.* UNESP Editora. San Pablo, Brasil. 226 pp.

CARRERA, J., SAMPER, J. 1985. *Apuntes del Curso sobre métodos geoestadísticos aplicados a la Hidrología Subterránea*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de caminos, canales y puertos de Valencia.

CARRERA, J., SAMPER, J. 1990. *Geoestadística: Aplicaciones a la Hidrología Subterránea*. CIMNE. Universidad de Barcelona. 484 pp.

CEDEX. 2012. *Manual de Usuario CHAC.* Madrid, España. 76 pp.

CHOW, V.T., MAIDMENT, D., MAYS, L. 1996 *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill, Santa Fe de Bogotá, 584 pp.

CORTÉZ, A., OVALLES, F.A., RODRÍGUEZ, M.F., REY, J.C., NÚÑEZ, M.C. 2005. Análisis geoestadístico de la variabilidad temporal, a una escala anual y mensual, de parámetros climáticos en un campo experimental, estado Aragua, Venezuela. *Agronomía Tropical*, 55 (3), 327-342.

DAMILANO, G., PARIS, M. 2014. Apuntes del Curso Geoestadística. Maestría en Ciencias Agropecuarias. Facultad de Agronomía y Veterinaria, Universidad Nacional de Río Cuarto. Cordoba Argentina. 18 pp.

DEMEY, R.J., PRADERE, R. 1996. Generación de isolíneas de precipitación al sur del Estado de Aragua-Venezuela usando kriging con tendencia externa. *Agronomía Tropical*, 46(3), 313-333.

GUERRA, F., GÓMEZ, H., GONZÁLEZ, J., ZAMBRANO, Z. 2006. Uso actual de métodos y técnicas para el estudio de la precipitación incluyendo plataformas SIG. *Geoenseñanza*, 11(1), 97-1

HÄMMERLY, R., PARIS, M., PAOLI, C. 2012. Análisis de la estructura espacial de una tormenta con métodos geoestadísticos. *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, San José, Costa Rica.

HÄMMERLY, R. 2017. *Variabilidad regional de los componentes del balance hídrico.* Tesis doctoral. Universidade da Coruña (UDC), 176 pp.

HÄMMERLY, R., PAOLI, C., DUARTE O.C. 2018. Distribución de la precipitación y la evapotranspiración en territorio argentino de Cuenca del Plata. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* 40, 69 – 102.

ÍÑIGUEZ COVARRUBIAS, M., OJEDA BUSTAMANTE, W., DÍAZ DELGADO, C., MAMADOU BÂ, K., MERCADO ESCALANTE, R. 2011. Análisis metodológico de la distribución espacial de la precipitación y la estimación media diaria. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 2 (1), 57-69.

IZQUIERDO, T., MÁRQUEZ, A. 2006. Comparación de métodos de interpolación para la realización de mapas de precipitación para el acuífero de Icod-Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Geogaceta*, (40), 307-310.

MATHERON, G. 1971. The theory of regionalized variables and its applications. *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique,* Nº 5, Ecole des Mines de Paris, France. 211 pp.

MEJÍA, J.F., MESA, O., POVEDA, G., VÉLEZ, J.I., HOYOS, C.D., MANTILLA, R., BOTERO, B. 1999. Distribución espacial y ciclos anual y semianual de la precipitación en Colombia. *DYNA Revista de la Facultad de Minas*, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, (127),7-24.

MEZHER, R.N., MERCURI, P.A. 2009. Análisis geoestadístico de la distribución de eventos de granizo en Argentina. Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. 24. *Taller de Trabajo de Estaciones Continuas GNSS de América y del Caribe*. 1. 2009 04 14-17, Mendoza, AR.

PINEDA CONTRERAS, N., ARELLANO GODOY, R., BECERRA SÁNCHEZ, L., AULAR VILLEGAS, M. E., AZUAJE VALERA, M., PIMENTEL MENDOZA, J., JAIMES CÁRDENAS, E. 2011. Caracterización climática de la microcuenca del Río Monaicito, subcuenca del Río Motatán-Carache. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 2(5), 765-771.

QUANTUM GIS DEVELOPMENT TEAM. 2017. *Quantum GIS Geographic Information System*. Open Source Geospatial Foundation Version 2.18. Project. http://qgis.osgeo.org.

TUCCI, C.E.M. (Ed.) 2000. *Hidrología. Ciencia y aplicación*. Universidade/ UFRGS - ABRH, 2. ed Porto Alegre, Brasil, 943 pp.

TUCCI, C.E.M. 2002. *Regionalização de Vazoes*. Editorial de Universidades. Porto Alegre, Brasil, 256 pp.

ZUCARELLI, A., PARIS, M., MACOR, J. 2014. Utilización de kriging para la elaboración de curvas isohietas de precipitación mensual en la Provincia de Santa Fe, Argentina. *2do Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos. Instituto Nacional del Agua (INA)*. Ezeiza, Buenos Aires, Argentina.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 99 - 122 ISSN: 0213-4497

La importancia de los tanques naturales (mega gnammas) en la preservación de fósiles de la Megafauna cuaternaria en el Noreste de Brasil

Importance of natural tanks (mega gnammas) in the preservation of fossils of the Quaternary Megafauna in the Northeast of Brazil

RODRIGUES WALDHERR, F.[1], ISMAEL DE ARAÚJO-JÚNIOR, H. [2], WILIANS DE OLIVEIRA RODRIGUES, S. [3] & LIRA XIMENES, C. [4]

[1] Programa de Pós-graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Av. Athos da Silveira Ramos, 274, Cidade Universitária, CEP 21941-916, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: felipewald@gmail.com

[2] Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, CEP 20550-013, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: herminio.ismael@yahoo.com.br

[3] Departamento de Geologia, Instituto de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Goiás. Rua Mucuri, s/n, Parque Itatiaia, CEP 74968-755, Aparecida de Goiânia, GO, Brasil. E-mail: swor@ufg.br

[4] Museu de Pré-História de Itapipoca (MUPHI), Rua Dom Aureliano Matos, 224, Praça Perilo Teixeira, Centro, CEP 62500-004, Itapipoca, CE, Brasil. E-mail: clx.ximenes@gmail.com

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5819
enviado: 2/2/2019 aceptado 23/7/2019

Abstract:

Tanks (mega gnammas) of natural origin excavated in rock constitute medium-sized forms very frequent in the granite reliefs of Northeast Brazil. The study of the accumulated

sediments inside these natural tanks has become a source of data of great interest for the knowledge of the quaternary paleontology of Brazil. This type of cavity in areas of granite substrate, once exposed on the surface have acted as local depocenters for water flows and associated sediments, sometimes fossiliferous, which has turned these hollows into true thanatocoenoses. The systematic study of the fossiliferous accumulations has become the main tool to reconstruct the paleoenvironmental and paleoecological conditions during part of the Quaternary period in the Brazilian Intertropical Region.

Key-words: Natural tanks, Meso forms, Granite geomorphology, Quaternary, Brazilian Northeast.

Resumen:

Los tanques (mega gnammas) de origen natural excavados en roca constituyen formas de tamaño medio muy frecuentes en los relieves graníticos del Noreste de Brasil. El estudio de los sedimentos acumulados en el interior de esos tanques naturales se ha convertido en una fuente de datos de gran interés para el conocimiento de la paleontología cuaternaria de Brasil. Este tipo de cavidades habituales en zonas de sustrato granítico, una vez expuestas en superficie han actuado como depocentros locales para los flujos de agua y sus sedimentos asociados, a veces fosilíferos, lo que ha convertido estas concavidades en auténticas tanatocenosis. El estudio sistemático de las acumulaciones fosilíferas se ha convertido así en la principal herramienta para reconstruir las condiciones paleoambientales y paleoecológicas durante parte del período Cuaternario en la Región Intertropical Brasileña.

Palabras-clave: Tanques naturales, Formas medias, Geomorfología granítica, Cuaternario, Noreste brasileño.

INTRODUCCIÓN

Las primeras referencias a tanques naturales (mega *gnammas*) y los depósitos fosilíferos asociados a ellas en el Noreste de Brasil se remontan a finales del siglo XVIII (XIMENES, 2006a; FERNANDES et al., 2013a) e inicios del siglo XIX (CASAL, 1817 a y b; HENDERSON, 1821; GRAHAM, 1824; SPIX & MARTIUS, 1824, 1828). Las expediciones científicas de naturalistas que recorrieron el noreste brasileño, durante los siglos XIX y XX, utilizaron el término *tanque* (*lato sensu*) para denominar estas depresiones naturales en zonas de sustrato rocoso granítico, asociadas a las que se han encontrado numerosos yacimientos fosilíferos de edad pleistocena (BURLAMAQUE, 1855, 1856; KRATIF, 1858; CAPANEMA, 1866; HARTT, 1870; BRANNER, 1902, 1915; MORAES, 1924, 1928). Actualmente se usa el mismo término (*tanques*) para referirse, de forma generalizada, tanto a concavidades naturales desarrolladas en el substrato granítico-gnéisico como, ocasionalmente, sobre rocas sedimentarias del Nordeste de Brasil (MABESOONE et al., 1990; SANTOS et al., 2002; XIMENES, 2003, 2009; ARAÚJO-JÚNIOR & PORPINO, 2011; ARAÚJO-JÚNIOR et al., 2011, 2013a, 2013b, 2015, 2016; LIMA et al., 2013; LIMA & SILVA, 2016).

Aunque el término *tanque* (*lato sensu*) se reserva de manera habitual en los trabajos paleontológicos para este tipo de formas menores y medias en relieves graníticos-gnéisicos, no existe todavía consenso o un estudio sistemático sobre los diferentes tipos de cavidades y en especial para explicar su génesis y origen. Esto ha dado lugar a una gran variedad de interpretaciones así como una variada nomenclatura que es empleada, igeneralizadamente, en el Noreste de Brasil (por ejemplo: *cacimba*, *caldeirão*, *marmita*, *oriçanga*, *panela*, *buraco, bacia de dissolução* y *depressão de intemperismo*). WALDHERR et al. (2017a, 2017b, 2018) basándose en ideas previas sobre la génesis de rocas graníticas (TWIDALE & VIDAL ROMANÍ, 2005 y más especialmente VIDAL ROMANÍ, (2008), las han adaptado al caso brasileño desarrollando una clasificación de procesos responsables del origen y morfología de estas cavidades naturales situadas en el Noreste y Sureste de Brasil. El término "*tanque natural*" (*stricto sensu*) o macro gnamma se refiere por tanto a cavidades naturales (de origen no fluvial) debidas o bien a procesos de corrosión química o, con mayor verosimilitud, a procesos de origen tectónico desarrollados durante la etapa intrusiva del granito (VIDAL ROMANÍ, 2008). Durante esta tiene lugar la formación de volúmenes de deterioro físico en la roca producidos por migración y concentración de cargas. en zonas localizadas del granito, relacionadas con la *sheet structure* o en cualquier caso con la superficie de diaclasas ofracturas. Estas zonas son así puntos de debilidad del sustrato rocoso y una vez alcanzadas condiciones subedáficas son alteradas (VIDAL ROMANÍ, 2008) y la roca afectada evacuada, dejando la cavidad libre en superficie hasta que, posteriormente, ses rellenada por los sedimentos fosilíferos. Los términos "*marmitas*" o "*caldeirões*" se utilizarían para designar otro tipo de cavidades naturales (formas fluviales) debidas a procesos de evorsión y/o cavitación, o sea, de un tipo de abrasión provocado por movimiento turbillonar sobre el lecho rocoso de los ríos. Es por esta razón que las cavidades asociadas al término *marmitas* tienen características morfológicas muy distintas a los que presentan, los llamados aquí tan-

ques naturales. Según los autores brasileños, los *tanques naturais* (*stricto sensu*) pueden ser subdivididos en ''*tanque natural raso*'' o ''*tanque natural escarpado*'' (en idioma español: tanque natural ''somero'' y tanque natural ''profundo''), teniendo en cuenta los procesos genéticos involucrados, la morfología de la cavidad y su forma expuesta al basamento cristalino (WALDHERR et al. 2017a, 2017b, 2018).

Ya analizando el tema de este trabajo con otra perspectiva, las cavidades desarrolladas sobre el sustrato granítico una vez expuestas en superficie se transforman en puntos de coalescencia de flujos y de los materiales arrastrados, convirtiéndose, aunque a pequeña escala, en auténticas tanatocenosis. Los depósitos sedimentarios confinados en los *tanques naturais* (*stricto sensu*) han proporcionado desde el siglo XVIII información y datos paleoambientales sobre el período Cuaternario en el extremo septentrional del continente sudamericano. De manera general los tanques y sus depósitos sedimentarios constituyeron también un importante hito para la consolidación de los estudios paleontológicos en Brasil.

Este trabajo trata de aportar información sobre las recientes investigaciones relacionadas con los tanques naturales en Brasil y presenta un registro histórico de estos importantes rasgos geomorfológicos, así como de su relevancia para la Paleontología, debido a la preservación en ellos de registros fosilíferos del Pleistoceno Final. De este modo, la finalidad de este trabajo es suplir la ausencia existente sobre el conocimiento e importancia de los tanques naturales, además, constituye una posible contribución al estudio de este tipo de formas específicas que se encuentran sobre el basamento granítico-gnéisico del Noreste de Brasil.

Ubicación Geográfica

Los tanques naturales y sus depósitos fosilíferos asociados, se localizan en parte de la región del Noreste de Brasil, más precisamente los Estados de Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe y la parte norte del Estado de Bahia (Figura 1). Desde un punto de vista geomorfológico los denominados *tanques naturais* (*stricto sensu*) constituyen casos singulares de formas menores y medias en el relieve granítico-gnéisico del Noreste de Brasil. La situación de estas cavidades naturales corresponde a los compartimientos geomorfológicos denominados ''*Depressão Sertaneja*'' y ''*Planalto da Borborema*'' (OLIVEIRA & HACKSPACHER, 1989; BERQGVIST et al., 1997; BARRETO et al., 2004; XIMENES, 2003, 2009; SILVA et al., 2017; WALDHERR et al., 2017a, MAIA & NASCIMENTO, 2018). La primera o ''*Depressão Sertaneja*'' es una depresión de gran extensión que varía topográficamente de plana a suavemente ondulada, constituyendo superficies con altitudes entre 50 y 300 metros, interrumpida de manera ocasional por relieves residuales, *inselbergs* y *bornhardts* (MAIA & BEZERRA, 2014). Por lo que se refiere a la segunda unidad geomorfológica o ''*Planalto da Borborema*'' está formado por sierras y superficies aplanadas que se ubican en el interior del continente a elevaciones que superan los 650 metros (ver CORRÊA et al., 2010). Generalmente los tanques naturales se ubican cerca de macizos rocosos, o asociados a lajas de exfoliación o, ocasionalmente, con los llamados regionalmente mares de piedras o bloques (caos de bloques). Sin embargo, en un reciente relevamiento en terreno se registró el primer hallazgo de tanques naturales con depósitos sedimentarios

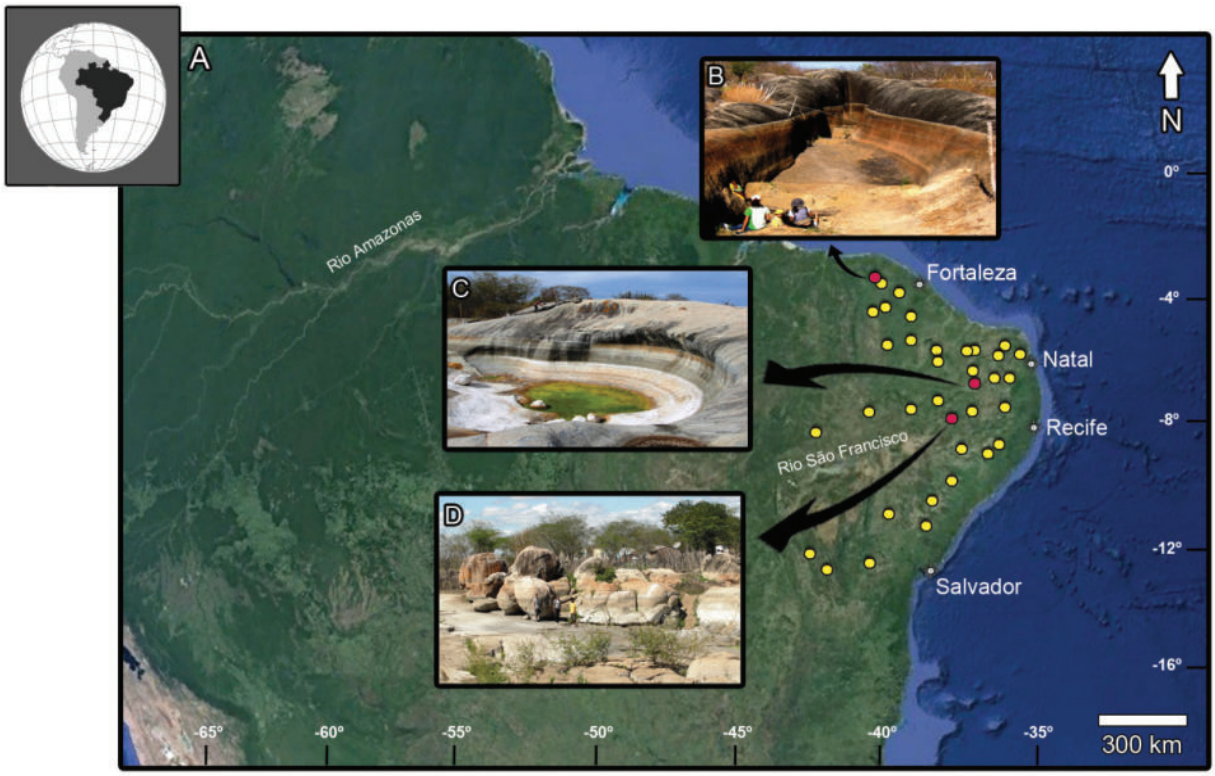


Fig. 1. Mapa de la distribución geográfica de los tanques (lato sensu) fosilíferos estudiados en la región Noreste de Brasil. A) Los puntos amarillos representan depósitos de tanques evaluados en trabajos previos sobre términos taxonómicos, tafonómicos o paleoecológicos; los puntos rojos son tanques representados en B-D; B) Tanque de Jirau, ubicado en el Sitio Paleontológico de Jirau, Itapipoca, Estado de Ceará; C) Tanque ubicado en el Sitio Paleontológico de Curimatãs, Pocinhos, Estado de Paraíba; D) Tanque ubicado en el Sitio Paleontológico de Lage Grande, Alagoinha, Estado de Pernambuco. Escalas en B-D: Escala humana. Fuente: Google Earth (modificado de ARAÚJO-JÚNIOR, 2016; WALDHERR et al., 2017a).

asociados en el Sureste de Brasil (WALDHERR et al., 2017b; WALDHERR, 2018).

Basamento Geológico

El basamento geológico del área de estudio ocupa por completo la Provincia Estructural Borborema y la parte septentrional del Cráton de São Francisco (Figura 2). Según ALMEIDA et al. (1981), la Provincia Borborema comprende un área del Noreste septentrional ubicada al este de la Cuenca Sedimentaria del Parnaíba y al norte del Cratón de São Francisco. RODRIGUES et al. (2010) definen la Provincia como una amplia región brasileña constituida por litologías metamórficas e ígneas, formada por un sistema ramificado de orógenos neoproterozoicos, separados por terrenos de edad proterozoica donde, eventualmente, se distinguen núcleos del Arcaico (ALMEIDA et al., 1981; BRITO NEVES et al. 2000). Los autores destacan además la complejidad estratigráfica y geocronológica del área que define una serie de compartimentos tectónicos caracterizados por diferentes aspectos geológicos y geofísicos (RODRIGUES et al., 2010). El Cráton de São Francisco está constituido por un bloque del Arcaico que sobrevivió a

las orogénesis del Proterozoico, y por fragmentos de un orógeno paleoproterozoico, desarrollado durante el acontecimiento Transamazónico, alrededor de 2,1 Ga (ALKMIM, 2004). Según TEIXEIRA et al. (2000), el basamento cristalino del Cráton de São Francisco está formado por una compleja disposición de terrenos de alto grado metamórfico, constituidos por gneisses, granitoides y granulitas de edad arcaica, conjuntos del tipo granito *greenstone* y franjas móviles de rocas supracorticales paleoproterozoicas. En la parte noreste del Cráton de São Francisco se encuentran afloramientos de rocas plutónicas con una gran variedad composicional.

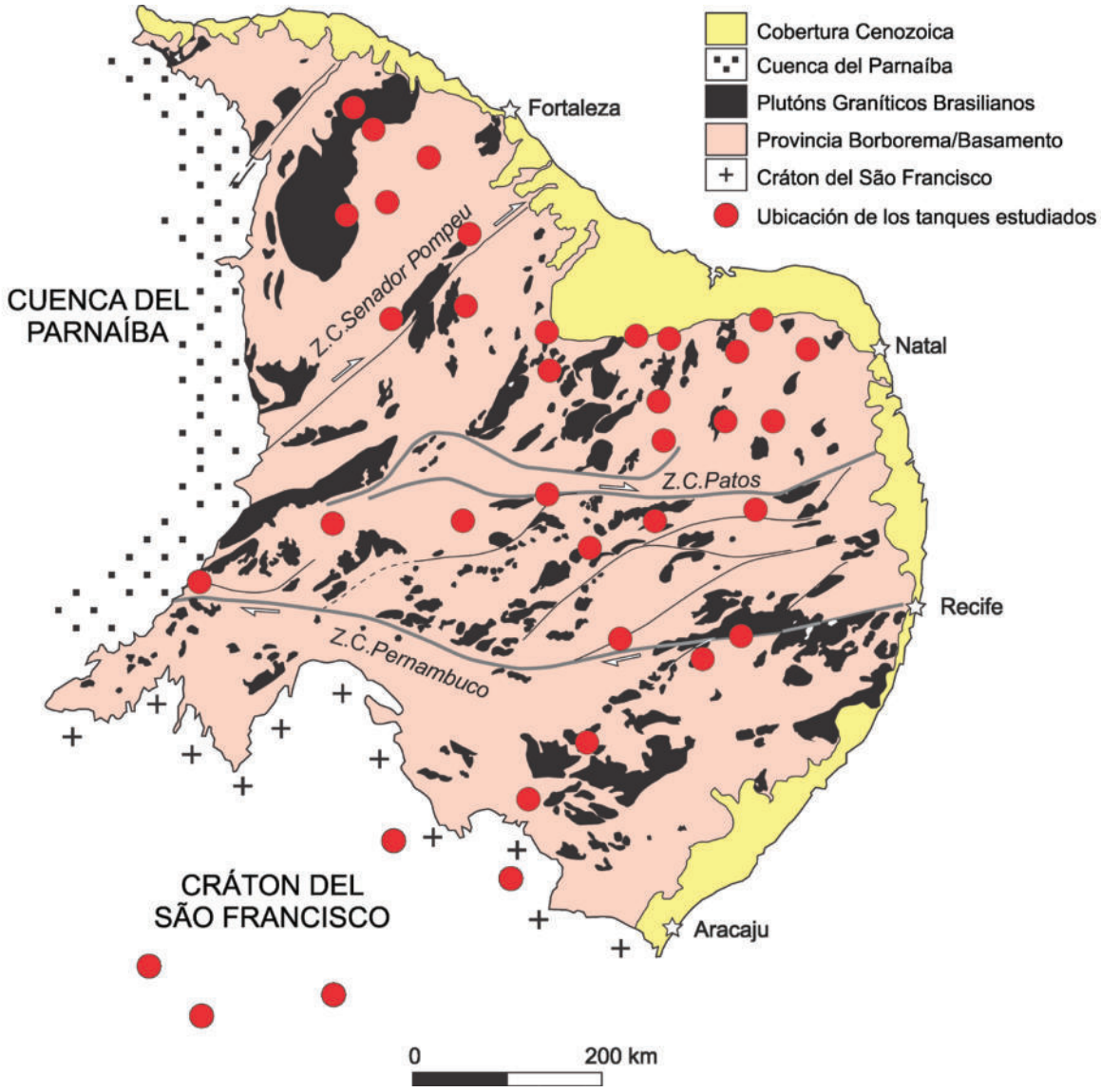


Fig. 2. La Provincia Borborema (Noreste de Brasil) destacando la ubicación de los tanques (lato sensu) con contenido fosilífero mencionados en este trabajo junto con la distribución de los macizos de rocas plutónicas del Brasiliano-Pan Africano y su relación con las zonas de cizallamiento (líneas contínuas en negro) (modificado de ARCHANJO et al., 2008; WALDHERR et al., 2017a).

Los tanques naturales y depósitos sedimentarios

En el Noreste de Brasil la mayoría de los tanques naturales (*stricto sensu*) se presentan con formas ovaladas, elípticas y/o circulares (XIMENES, 2003, 2009; WALDHERR et al., 2017a; MAIA & NASCIMENTO, 2018; MAIA et al., 2018). En algunos casos las cavidades naturales tienen paredes internas con contornos angulares, lo que prueba una relación directa con el sistema de fracturas y diaclasas. En otros casos el relieve interno de los tanques es mucho más suave y redondeado, lo que sugiere una relación más directa con procesos de corrosión química por debajo del frente de alteración en el contacto suelo-roca. Los tanques naturales pueden ser integrados al modelo polifásico propuesto por VIDAL ROMANÍ (2008), que propone un origen subsuperficial relacionado tentativamente con procesos subedáficos o, más verosímilmente, generados por la migración y concentración de cargas durante la intrusión del granito en la litosfera (VIDAL ROMANÍ, 2008). Posteriormente, estas depresiones iniciadas en profundidad, en condiciones confinantes, quedarán expuestas a los procesos exógenos aunque ya en condiciones subaéreas (Figura 3).

Fig. 3. Tanque natural con paredes escarpadas y con el desarrollo de un exutório a la izquierda de la fotografía. Esta forma se ha desarrollado en el borde de un domo granítico en la localidad de Curimatãs, municipio de Pocinhos, Estado de Paraíba; se aprecia su formación por la coalescencia de cavidades que le dan un aspecto lobulado al tanque (Foto: Hermínio de Araújo-Júnior).

Los tanques naturales pueden variar de forma y tamaño en el relieve granítico en el noreste brasileño. En algunos casos los tanques naturales son el resultado de coalescencia de dos o más cavidades, creando formas lobuladas en el terreno granítico-gnéisico. Según VIDAL ROMANÍ & TWIDALE (1998) las formas análogas a los tanques llegan a orden de 1 metro y con profundidad media de 0,5 metro. Sin embargo una gran parte de los tanques naturales estudiados en Brasil poseen mayores dimensiones. En XIMENES (2009) se han analizado y registrado cavidades con dimensiones que varían entre 10 a 20 metros de longitud, 5 a 8 metros de anchura y con profundidades alcanzando los 10 metros (Figuras 4, 5 y 6).

Fig. 4. Tanque natural escarpado de gran profundidad ubicado en el Sítio Paleontológico Lajinhas, municipio de Itapipoca, Estado de Ceará. La fotografía ha sido tomada desde la zona de desagüe de la cavidad (exutorio) lo que da al tanque un aspecto de sillón (Foto: Celso Lira Ximenes).

Fig. 5. Tanque natural escarpado de gran profundidad en el Sítio Paleontológico João Cativo, municipio de Itapipoca, Estado de Ceará. Los tanques naturales han sido utilizados históricamente como reservatorios de agua en épocas de sequía en Noreste de Brasil (Foto: Felipe Rodrigues Waldherr).

Fig. 6. La parte interna de um tanque natural escarpado de gran profundidad en el Sítio Paleontológico Jirau, municipio de Itapipoca, Estado de Ceará. Es posible notar el control estructural por la fractura-diaclasa y la morfología de fondo cóncavo (Foto: Celso Lira Ximenes).

Los tanques naturales y sus depósitos fosilíferos constituyen importantes yacimientos paleontológicos y, eventualmente, arqueológicos en el Noreste de Brasil (SANTOS JÚNIOR, 2005; SANTOS JÚNIOR et al., 2008; 2015). Por ejemplo en el municipio de Itapipoca, parte norte del Estado de Ceará, los tanques naturales son formas frecuentes en torno del macizo residual de Urubureta-ma, conformando estrechas depresiones colmatadas por depósitos sedimentarios donde, ocasionalmente, aparecen o se conservan restos de la megafauna del Cuaternario (Figuras 7, 8 y 9). Según los estudios de XIMENES (2003, 2006b, 2009, 2011) las características geológicas y geomorfológicas locales han favorecido la formación de una de las más grandes concentraciones de este tipo de cavidades asociadas a depósitos paleontológicos de todo Brasil, distribuidas en un área superior a los 800 km² sobre el basamento cristalino. Según este autor las condiciones paleoclimáticas fueron favorables para el desarrollo de una fauna diversificada de vertebrados y (ver XIMENES 2009) en Itapipoca se han encontrado más de 30 taxons ya identificados de mamíferos, reptiles, anfibios y aves. En virtud de la concentración de depósitos fosilíferos en los tanques naturales, junto con el abundante material paleontológico recogido y expresiva representatividad de diferentes especies paleomamíferas, el área ubicada entre las drenajes de los ríos Cruxati y Mundaú, en municipio de Itapipoca, se ha llamado también como el ‘’Valle de la Megafauna’’ (XIMENES, 2003, 2006b, 2009).

Fig. 7. Proceso de apertura de una cacimba sobre el depósito sedimentario de un tanque natural en el Sítio Paleontológico Jirau, municipio de Itapipoca, Estado de Ceará (Foto: Celso Lira Ximenes).

Fig. 8. Restos fósiles (fémur y tibia) de un perezoso-gigante (Eremotherium laurillardi) dentro del depósito de un tanque natural. Este tanque es conocido como Jirau 1, y está ubicado en el yacimiento paleontológico Jirau, municipio de Itapipoca, Estado de Ceará. El contenido fosilífero fue recogido en el año 2006 por el Profesor Celso Lira Ximenes (Foto: Celso Lira Ximenes).

Fig. 9. Restos fósiles (dos ejemplares de fémur) del perezoso-gigante (Eremotherium laurillardi) expuestos en el Museu de Pré-História de Itapipoca (MUPHI), município de Itapipoca, Estado de Ceará (Foto: Celso Lira Ximenes).

Terminologías

Las primeras referencias sobre los tanques (*lato sensu*) en la literatura brasileña datan de finales del siglo XVIII y principios del siglo XIX, y se refieren a la apertura de las depresiones por parte de los habitantes locales con la finalidad de construir depósitos de agua en épocas de sequía, que resultaban en hallazgos inesperados de contenido fósil de mamíferos cuaternarios (CASAL, 1817 a y b; HENDERSON, 1821; SPIX & MARTIUS, 1824, 1928, GRAHAM, 1824; BURLAMAQUE, 1855, 1856; KRATIF, 1858; CAPANEMA, 1866; HARTT, 1870; BRANNER, 1902, 1915; ver también XIMENES, 2006a, FERNANDES et al., 2012, 2013a, 2013b y referencias incluidas). A lo largo de los siglos, en Brasil, los tanques ya fueron denominados de diversas maneras: *cacimbas*, *caldeirões*, *oriçangas*, *panelas*, *potes*, *buracos*, *bacias de dissolução* o *depressões de intemperismo*.

Entre los años 1848 y 1862, el Museo Nacional emprendió varias expediciones científicas hacia el Noreste del país (FERNANDES et al. 2010). El resultado de esta iniciativa fue el rescate de una cantidad considerable y variada de fósiles de la megafauna brasileña. En 1855, el coordinador del Museo Nacional, Frederico Burlamaque, recibió un total de 85 ataúdes que contenían huesos fósiles, y una de las remesas más voluminosas había sido recuperada de un poblado llamado Tanque de Aldeia y de regiones circundantes a Alagoas (FERNANDES et al. 2010, 2012). En 1853, otra remesa fue enviada desde la localidad llamada Caldeirão, municipio de Santa Brígida, Bahía. Sin embargo, el abundante material asociado al contenido fosilífero nunca se registró en la recepción oficial del Museo Nacional (FERNANDES et al. 2010, 2012). Otras localidades de las que proceden materiales fosilíferos, rescatados de tanques naturales durante el mismo período de tiempo, fueron: Tanque Velho y Tanque dos Elefantes, municipio de Pão de Açúcar, en Alagoas, y el poblado de Tanque Velho, en Sitios Nuevos, de Canhoba, en Sergipe (FERNANDES et al. 2012). Se puede plantear la hipótesis de que la generalización del término *tanque* (y *calderão*) está también asociada a los nombres de las localidades, donde los primeros fósiles fueron recuperados de manera sistemática en Brasil.

De acuerdo con OLIVEIRA (1989) el término tanque fue empleado por primera vez por Luciano Jacques de Moraes en 1924, en el trabajo titulado *Serras e Montanhas do Nordeste*. Sin embargo, trabajos más antiguos, como del Cura Manuel Aires de Casal, en 1817, ya utilizaban el término tanque asociado a las pequeñas depresiones (CASAL, 1817 a y b, FERNANDES et al., 2013b). Los naturalistas Spix y Martius, en sus escritos originales en lengua germana mantuvieron los términos *tanques* y *caldeirões* (SPIX & MARTIUS, 1828, 1968), mientras que en los trabajos elaborados en lengua inglesa (HARTT, 1870, BRANNER, 1902) se utilizaron los términos *tanks*, *cauldrones*, *pot-holes* y *rock basins*. Posteriormente, los trabajos en lengua inglesa fueron traducidos, y mantuvieron los términos *tanques* y *caldeirões*, siendo publicados, respectivamente, en 1941 por la *Editora Nacional* y en 1948 en el periódico *Boletim Geográfico* (HARTT, 1941, BRANNER, 1948).

A pesar de la clasificación morfológica, varios términos han sido verificados en la literatura en lengua inglesa, a ejemplo de *Rock Basins*, *Rock Holes*, *Weather Pits*, *Water Eyes*, *Pot Holes*, *Cauldrones* o *Granite Pits*. El término gnamma de origen abo-

rigen en Australia, traducido al portugués como ''pozo de agua'', ha sido aceptado y utilizado a nivel internacional (BIGARELLA, 1994; TWIDALE Y CAMPBELL, 2005). En España se llaman *Pílas*, *Hoyos*, *Cazuelas* y *Pilancones*, en Galicia (España) y en Portugal se denominan *Pías*, y en Cataluña (España) *Cadolles* o *Cassoletes*. En estudios realizados en Angola por el geógrafo portugués, Profesor Ilídio de Amaral, las cavidades fueron llamadas como *Oriçangas* (AMARAL, 1973, 1974). Según VIDAL ROMANÍ & TWIDALE (1998) en francés se llaman *Tanques* y *Vasques Rocheuses*; en alemán se denominan *Verwitterrungsnäpfe*, *Opferkessel*, *Baumverfallspingen*, *Felsschüssel* y *Dellen*; y en polaco, de *Kociolli*.

Importancia de los tanques naturales en la paleontología

El descubrimiento de restos fósiles preservados en los tanques naturales del Noreste de Brasil marcó un hito en la historia del desarrollo de la Paleontología en América del Sur. En el año 1784, el entonces gobernador de la capitanía de Ceará, João Batista de Azevedo Coutinho de Montaury, fue el responsable de enviar los fósiles recogidos de los tanques naturales del valle del Río Acaraú, municipio de Sobral, actual Estado de Ceará, para el Reino de Portugal, específicamente para el *Museu Real da Ajuda*, en Lisboa. Los fósiles en cuestión corresponden al primer descubrimiento documentado, a nivel epistolar, de la megafauna pleistocénica de Brasil (FERNANDES et al. 2013a). A principios del siglo XIX, el cura portugués Manuel Aires de Casal realizó uno de los primeros registros sobre la aparición de fósiles de animales "de la antigüedad" que se encontraron en los tanques del Noreste de Brasil (CASAL, 1817 a y b; FERNANDES et al., 2013b). En la clásica obra titulada *Reise in Brasilien* (*Viagem pelo Brasil*, 1817-1820), escrita por los naturalistas alemanes Spix y Martius, se realizó una de los primeros registros de fósiles recogidos de la megafauna del Cuaternario. Los restos fósiles, que fueron encontrados y retirados de tanques cercanos a la Serra de Itauba y en la localidad de Monte Santo, en el interior del Estado de Bahía, correspondían a la "parte craneal" y al "fémur de un mastodonte" (SPIX & MARTIUS, 1824, 1828). Durante los siglos XIX y XX, innumerables expediciones organizadas por el Museo Nacional partieron de Río de Janeiro hacia el Noreste del país con la finalidad de recolectar y transportar los fósiles a la antigua capital del Imperio de Brasil. De los investigadores extranjeros que llegaron a principios del siglo pasado a observar la singularidad de los tanques, se destaca el estadounidense John Casper Branner. Este geólogo también llegó a describir los fósiles de mamíferos hallados en el interior de Pernambuco y de Alagoas (BRANNER, 1902).

Recientemente, ARAÚJO-JÚNIOR et al. (2013a) distinguieron los tanques naturales de los depósitos de tanque. Para estos autores, los tanques naturales consisten en las depresiones producidas por el proceso de meteorización físico-química de las rocas del basamento, mientras que los depósitos de tanque comprenden el contenido sedimentario que rellenó esas depresiones durante el Pleistoceno Final - Holoceno inicial. El estudio de las acumulaciones fosilíferas de esos depósitos configura una de las principales herramientas para el entendimiento de las condiciones paleoambientales y los aspectos paleoecológicos de la Región Intertropical Brasileña (RIB; *sensu* CARTELLE, 1999) durante el Cuaternario.

Estos depósitos están generalmente estratificados y son fosilíferos preservándose en ellos restos de una diversificada fauna que incluye principalmente la megafauna desde el Pleistoceno Final al Holoceno inicial, por ejemplo: megateriítidos, gliptodósidos, gonfoteriídeos, toxodósidos, macrauqueniídeos y felídeos. En algunos casos, los fósiles de la megafauna están asociados a restos de pequeños mamíferos, anfibios, cocodrilos, quelonios, lagartos y aves. En la Tabla 1 se presenta una lista de todos los grupos de vertebrados que fueron identificados hasta el momento en los depósitos hallados en tanques del Noroeste de Brasil.

Los depósitos de tanque son el tipo más singular de depósito fosilífero hallado hasta el momento en América del Sur. Eventualmente los tanques naturales desarrollados en rocas de basamento del Noreste de Brasil conservan en su interior pequeños cuerpos sedimentarios fosilíferos de edad cuaternaria. La mayor parte de los f**ósiles de la megafauna pleistocen**a conocida en el Noroeste de Brasil ha sido encontrada en depósitos de tanque (ARAÚJO-JÚNIOR & PORPINO, 2011; ARAÚJO-JÚNIOR et al., 2013a), aunque otros, proceden de una amplia variedad de tipos de depósitos comunes en la región, por ejemplo, cuevas, lagunas, ojos de agua y diques (BERGQVIST et al., 1997; OLIVEIRA et al., 2014).

La secuencia de formación de este tipo de depósitos fosilíferos es indudablemente compleja puesto que la sedimentación se producirá solo una vez que se haya desarrollado la concavidad. Ello hace suponer que ya en el Pleistoceno estaban formados los tanques y además libres de sedimentos y por tanto de restos fósiles. La estratificación observada en los depósitos indica que el proceso sedimentario se realizó en el seno del agua por lo que eventualmente los tanques actuaron como zonas de acumulación de agua adonde concurrían los distintos organismos que terminaron muriendo alli, acumulándose sus restos en el tanque que serían recubiertos posteriormente por sedimentos.

Mamíferos		**Reptiles**
Xenarthra – Pilosa	Proboscidea	Testudines
Eremotherium*	Notiomastodon*	Geochelone***
Glossotherium*	Notoungulata	Crocodylia
Catonyx*	Toxodon*	Caimaninae indet.**
Ocnotherium*	Perissodactyla	Ophidia
Nothrotherium**	Equus*	Ophidia indet.***
Xenarthra – Cingulata	Hippidion*	Lacertilia
Glyptotherium*	Tayassu**	Lacertilia indet.***
Panochthus*	Artiodactyla	Aves
Glyptodon*	Palaeolama*	Rheiformes
Hoplophorus*	Mazama**	*Rhea*?**
Neuryurus*	Ozotocerus**	Acciptriformes
Pampatherium*	Blastocerus**	Acciptriformes indet.***
Holmesina*	Carnivora	Anfibios
Dasypus***	Smilodon*	Anura
Euphractus***	Panthera**	Rhinella***
Tolypeutes***	Leopardus***	
Pachyarmatherium**	Protocyon**	
Litopterna	Cerdocyon***	
Xenorhinotherium*		

Tabla 1. Diversidad de los vertebrados identificados en los depósitos de tanque del Noreste de Brasil. * vertebrados con un tamaño superior a 100 kg; ** vertebrados con un peso entre 10 kg y 100 kg; *** vertebrados con un peso menor que 10 kg (fuente: PAULA- COUTO, 1980; BERGQVIST et al. 1997; DANTAS et al. 2005; SILVA, 2008; OLIVEIRA et al. 2009; ARAÚJO-JÚNIOR & PORPINO, 2011, ARAÚJO-JÚNIOR et al. 2013a, 2013b, 2015; RIBEIRO, 2014; SILVA, 2014).

CONCLUSIÓN

Los tanques naturales (*stricto sensu*) constituyen importantes formas menores -medias en el relieve granítico del noreste brasileño. El descubrimiento de un importante registro **fósil en depósitos sedimentarios** dentro de estos tanques naturales, y que ha sido recogido en documentación epistolar que data del siglo XVIII, configura un marco relevante para el desarrollo de la Paleontología en Brasil. En general, los tanques naturales tienden a preservar el contenido fósil debido a su profundidad, capacidad de retención de material sedimentado transportado y forma similar a un refugio, resguardando los fósiles de la meteorización. El levantamiento sistemático de datos realizado en la década de 1850 por el Museo Nacional, junto con los estudios académicos posteriores sobre tanques naturales y depósitos contenidos en

esos tanques suministran una información muy valiosa, de carácter estratigráfico, sedimentológico y paleontológico, ayudando a la interpretación parcial de las condiciones paleoambientales y de paleofauna que predominaron durante el Pleistoceno Final en el Noreste del Brasil.

Agradecimientos: Al equipo de la Biblioteca do Centro de Tecnologia e Ciência (CTC / C) y al Núcleo de Memória, Informação e Documentação (MID) de la Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) por auxiliar la investigación documental y poner a disposición las obras utilizadas; al equipo de la Biblioteca Professor Maurício de Almeida Abreu del Programa de Pós-graduação em Geografia de la Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGG-UFRJ) por poner a disposición y auxiliar con las obras necesarias para la elaboración del presente trabajo académico; al Profesor Dr. Juan Ramón Vidal Romaní, del Instituto Universitario de Geología Isídro Parga Pondal, de la Universidad de La Coruña - España, por haber colaborado con la revisión y un análisis crítico de este artículo.

BIBLIOGRAFÍA

ALKMIM, F.F. 2004. O que faz de um cratón um cratón? O Cratón do São Francisco e as revelações almedianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V, Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 17-36.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-21.

AMARAL, I. 1973. Formas de «Inselberge» (ou montes-ilhas) e de meteorização superficial e profunda em rochas graníticas do Deserto de Moçâmedes (Angola), na margem direita do Rio Curoca. *Garcia de Orta - Série de Geografia*, 1(1): 1-34.

AMARAL, I. 1974. A propósito de formas escavadas em leitos fluviais e em vertentes de rochas graníticas do Deserto de Moçâmedes (Angola), na margem direita do Rio Curoca. *Garcia de Orta - Série de Geografia*, 2(1): 1-18.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O. 2011. Assembléias fossilíferas de mamíferos do Quaternário do Estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil: Diversidade e aspectos tafonômicos e paleoecológicos. *Pesquisas em Geociências*, 38: 67-83.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I. 2016. Classifying vertebrate assemblages preserved in Quaternary tank deposits: Implications for vertebrate taphonomy and paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 445: 147-152.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO K.O., BERGQVIST, L.P. 2013b. Taphonomic analysis of a late Pleistocene vertebrate accumulation from Lage Grande Paleontological Site, Pernambuco State, northeastern Brazil: New remarks on preservational aspects of tank deposits. *Quaternary International*, 317: 88-101.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O., BERGQVIST, L.P. 2015. Vertebrate taphonomy and paleoecology in an Upper Pleistocene tank deposit of Paraíba, Brazil: Taphonomic modes, evidence of temporal and spatial resolutions and paleoecological patterns of the Brazilian Intertropical Region. *Palaeogeography,*

Palaeoclimatology, Palaeoecology, 437: 1-17.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O., XIMENES, C.L., BERGQVIST, L.P. 2013a. Unveiling the taphonomy of natural tank deposits: a case study in the Pleistocene of northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378: 52-74.

ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., PORPINO, K.O., XIMENES, C.L., BERGQVIST, L.P. 2013a. Unveiling the taphonomy of natural tank deposits: a case study in the Pleistocene of northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 378: 52-74.

ARCHANJO, C.J., HOLLANDA, M.H.B.M., RODRIGUES S.W.O., BRITO NEVES, B.B., ARMSTRONG, R. 2008. Fabrics of pre and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30: 310-336.

BARRETO, A. M. F., SILVA, F.M., ALMEIDA, J.A.C., SILVA, A.C.B.L. 2004. Os depósitos de cacimbas de Pernambuco: Aspectos geomorfológicos, geológicos, paleontológicos e paleoambientais. In: XLII *Congresso Brasileiro De Geologia*. 42., Minas Gerais, Anais, 1-2, 2004.

BERGQVIST, L.P., GOMIDE, M., CARTELLE, C., CAPILLA, R. 1997. Faunas-locais de mamíferos pleistocênicos de Itapipoca/Ceará, Taperoá/Paraíba e Campina Grande/Paraíba. Estudo comparativo, bioestratinômico e paleoambiental. *Geociências*, 2(6): 23-32.

BIGARELLA, J.J. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais volume 1*. Florianópolis, Editora da UFSC, 425p

BRANNER, J.C. 1902. On the occurrence of fossil remains of mammals in the interior of the States of Pernambuco and Alagoas, Brazil. *American Journal of Science*,13: 133-137.

BRANNER, J.C. 1915. Geologia elementar. Rio de Janeiro, Livraria Francisco Alves, 404p.

BRANNER, J.C. 1948. Da ocorrência de restos de mamíferos fósseis no interior dos Estados de Pernambuco e Alagoas. *Boletim Geográfico*, 68: 941-943.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campo, D.A. (Ed.). *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 151-182.

BURLAMAQUE, F.L.C. 1855. Notícia acerca dos animaes de raças extinctas descobertos em vários pontos do Brasil. *Trabalhos da Sociedade Vellosiana*, 20: 1-16.

BURLAMAQUE, F.L.C. 1856. Notícia acerca dos animaes de raças extinctas descobertos em vários pontos do Brasil. *Trabalhos da Sociedade Vellosiana*, 20: 17-21.

CAMPBELL, E.M., TWIDALE, C.R. 1995. The various origins of minor granite landforms. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 20: 281-306.

CAPANEMA, G.S. 1866. Decomposição de penedos no Brasil. Lição popular proferida em 25 de junho, Rio de Janeiro, 32p.

CARTELLE, C. 1999. Pleistocene mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. In: Eisenberg, J.F. & Redford, K.H. (Ed.). *Mammals of the Neotropics:*

The Central Neotropics. Chicago, The University of Chicago Press, p. 27-46.

CASAL, M.A. 1817a. *Corografia brazilica, ou Relação historico-geografica do Reino do Brazil*. Rio de Janeiro, Impressão Régia, 182p.

CASAL, M.A. 1817b. Corografia brazilica, ou Relação historico-geografica do Reino do Brazil. Rio de Janeiro, Impressão Régia, 158p.

CORRÊA, A. C.B., TAVARES, B.A.C., MONTEIRO, K.A., CAVALCANTI, L.C.S., LIRA, D.R. 2010. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. Revista do Instituto Geológico - São Paulo. 31(1/2): 35-52.

DANTAS, M.A.T., ZUCON, M.H. & RIBEIRO, A.M. 2005. Megafauna pleistocênica da Fazenda Elefante, Gararu, Sergipe, Brasil. Geociências, 24: 277-287.

FERNANDES, A.C.S., EWBANK, C.O., SILVA, M.J., HENRIQUES, D.D.R. 2010. Uma lembrança de infância: os "fósseis colossais" e o papel de Frederico Leopoldo César Burlamaque como paleontólogo brasileiro. Filosofia e História da Biologia, 5(2): 239-259.

FERNANDES, A.C.S., RAMOS, R.R.C., SILVA, J.L.L., SILVA A.P.L. 2012. Do Nordeste para o Rio de Janeiro: Os tanques das primeiras remessas de fósseis de megafauna enviadas ao Museu Nacional. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS, 7, 2012, Recife. Boletim de Resumos. Recife, SBPV, Edição Especial, p. 63-63.

FERNANDES, A.C.S., XIMENES, L.C., ANTUNES, M.T. 2013a. Na Ribeira do Acaraú: João Batista de Azevedo Coutinho de Montaury e a descoberta documentada de megafauna no Ceará em 1784. *Filosofia e História da Biologia*, 8(1): 21-37.

FERNANDES, A.C.S., FARIA, F., ANTUNES, M.T. 2013b. Manuel Aires de Casal, o beemote de Jó e o registro das ocorrências fossilíferas brasileiras no início do século XIX. *Filosofia e História da Biologia*, 8(2): 133-150.

GRAHAM, M. 1824. *Journal of a voyage to Brazil and residence there, during parto f the years 1821, 1822, 1823*. London, Printed for Longman, Rees, Orme, Brown, and Green, 335p.

HENDERSON, J. 1821. *A history of the Brazil comprising its geography, commerce, colonization, aboriginal inhabitants*. London, Published by Longman, Hurst, Rees, Orme and Brown, 522p.

HARTT, C.F. 1870. Geology and physical geography of Brazil. Boston, Fields, Osgood & CO, 620p.

HARTT, C.F. 1941. *Geologia e geografia física do Brasil.* São Paulo, Editora Nacional, 649p.

MABESOONE, J.M., OLIVEIRA, L.D.D., DAMASCENO, J.M. 1990. Desenvolvimento dos tanques fossilíferos no Semiárido Norteriograndense. In: *Congresso Brasileiro De Geologia*, 36, Natal. Anais, Natal, SBG, v. 2, p. 733-741.

MAIA, R.P., BEZERRA, F.H.R. 2014. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. *Mercator*, 13(1): 127-141.

MAIA, R.P. & NASCIMENTO, M.A.L. 2018. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. Revista Brasileira de Geomorfologia, 19(2): 373-389.

MAIA, R.P., BASTOS, F.H., NASCIMENTO, M.A.L., LIMA, D.L.S., CORDEI-

RO, A.M.N. 2018. *Paisagens graníticas do nordeste brasileiro*. Fortaleza, Edições UFC, 104p.

MORAES, L.J. 1924. *Serras e montanhas do Nordeste*. Rio de Janeiro, Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas, 120p.

MORAES, L.J. 1928. Estudos geológicos no Estado de Pernambuco. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 32:1-98.

OLIVEIRA, E.V., BARRETO, A.M.F., ALVES, R.S. 2009. Aspectos sistemáticos, paleobiogeográficos e paleoclimáticos dos mamíferos quaternários de Fazenda Nova, PE, Nordeste do Brasil. *Gaea - Journal of Geoscience*, 5: 75-85.

OLIVEIRA, L.D.D., HACKSPACHER, P.C. 1989. Gênese e provável idade dos tanques fossilíferos de São Rafael-RN. In: *Congresso Brasileiro De Paleontologia*, 11., 1989, Curitiba. Anais. Curitiba, SBP, v. 1, p. 541-549.

OLIVEIRA, L.D.D. 1989. Considerações sobre o emprego da terminologia da "formação cacimbas" e caldeirões para os tanques fossilíferos do Nordeste do Brasil. In: *Congresso Brasileiro De Paleontologia*, 11., 1989, Curitiba. Anais... Curitiba, SBP, v.1, p. 535-539.

OLIVEIRA, P.E., PESSENDA, L.C.R., BARRETO, A.M.F., OLIVEIRA, E,V., SANTOS, J.C. 2014. Paleoclimas da Caatinga brasileira durante o Quaternário Tardio. In: CARVALHO, I. (Ed*.). Paleontologia: Cenários de Vida - Paleoclimas.* Interciência, Rio de Janeiro, volume 5, p. 501-516.

PAULA-COUTO, C. 1980. Fossil Pleistocene to sub-recent mammals from northeastern Brazil. I-Edentata Megalonychidae. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52(1): 144-151.

RIBEIRO, R.C. 2014. *Assembléia fossilífera do Quaternário tardio de Lagoa do Rumo, Baixa Grande, Bahia: Tafonomia e Geocronologia*. Rio de Janeiro, 150 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

RODRIGUES, S.W.O., ARCHANJO, C.J., GROHMANN, C.H. 2010. Quantificação da deformação finita nos metagranitoides Cariris Velhos na região de Alagoa Grande (PB). *Geologia USP - Série científica*, 10(3): 57-78.

SANTOS JÚNIOR, V. 2005. *Os Registros Rupestres da Área Arqueológica de Santana (RN)*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco: Instituto de Ciências Humanas: Programa de Pós-Graduação em Arqueologia. 2005. 229p.

SANTOS JÚNIOR, V., PORPINO, K. O., ABRAAHÃO, S. 2008. A megafauna extinta e os artefatos culturais de um tanque natural na região central do Rio Grande do Norte. *Contexto (Mossoró),* 3: 176-193.

SANTOS JÚNIOR, V., ROCHA, L.C.M., OLIVEIRA, D.L., GONZAGA, S.P.F., ARAÚJO, M. R. 2015. Os vestígios arqueológicos e paleontológicos em tanques naturais das microrregiões de Angicos, oeste e Serra de Santana, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Tarairiú,* 1 (10): 76-89.

SANTOS, M.F.C.F., BERGQVIST, L.P., LIMA-FILHO, F.P., PEREIRA, M.M.V. 2002. Feições tafonômicas observadas em fósseis pleistocênicos do Rio Grande do Norte. *Revista de Geologia*, 15: 31-41.

KRATIF, A. 1858. *Uma excursão científica ao interior dessa província pelo Senhor*

J.L. Brunet. Diário de Pernambuco - A Carteira, 09 de maio de 1858, 01p.

LIMA, J.S., SILVA, J.L.L., SILVA, A.P.L., SARMENTO, J. 2013. Pesquisa paleontológica em depósito de tanque arenítico com mamíferos pleistocênicos, município de Delmiro Gouveia, AL. In: *Congresso Brasileiro De Paleontologia*, 23., 2013, Gramado. Anais... Gramado, SBP, p. 241-242.

LIMA, J.S., SILVA, J.L.L. 2016. Mamíferos fósseis pleistocênicos em tanque arenítico no município de Delmiro Gouveia, Alagoas, Brasil. Estudos Geoecológicos, 26(2): 77-90.

SILVA, D.G., CORRÊA, A.C.B., AMORIM, R.F. 2017. Caracterização morfológica e dinâmica ambiental das marmitas (weathering pit) no distrito de Fazenda Nova, Pernambuco - Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18(2): 349-362.

SILVA, F.M. 2014. *Tafonomia em tanque de Fazenda Nova, município de Brejo da Madre de Deus, Estado de Pernambuco, Nordeste do Brasil.* Recife, 105p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco.

SILVA, J.L.L. 2008. *Reconstrução paleoambiental baseada no estudo de mamíferos pleistocênicos de Maravilha e Poço das Trincheiras, Alagoas, Nordeste do Brasil.* Recife, 213p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco.

SPIX, J.B.V., MARTIUS, K.F.P.V. 1824. *Travels in Brazil in the years 1817-1820*. London, A. & R. Spottiswoode, 298p.

SPIX, J.B.V., MARTIUS, K.F.P.V. 1828. *Reise in Brasilien in den Jahren 1817 bis 1820*. München, I.J. Lentner, 468p.

SPIX, J.B.V., MARTIUS, K.F.P.V. 1968. *Viagem pelo Brasil: 1817-1820*. São Paulo, Edições Melhoramentos, 332p.

TEIXEIRA W., SABATÉ P., BARBOSA J.S.F., NOCE C.M., CARNEIRO M.J. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (Ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 101-138.

TWIDALE, C.R., CAMPBELL, E.M. 2005. *Australian Landforms: Understanding a low, flat, arid and old landscape.* Kenthurst, New South Wales, Rosenberg Publishing, 336p.

TWIDALE, C.R., VIDAL ROMANÍ, J.R. 2005. *Landforms and geology of granitic terrains*. Leiden, Balkema, 352p.

VIDAL ROMANÍ, J.R. 1989. Geomorfología granítica en Galícia (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* (Coruña), 13: 89-163.

VIDAL ROMANÍ J. R. 2008. Forms and structural fabric in granite rocks. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 33: 175-198.

VIDAL ROMANÍ, J.R., TWIDALE, C.R. 1998. *Formas y paisajes graníticos*. La Coruña, Universidad da Coruña Servicio de Publicaciones, 411p.

WALDHERR, F.R. 2018. *Reconstituição paleogeomorfológica do Maciço do Itaóca e depósitos sedimentares de seu entorno, Campos dos Goytacazes (RJ)*. Rio de Janeiro, 160p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geolo-

gia, Faculdade de Geologia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

WALDHERR, F.R., ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., RODRIGUES, S.W.O. 2017a. Origem e morfologia de tanques naturais no Nordeste do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 44(3): 467-488.

WALDHERR, F.R., ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., RODRIGUES, S.W.O., TUPINAMBÁ, M., VAZ, O.R. 2017b. Tanques naturais: Considerações sobre origem e morfologia e descrição da primeira ocorrência fora do Nordeste do Brasil. In: *Simpósio De Geologia Do Sudeste*, 10., 2017, Diamantina. Anais... Diamantina, SBG.

WALDHERR, F.R., ARAÚJO-JÚNIOR, H.I., RODRIGUES, S.W.O., TUPINAMBÁ, M. 2018. A origem dos tanques naturais brasileiros: O modelo polifásico subedáfico. In: *Simpósio Nacional De Geomorfologia*, 12., 2018, Crato. Anais... Crato, UGB.

XIMENES, C.L. 2003. *Proposta metodológica para um programa de microreservatórios alternativos de água nos sertões semi-áridos brasileiros, associado ao resgate de fósseis*. Fortaleza, 146p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia. Universidade Federal do Ceará.

XIMENES, C.L. 2006a. Novas ocorrências de fósseis de megafauna no neoquaternário do estado do Ceará, Brasil. In: *PALEO NE 2006 - Reunião Anual Regional da Sociedade Bras. De Paleontologia,*, 2006, Sobral (CE). Resumos, Sobral, UVA, p. 25.

XIMENES, C.L. 2006b. A área paleontológica quaternária de Itapipoca, Ceará. In: *PALEO NE 2006 - Reunião Anual Regional da Sociedade Bras. De Paleontologia,* 2006, Sobral (CE). Resumos, Sobral, UVA, p. 26.

XIMENES, C.L. 2009. Tanques fossilíferos de Itapipoca, CE: Bebedouros e cemitérios de megafauna pré-histórica. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Souza, C.R.G., Fernandes, A.C.S., Berbert-Born, M., Queiroz, E.T., Campos, D.A. (Ed.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil: SIGEP* - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos. Brasília, p. 465-478.

XIMENES, C.L., SANTOS, A.S.T. 2011. Itapipoca 1961: A expedição João Cativo e seu legado para a paleontologia brasileira. In: CARVALHO, I. (Ed.). *Paleontologia: Cenários de Vida - Paleoclimas.* Interciência, Rio de Janeiro, volume 5, p. 795-806.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 123 - 140 ISSN: 0213-4497

Non-destructive studies of prehistoric lithic material culture in the search for sources of geologic raw materials: an overview of techniques and issues

XAVIER, P. [1] **Y ALVES, C.** [2] *

[1] LandS/Lab2PT – Laboratório de Paisagens, Património e Território, Universidade do Minho, Braga, Portugal.

[2] LandS/Lab2PT - Laboratório de Paisagens, Património e Território (FCT UID/AUR/04509/2013; FEDER COMPETE POCI-01-0145-FEDER-007528) e Dept. Ciências da Terra/Escola de Ciências, Universidade do Minho, Braga, Portugal

*Contacto: casaix@dct.uminho.pt

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5820
enviado: 2/2/2019 aceptado 23/7/2019

Abstract

Geological raw materials are an important component of the archaeological record in the Prehistory (namely due to their persistence under buried conditions) and pinpointing their original position on the geological context could give important information about activities of ancient human groups. However, archaeological lithic artefacts impose strict restrictions on analytical procedures due to the need to preserve features with cultural meaning, which might affect the effectiveness of the analytical procedure. We attempt here a critical overview of non-destructive techniques for the search of the source of geological raw materials used to make prehistoric lithic artefacts, highlighting issues involved in the interactions between techniques and study objects. It is emphasized that the success of provenance studies will strongly depend on the sensitivity of the analyses undertaken to the characteristics of the sample, as well as the geological information available.

Keywords: Geological objects; archaeological artefacts; materials studies; procurement studies

Resumen

Las materias primas geológicas son un componente importante del registro arqueológico de la Prehistoria (debido a su persistencia en condiciones de enterramiento) y la determinación de su posición original en el contexto geológico podría proporcionar información importante sobre las actividades de los antiguos grupos humanos. Sin embargo, los objetos líticos arqueológicos imponen restricciones estrictas a los procedimientos analíticos debido a la necesidad de preservar elementos con significado cultural, lo que podría afectar a la eficacia del procedimiento analítico. Esta publicación intenta presentar una visión crítica de las técnicas no destructivas para la pesquisa de las fuentes de materias primas geológicas utilizadas en la fabricación de artefactos líticos prehistóricos, resaltando los problemas relacionados con las interacciones entre las técnicas y los objetos de estudio. Se subraya que el éxito de los estudios de procedencia dependerá en gran medida de la sensibilidad de los análisis realizados a las características de la muestra, así como de la información geológica disponible.

Palabras clave: Objetos geológicos; objetos arqueológicos; estudios de materiales; estudios de adquisición

INTRODUCTION

Raw material procurement strategies are, nowadays, a major subject in the study of prehistoric lithic industries. While for approximately a century studies of Prehistoric lithic material culture were dominated by typological classification, in the last quarter of the 20th century more systematic approaches were developed, such as the study of the economy and management of raw materials. This kind of studies gains particular importance amidst technological approaches proposed by the ethnology of the French school (LEROI-GOURHAN, 1984a,b; GENESTE, 1991) and by the systematic perspective of processual archaeologists (BINFORD, 1965, CLARKE, 1968). They provide, ultimately, insights into the analysis of economic systems and the understanding of behavioural perspectives (INIZIAN ET AL., 1999).

In simple terms, we can say that the comprehension of the analysis and management of raw materials enables us to recognize and categorize the different raw materials used by a specific community, identify their sources and understand how they were brought to the archaeological site (ODELL, 2000). At the same time, and, in a broader perspective, this line of research, reports to questions such as territories, mobility patterns, routes of circulation, zones of influence, exchange and social interaction, among many other issues, that are fundamental for a better understanding of past human behaviours (INIZIAN ET AL., 1999).

The distinction between raw materials of local origin and exotic materials will be of special importance, as it will allow us to research potential processes of lithic exchange, social interaction between human groups and eventually, to recognize the main axes in exchange networks.

The establishment of the provenance of materials can be also important for experiments in lithic technology (experimental archaeology), in which identical techniques and raw materials from the ancient times will be used to recreate the different stages of creation of a lithic artefact, as well to understand the physical and mechanical properties of different stone and mineral raw materials in a perspective of knapping activities and the choice between different technological strategies (INIZIAN ET AL., 1999). They would be useful also to achieve a broad perspective of the "chaine(s) operatoire(s)" or reduction sequences used by prehistoric communities and to infer relevant behavioural aspects of these human groups, such as mobility routes (INIZIAN ET AL., 1999). Additionally, the recreation of older prehistoric techniques could be valorized in terms of environmental impact and sustainability (given its much lower impact; e.g. its, in general, almost null CO_2 emissions). It can be also useful to construct narratives with potential tourist appeal (as the many, more or less serious, examples of the "paleolithic diet" show), for extreme activities with low impact on the terrains.

In this paper we want to consider two main aspects: the first one concerns the challenges that are faced in the search for the source of raw materials used for making archaeological artefacts; and the second one about the merits and inconveniences of different laboratory non-destructive characterization tools. The kind of studies considered here, presents a two-way relation with other study fields in the sense that, on the one hand it will benefit from those studies, namely forensic studies, but, in the

other hand, provenance studies of archaeological artefacts can also help to test the limits of characterization techniques and promote new developments. In this way, it will be possible to promote the interest of archaeological studies for the natural and hard sciences, especially in the perspective of materials characterization. While it is intended to present a discussion with a wide application, one of our case studies will be used to illustrate some of the points under consideration (and it will be the source of all the images in this paper).

The case study that will be used here as illustration concerns artefacts unearthed in an archaeological excavation performed in a prehistoric shelter located in Cabreira Mountain (Portugal), a region dominated by diverse granite facies with some Quaternary alluvial deposits. Dating of charcoal samples recovered from the excavation indicated a lower limit of human corresponding to the Mesolithic (MEIRELES, 2013). Twenty-four thousand artefacts, amongst several technological categories, such as debris, cores, artefacts, tools, *debitage* products, etc. were found. Despite the presence of some exogenous lithological resources, the great majority of this set of objects was manufactured of local resources, mainly different varieties of quartz (MEIRELES, 2010).

In the next section, we consider both the problem of source assessment and the essential tension between information gathering and preservation in the case of archaeological artefacts. This will be followed by a section discussing the main issues concerning the use of diverse characterization techniques for the study of geological raw materials used in the making of prehistoric tools.

The sourcing problem

The sourcing problem in our context concerns the association of a given archaeological object to a specific location for the raw material. We will consider raw materials used in the preparation of prehistoric artefacts but these provenance considerations can be extended to cultural objects without historical information (and when one wants to test historical data regarding origins for the materials).

It will be necessary to define a typology of geological raw materials based on mineralogical and petrographic criteria. The hypotheses concerning sources will depend on the comparison of types with geological objects based on the available geological information. But even when for a type of raw material that is similar to geological objects of a given place, one cannot exclude the possibility of the use of objects from other places, for example, because a given type occurs over a wide area or because there are elsewhere extremely similar types (from the mineralogical or petrographical point of view). In the case study that is being used here for illustration, there are diverse artefacts made of quartz and the available geologic mapping indicates the presence of several quartz veins and pegmatite bodies in the surrounding areas. In the absence of some kind of limiting information, the set of potential sources, in practice, tends towards infinity and hence it is necessary to define criteria that establish a discrete (countable) set of possible places for comparison with the archaeological objects (but there is also the potential for variation within a given geological body), such as a distance range (possible migration paths will be even better). However, this compari-

son can be useful to reject a given hypothesis when a proposed source fails a test concerning the expected results.

The search for potential sources is affected by the available geological information. Not all regions are covered by detailed geological mapping and even where that mapping exists the kind of information included might be insufficient for assessing the potential sources (for example whether mapped quartz occurrences contain a certain type of quartz). For example, in a (older) geological map in a region near the location of the site of our case study, there is a marked absence of pegmatite bodies (but a more recent map, with a smaller scale, indicates the occurrence of diverse pegmatite bodies). Hence, in some cases, "ad hoc" geological surveys could be necessary. Additionally, the published information has been collected in modern times and some sources of geological materials used in the pre-historic past could not be accessible at that time and places recorded in the geological mapping might not be available at the present time.

It will be also interesting to consider the distribution patterns of archaeological objects in the excavation site. This could be especially useful for archaeological artefacts such as microliths and the wastes of their preparation as it can contribute to discuss whether a given set of these objects came from the same geological raw material.

After the identification of potential sources, geological samples need to be obtained from them. The characterization of these samples is carried out through laboratory methods and techniques, having in mind the comparison between archaeological artefacts and geological samples. This assessment could involve qualitative features, quantitative measurements or both.

In terms of qualitative features, the presence of a given mineral phase or textural or structural feature can, in favourable conditions, rule out some potential sources in the case of the absence of those features. However, this could be disturbed by geological variations and scale effects due to some extreme difference in size (for example, for our case study, between a microlithic quartz tool and a quartz vein).

For quantitative parameters, statistical methods can be applied for univariate and multivariate comparisons, based on location and dispersion measures, which highlights the need to have diverse measurements in any given potential source and, at least ideally, also in the archaeological artefacts. The differences between diverse potential sources need to be higher than the variation within potential sources and the series of results from the archaeological artefact will, ideally, fit in the range of results of one of the potential sources or at least clearly near it (and away from the others). Parametric and non-parametric tests can be used to assess these comparisons. One can also use multivariate distance techniques such as principal component analysis or cluster analyses, aiming to assess whether the results of the archaeological artefacts joint the results of one of the potential sources.

Non-destructive characterization — general issues

When we are dealing with archaeological material, properly contextualized from a stratigraphic point of view, its rarity or even uniqueness, urge us to avoid any damage to them beyond those already experienced while buried (GARRISSON, 2003). As such, non-destructive methods will always be fa-

voured and only in exceptional circumstances we will contemplate the use of destructive methods.

Efficiency hence becomes a key-word in the choice of methods to apply; efficiency in the sense of the amount and usefulness of the information gathered with those methods without causing damage to the sample. However, other factors, equally important, may influence the choice of a method or technique, such as laboratories availability (logistical issue) and operational costs (financial issue).

Most of the times, only in exceptional circumstances will archaeologists allow the application of destructive methods. These include techniques that require the cut or fragmentation of the sample and even its polishing (as this can affect cultural information of the archaeological sample). For this to happen, it is vital that the information obtained from the application of these methods is such an outstanding one that will compensate for all the damage upon the artefact.

The non-destructive nature of a method may be seen in a dual sense. First, in the sense of avoiding any change that is detectable at the level where the object is read, which will be generally with the naked eye (but some details related to the studied object use or making might involve higher magnifications and, nonetheless, need to be preserved). Additionally, the expression non-destructive can be used, also, in the sense of being reproducible, i.e., allowing several instances of the same technique (repetitions) or the use of different tests or analyses in the same artefact (and even in the same zones of the artefact). If, in a hypothetical situation, for some reason, it is inevitable that the application of a destructive technique, it will be advisable to choose the laboratory procedure that permits the repetition of analyses on the same sample, avoiding further cutting or fragmenting the original archaeological artefact.

Dealing with these questions, one might think that it would be easier to sacrifice items that, eventually, can be considered less important, such as the debris from the making of lithic tools or the cores from which the tools were prepared. This option might be applied in some situations (not without criticism, taking into account the controversial subjective evaluation of the objects extracted from archaeological excavations), but it can have the added problem of introducing another conditional hypothesis (it assumes that these different kinds of objects come from the same kinds of raw material) and limiting the random selection of the analysed entities, which is a basic principle of statistical studies.

Since it is intended to compare the results of archaeological pieces with those of potential geological sources, it will be a sound principle to start the analyses with samples of one of the potential geologic sources, in order to test the impact and efficiency of the proposed techniques. The characteristics of the archaeological objects should be considered, namely the general type of geological raw material (techniques suitable for chert tools might not be efficient for quartz tools and vice-versa due to differences in chemical variations range and transparency, among others) and their geometrical characteristics, both in size and morphology (as the results of diverse techniques are affected by the amount of the sample and by morphological and surface irregularities). Some technological categories found in excavations, such as cores, might assume dimensions that

are too large for certain analyses or tests. In the case of microlithic artefacts, the available amount might be insufficient to obtain significant results.

Among destructive laboratory analytical techniques, there are a few that could be considered, when the amount of the piece destroyed is no bigger than a few cubic micrometres. With this order of magnitude, the "destruction" that occurs is not significant or impactful, even for microlithic artefacts. Of course, there remains the other issue of being possible to repeat the analyses, which will not be possible on the portion that was consumed but could be done in other portions (the repetition of analyses that consume an insignificant portion of the sample run the risk of, somewhere along the line, having a significant impact).

Another issue to keep in mind concerns the contamination that the archaeological remains might have suffered from being buried. Some remains can be often found with their surface contaminated or even slightly distorted. This condition can undermine the analytical characterization and therefore, the provenance reconnaissance. The image in Figure 1 shows a sample of chert where we can recognize on the surface several carbon-rich particles, (of presumably organic contamination during burial).

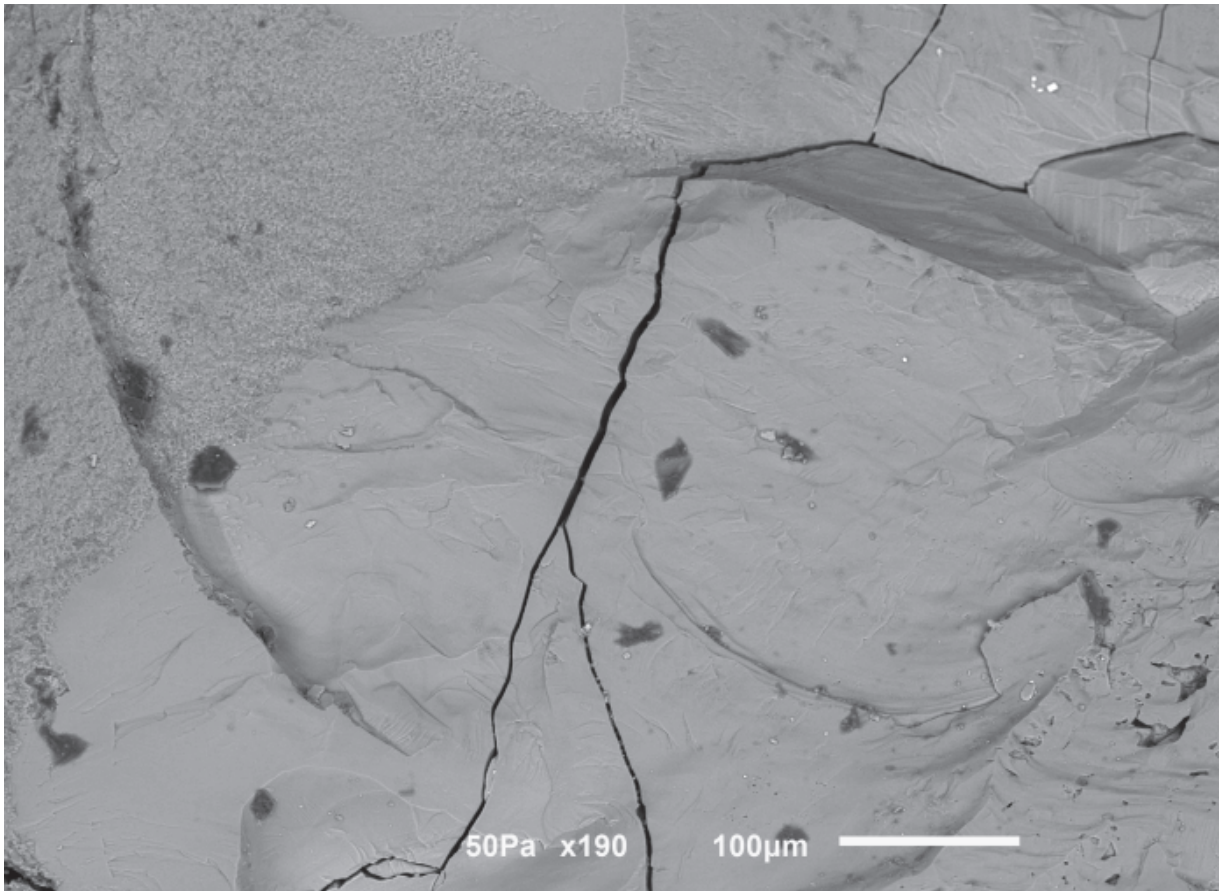


Fig. 1. Scanning electron microscopy showing the presence of contamination by organic particles at the surface of a chert debitage debris. Image obtained at the 3B's laboratory of the AvePark (Portugal) with a JEOLSM-6010LV.

CHARACTERIZATION TECHNIQUES

This section will be organized around mineralogical and petrographical studies (which will include morphological, textural and structural issues of the whole geological object), physical techniques (based on contrasting physical characteristics) and chemical analyses, which will include questions related to the presence and proportions of atoms of chemical elements (including isotopes) as well as bonds between them (which might give specific signatures).

Mineralogical and petrographic characterization

The usual use of "lithic material culture" in archaeology encompass in practice a relatively restricted range of materials that nonetheless comprise both isolated pure minerals (sometimes fragments of a single crystal), which nonetheless can present patterns of physical and chemical variations, objects usually considered as rocks but that do not have a crystal structure (obsidian), to more complex objects such as flint and aggregates of particles of the same different chemical substances with different structural characteristics (different crystal structures and even amorphous substances), which might present different patterns of physical and chemical variation.

Mineralogical and petrographic studies are the indispensable first step in the provenance assessment. In this way, it is possible to define some kind of typology of geological objects and in this way propose some restriction criteria regarding the geological environment where the raw material could occur and, therefore, some limits on the set of potential sources. It will be especially interesting to search for telltale features such as colour features, inclusions (mineral and fluid), fossils, etc.

The mineralogical and petrographic characterization includes, implicitly, the assessment of the homogeneity and heterogeneity of the archaeological artefact, namely whether it is a continuous homogeneous medium, it is formed by an aggregate of particles or present patterns defining different portions (as is the case of the example in Figure 2).

For heterogeneous objects, it will be necessary to characterize the different portions (namely whether they have the same constituent or not and the size and morphology of the particles) and patterns regarding their distribution and orientation. This assessment will be critical to the definition of the analytical program to be applied, namely the selection of characterization techniques (that must be sensitive to the relevant variations in the specific raw material under study) and how to apply them. For example, if the artefact is a heterogeneous mixture of diverse substances, one must be aware that any bulk measurement will be affected by the variations in the proportion of the constituents and it might be of interest to perform analyses on each phase to assess its variations. Still, under the subject of heterogeneity, one can include the presence of solid and fluid inclusions, which might provide data to distinguish from potential sources (COUSSERAN, 2000). For at least some cases, this would be an interactive endeavour as the results of physical, chemical and structural analyses could contribute to the mineralogical and petrographic characterization.

Besides visual studies, other techniques can be used for the characterization of pha-

ses. X-ray microtomography (HANSFORD ET AL., 2017) allows obtaining a non-destructive 3D evaluation of textures for aggregates of particles of substances that present a contrast in density (as well as pores and fissures). Another method based on X-rays and that can help in the study of textural features is X-ray diffraction (MANNES ET AL., 2015) based on the "reflection" of X-ray by crystal planes (defined by a periodic spatial distribution of atoms). This method could give indications on grainsize distribution, the preferred orientation of particles in a polycrystalline object and even indications of the presence of constituents with differences in terms of internal structure. However, its application to objects with irregular surfaces requires special care. X-ray diffraction is related to the arrangement of atoms in periodic structures and it could be useful for assessing whether the material is crystalline and even to identify the crystal substances present in raw material (if there are few different structures) or even test the presence of a given crystal substance.

Fig. 2. Chert debitage debris showing heterogeneity.

Physical properties

Diverse physical properties can contribute to the distinction between geological objects and, besides, be related to mineralogical, textural and chemical features that will also contribute to this end (contributing to the planning of the analytical program).

The most interesting properties in the perspective of the search for sources concern the interaction of the minerals with radiation (namely in the visible portion of the spectrum). In the previous section, there was already a reference to the use of radiation for mineralogical and petrographic characterization and many examples of the following section (chemical analyses) concern the use of radiation to obtain information on the presence of atoms in the artefact. The focus here will the global results of proper-

ties related to interaction with radiation, namely colour and refringence.

Absorption and reflection affect both colour and transparency. The perceived colour and transparency will depend, as we have already mentioned, of the object thickness but as well of the illumination conditions, as is indicated by the Beer-Lambert law. It will be important to assess also whether the object is homogeneous or not in terms of colour (as well as transparency), which will help to plan further analytical work (e.g., colour variations in minerals are frequently related to chemical variations; transparency variations can result of the presence of micro-inclusions). In Figure 3, we present a set of different lithic artefacts in quartz from our case study. Colour observations allow establishing a typology of quartz raw materials that can help in the definition of the set of potential sources.

Fig. 3. Lithic artefacts made from quartz (colour variations can be used for a proposal of quartz typology).

Colour can be assessed with the naked eye using the Munsell Colour System, which is constantly used in archaeological excavations in the description and to distinguish different archaeological layers.

But there are instrumental procedures to assess colour either by transmission or by reflection. Hyperspectral analysis (LIANG, 2012) measures reflectance values for different wavelengths from which can be calculated chromatic coordinates CIEL*a*b*, allowing in this way to obtain a quantitative assessment that is reproducible and objective. It is critical to consider the conditions of acquisition, lighting, thickness, roughness as well as heterogeneity (namely in relation to the measuring area). There are presently even smartphone apps that show the chromatic coordinates in these coordinates and, when having some control on acquisition conditions could be an improvement in relation to naked eye assessments in terms of objectivity and reproducibility (under the same illumination conditions, it is ex-

pected that the same equipment would, for the same colour characteristics, produce the same results).

Studies related to refraction, such as refraction index can also be helpful in the characterization of archaeological material. There is an established tradition of measuring refraction index in a non-destructive fashion (very common in gemological studies). Optical methods are suitable for assessing, besides colour, refringence contrasts in polycrystalline aggregates (indicating the presence of different substances) and even refringence comparison of different constituents by the Becke line and their comparison with media of known refraction index. Petrographic microscopes will have the added interest (in relation to other light microscopes) to allow the study of interference colours which could give information whether the object is monocrystalline or polycrystalline and trends in crystal orientation of the archaeological object, assessments that could give information on the relation between raw material and technique (for example, for an artefact made from a quartz crystal how the geometrical features of the artefact are related to the shape of the crystal).

Spontaneous radiation emission from archaeological artefacts also could be potentially useful in a distinction of potential sources. However, the typical masses and radioisotope concentrations of lithic tools make it difficult to obtain substantial differences. But, at least theoretically, there are minerals that present variations in radioisotopes that could be studied with suitably sensible equipment (spontaneous radiation emission will be discussed again in the context of chemical characterization).

Other physical properties can be determined by non-destructive techniques for most archaeological lithic tools and can help in mineralogical identification as well as to compare samples, namely those concerning the relations between mass and volume such as volumic mass (some minerals can show variations in this property due to variations in the chemical composition) and porosity (related to textural variations).

Chemical Analyses

Chemical analyses could aim to detect the chemical elements that are present in a sample (qualitative analysis), comparative amounts (ranked analyses, i.e. whether a given chemical element occurs in higher amounts than others) and obtaining values for the amounts of these elements in the sample (quantitative analysis), including isotopic analyses, when they are used for discussing possible sources, as well as information on signatures of internal structure features related to bonds between atoms.

The question of the detection of chemical elements is affected by the chosen technique, namely its sensitivity, including the incapability of some techniques to detect certain elements, as happens with techniques like scanning electron microscopy or electron microprobe, which cannot detect lighter elements such as hydrogen or lithium. The volume of sample required is also relevant as will not only have implications on the archaeological objects that can be studied but also the kind of studies that can be performed, namely whether they are limited to bulk analyses of the object or whether it is possible to perform spot analyses (diverse points of the same object), which will be of great value for archaeological objects that present variations (like colour or textural variations). The points to analyse can be

established in a random way, by a regular point network or even guided by variations in chromatic or textural object features.

In the perspectives considered here, the identification of the chemical elements present in the sample would be important even if there are limitations to their quantification as long as it is possible to establish their relative importance. Certain chemical elements might have a marked diagnostic power. For example, the presence of certain elements in minor amounts might be useful to distinguish between sources of the same main substance such as silica raw materials.

There are diverse techniques that can detect the chemical elements that are present in a sample and give ranked or absolute estimations of their abundances in a non-destructive way (in the two senses of the expression used here), both by passive detection of emissions from the sample, as gamma-ray spectrometry (SHACKLEY, 1998) or by assessing the response of the sample to some stimulation, as is done in Instrumental neutron activation analysis (GLASCOCK & NEFF, 2003), scanning electron microscopy, X-ray fluorescence (LIRITZIS & ZACHARIAS, 2011) and ion bean analysis such as proton-induced X-ray emission (KIM, 2003, BUGOI ET AL., 2004) and proton-induced gamma emission (BUGOI ET AL., 2004) o, and the choice will depend on the specific chemical elements that one wants to analyse, their contents on the sample and the sensitivity of the technique to those elements. Techniques that require stimulation might have negative effects on the archaeological objects due to the impact of the stimulating procedure, like those due to radiation exposure (BERTRAND ET AL., 2015). Gamma-ray spectrometry is more limited in terms of application as it is only sensible to isotopes emitting gamma-ray but its passive procedure could have advantages in terms of non-interference with the archaeological object as well as in operational terms.

But the results of the chemical analyses will also be affected by the characteristics of the archaeological object such as the volume (already discussed above), elements contents (a problem that affects all kinds of samples) but also, in the perspective of non-destructive analyses, the morphology of the sample, including the surface irregularity. This can either impede the analyses or limit its quantification potentialities. For example, scanning electron microscopy quantitative analyses require a polished surface for quantification as surface irregularities will affect differently the quantification of different elements. However, depending on the differences, it could still possible to perform comparative ranked analyses (which chemical elements are dominant), which could be very relevant for identification, as is illustrated in Figure 4.

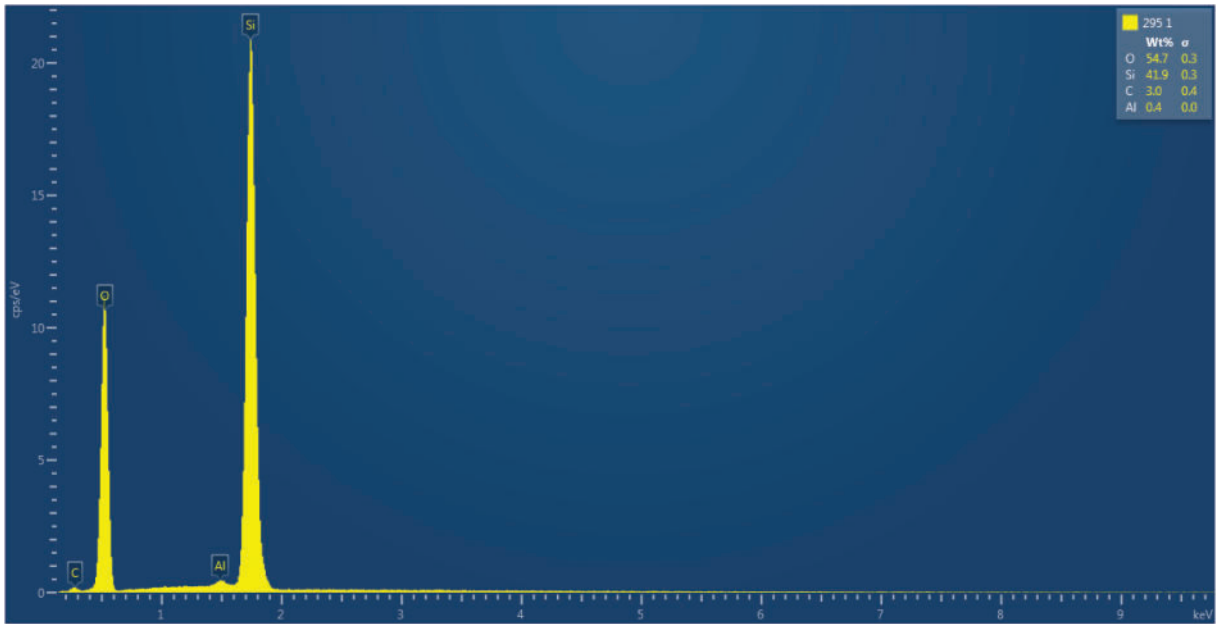


Fig. 4. Chemical Spectrum of scanning electron microscopy of the chert debitage *debris* of Figure 2.

The depth that is attained by the analytical technique should be considered both in the perspective of attempting to study the portions of the object that are to be analysed and in the perspective of considering the disturbing effects of surface contamination (see example in Figure 1).

There have been some developments in portable applications of diverse techniques for performing chemical analyses on the field. This is very useful for archaeological heritage as it will allow analyses "in situ" removing the potential hazards (and hassles) of transportation. But these portable applications are also very interesting for the study of the potential geological sources, allowing the realization of screening assessments on the variations of chemical features in the geological objects to select sampling points for more detailed analyses.

One can also consider here analyses by laser ablation coupled with inductively coupled plasma mass spectrometry (DUSSUBIEUX ET AL., 2016) which implies the destruction of very small portions of the surface sample (by laser ablation). These techniques could be considered effectively non-destructive in the sense that it will not affect significantly the information value of the archaeological object, as long as that information is based on readings on a scale much larger than the consumed volume (information assessed on a macroscopic level or, in general, with light microscopy). However, this technique could cause some significant impact on features with a volume near the one used by the technique, affecting, for example, the assessment by scanning electron microscopy of marks related to preparation, use and exposition of the artefact. Furthermore, it does not comply strictly with the second sense of non-destructive considered here in the sense that one cannot repeat the analyses exactly in the same spot. It could be argued that this second point is irrelevant in practice and for most objects that will be true but variations on the object could make this point more relevant as it could affect the assessment of whether a gi-

ven result is in fact due to some analytical or human error (by analyses repetition or comparison with other techniques).

Isotopic analyses for assessing potential sources could be based on stable isotopes but also in radioactive ones when dating the genesis of the geologic material or geologic process that occur afterwards can be used to distinguish between potential sources. Two main possibilities can be considered for the analyses of radioactive isotope proportions: gamma-ray spectrometry and laser ablation coupled with isotope ratio mass spectrometry. Both have already been considered presented above and the questions involved are the same even if the perspective here is to measure isotopes that can give chronological indications. These techniques have been applied (SIMPSON ET AL., 1998; LE ROUX ET AL., 2014) to remains of humans and other animals (bones and teeth) but they should be able to be also useful for geologic raw materials used in the making of archaeological objects.

There could be substances with the same chemical elements and with the same proportions that present significant internal structural differences and these differences could also give information relevant to provenance studies. Spectroscopy techniques such as Raman (EDWARDS & CHALMERS, 2005) or infrared (NUNZIANTE CESARO & LEMORINI, 2012) are related to the bonds between atoms and in this manner could be important complements for the chemical analyses (as they could help to identify associations that include elements that are not detected by the chemical analyses). These techniques can also be applied to geological raw materials that are poorly crystalline-like opals or even amorphous - such as obsidian.

FINAL CONSIDERATIONS

We presented above what we expect was a critical overview of the issues involved in the characterization of geological raw materials used for making prehistoric lithic materials in the perspective of assessing potential sources of those raw materials. We hope to have been able to show that the selection of the techniques for this goal will depend on an interplay of sensitivities:

- Sensitivity of the artefact to the technique;
- Sensitivity of the technique to the characteristics of the artefact that are relevant for the pursued goal.

While the former has been an obvious guide of the considerations presented above, both in terms of selection of concepts presented and of warnings concerning some features of the techniques considered, the later has also been present but deserves to be further developed in these final considerations.

The non-destructive analytical characterization for archaeological artefacts constitutes a hugely complex challenge due to the set of factors mentioned above, such as the variable dimensions of the pieces, their morphologic characteristics (including surface irregularity), problems related to the artefacts previous burial (contamination), as well as the variations in geological characteristics. The suitable characterization techniques need to overcome these difficulties and be able to detect differences in the relevant parameters in a level that discriminate between the potential sources.

A rule of thumb, strongly advised for this kind of studies, will be to first perform tests of the potential techniques on analogues of the archaeological artefact prepa-

red from raw material obtained in potential sources, in order to assess all the potential implications in terms of the sensitivities just referred. This will require an assessment of both the morphology of the artefact and the geological features suitable for the distinction of potential sources, i.e., features that present differences between potential candidates (the technique need to be sensitive to those differences).

For archaeological objects, and assuming that there are not historical hypotheses to test, comparisons will always be limited to the available geological background knowledge, supplemented by field works in the context of a specific archaeological goal. Limitation criteria will be indispensable to establish a finite set of possibilities and an understanding of the ecosociology of prehistoric humans could give critical information, considering both extension and movement patterns related to physiographic features or biological patterns (of entities which were objects of hunting and gathering).

ACKNOWLEDGEMENTS

The Lab2PT - Landscapes, Heritage and Territory laboratory - AUR/04509 is supported by the Portuguese "Fundação para a Ciência e a Tecnologia" (Portuguese funds and where applicable the FEDER co-financing, in the aim of the new partnership agreement PT2020 and COMPETE2020 - POCI 01 0145 FEDER 007528).

Pedro Xavier would like to thank the Fundação para a Ciência e a Tecnologia (Foundation for Science and Technology) for PhD scholarship, reference (SFRH/BD/120806/2016) and to the Unidade de Arqueologia da Universidade do Minho (UAUM) for the conditions to perform laboratory work.

REFERENCES

BERTRAND, L., SCHÖEDER, S., ANGLOS, D., BREESE, M. B. H., JANSSENS, K., MOINI, M., SIMON, A. Mitigation strategies for radiation damage in the analysis of ancient materials, TrAC Trends in Analytical Chemistry, 2015, 66, pp. 128-145, https://doi.org/10.1016/j.trac.2014.10.005

BINFORD, L. (1965) Archaeological Systematics and the study of Culture Process. *American Antiquity,* 31, 203-210. http://www.fafich.ufmg.br/ppgan/wp-content/uploads/2017/10/1965-Binford.pdf

BUGOI, R., CONSTANTINESCU, B., NEELMEIJER, C., CONSTANTIN, F. (2004) The potential of external IBA and LA-ICP-MS for obsidian elemental characterization. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms,* 26, 136–146. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2004.04.185

CLARKE, D.L. (1968) Analytical Archaeology, Methuen, London, United Kingdom, ISBN 0-416-42850-9.

COUSSERAN, S. (2000) L'étude des inclusions fluides appliquée au problème de la circulation des quartz archéologiques dans les Alpes occidentales. [Acquisition de nouvelles données sur les gîtes primaires], *Revue d'Archéométrie,* 169-177, http://www.persee.fr/doc/arsci_0399-1237_2000_num_24_1_996

DUSSUBIEUX, L., GOLITKO, M., GRATUZE, B. (Eds.) (2016), *Recent Advances in Laser Ablation ICP-MS for Archaeo-*

logy. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-662-49894-1

EDWARDS, H.G.M., CHALMERS, J. M. (2005) *Raman spectroscopy in archaeology and art history*. Cambridge: Royal Society of Chemistry, ISBN: 978-0-85404-522-8

GARRISSON, E.G. (2003) *Techniques in Archaeological Geology*, Springer, Berlin, Germany, 308 p. ISBN 3-540-43822.

GENESTE, J.M. (1991) Systèmes techniques de production lithique: variations techno-économiques dans les processus de réalisation des outillages paléolithiques. *Techniques et Culture, Marseille.* 17-18, 1-35. https://journals.openedition.org/tc/5013

GLASCOCK, M.D., NEFF, H. (2003) Neutron activation analysis and provenance research in archaeology. *Measurement Science and Technology,* 14(9), 1516–1526. https://doi.org/10.1088/0957-0233/14/9/304

HANSFORD, G. M., TURNER, S. M. R., DEGRYSE, P., SHORTLAND, A.J. (2017) High-resolution X-ray diffraction with no sample preparation, Acta Crystallographica Section A Foundations and Advances, 73(4), 293–311. https://doi.org/10.1107/S2053273317008592

INIZIAN, M.-L., REDURON-BALLINGER, M.;, ROCHE, H., TIXIER, J. (1999) *Technology and Terminology of Knapped Stone (Préhistoire de la Pierre Taillée, 5)*. CREP, Nanterre, 189 pp.

KIM, J., SIMON, A. W., RIPOCHE, V., MAYER, J. W., WILKENS, B. (2003) Proton-induced x-ray emission analysis of turquoise artefacts from Salado Platform Mound sites in the Tonto Basin of central Arizona. *Measurement Science and Technology,* 14(9), 1579–1589, https://doi.org/10.1088/0957-0233/14/9/309

LE ROUX, P.J., LEE-THORP, J.A., COPELAND, S.R., SPONHEIMER, M., DE RUITER, D.J. (2014) Strontium isotope analysis of curved tooth enamel surfaces by laser-ablation multi-collector ICP-MS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 416, 142-149, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.007

LEROI-GOURHAN, A. (1971) Évolution et techniques. *I. L'Homme et la matière*. Paris, Albin Michel, 367 p., 3e éd. revue et corrigée. Portuguese translation, 1984.

LEROI-GOURHAN, A. (1973) Évolution et techniques. II, Milieu et techniques. Paris, Albin Michel, 512 p., 3e éd. revue et corrigée, Portuguese translation, 1984.

LIANG, H. (2012) Advances in multispectral and hyperspectral imaging for archaeology and art conservation, *Applied Physics A,* 106(2), 309–323. https://doi.org/10.1007/s00339-011-6689-1

LIRITZIS, I., ZACHARIAS, N. (2011) Portable XRF of Archaeological Artifacts: Current Research, Potentials and Limitations,. In M. S. Shackley (Ed.), *X-Ray Fluorescence Spectrometry (XRF) in Geoarchaeology,* New York, NY: Springer New York, pp. 109-142, https://doi.org/10.1007/978-1-4419-6886-9_6

MANNES, D., SCHMID, F., FREY, J., SCHMIDT-OTT, K., LEHMANN, E. (2015) Combined Neutron and X-ray Imaging for Non-invasive Investigations of Cultural Heritage Objects, Physics Procedia, 69, 653–660, https://doi.org/10.1016/j.phpro.2015.07.092

MEIRELES. J. (2010) Os últimos caçadores-recolectores da Serra da Cabreira (NO de Portugal). O Abrigo 1 de Vale de

Cerdeira (Vieira do Minho). In A. M. S. Bettencourt, M. I. C. Alves, S. Monteiro-Rodrigues (eds.). *Variações Paleoambientais e Evolução Antrópica no Quaternário do Ocidente Peninsular*, pp. 83-96.

MEIRELES, J. (2013) O Abrigo 1 de Vale de Cerdeira, In A.M.S. Bettencourt*, A Pré-História do Noroeste Português,* A. Cruz & L. Oosterbeek, Eds., Arkeos 36, Braga/Tomar, pp.116-123

NUNZIANTE CESARO, S., LEMORINI, C. (2012) The function of prehistoric lithic tools: A combined study of use-wear analysis and FTIR microspectroscopy, *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy,* 86, 299-304, https://doi.org/10.1016/j.saa.2011.10.040

ODELL, G. H. (2000) Stone tool research at the end of the millennium: procurement and technology. *Journal of Archaeological Research*, 84, 261-331

SHACKLEY, M. S. (1998) Gamma Rays, X-Rays and Stone Tools: Some Recent Advances in Archaeological Geochemistry. *Journal of Archaeological Science,* 25(3), 259–270. https://doi.org/10.1006/jasc.1997.0247

SIMPSON, H. P., SCHWARCZ, J. J., STRINGER, C. B. (1998) Neanderthal skeleton from Tabun: U-series data by gamma-ray spectrometry. *Journal of Human Evolution,* 35(6), 635–645. https://doi.org/10.1006/jhev.1998.0252

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 141 - 152 ISSN: 0213-4497

Caracterización de la roca soporte de los petroglifos de Campo Lameiro (Pontevedra)

Characterization of the support rock of the petroglyphs of Campo Lameiro (Pontevedra)

BENITA SILVA [1], PATRICIA SANMARTÍN [1*], BEATRIZ PRIETO [1]
[1] Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola. Universidade de Santiago de Compostela (España).
* contacto: patricia.sanmartin@usc.es

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5821
enviado: 1/1/2019 aceptado 1/11/2019

Abstract

Between 2005 and 2008 a research project about the deterioration causes of the petroglyphs of Campo Lameiro (Pontevedra) was developed. The substrate of the carvings was characterised as a two mica-granite, fine to medium grained, with granular allotriomorphic texture. Intense cracking is present in the rock at all levels, which is responsible of its high porosity and therefore its high capacity to absorb water. A dense network of diaclases was observed on site, however a specific study revealed that this does not involve a risk of massive loss of rock, which might affect the carved surfaces. The mineralogical and geochemical analysis showed that the granite was subjected to processes of hydrolysis and solubilisation-precipitation of iron, showing that water is the main deterioration agent in the lithic material.

Keywords: Heritage; Petroglyphs; Granite; Weathering; Preventive conservation; Archaeological park.

Resumen

Entre los años 2005-2008 se llevó a cabo un proyecto de investigación para analizar las causas del deterioro de los petroglifos de Campo Lameiro (Pontevedra). La roca soporte de los grabados se caracterizó como un granito de dos micas de grano medio-fino y textura granuda equigranular alotriomorfa. Presenta una intensa fisuración a todos los niveles lo que le confiere una elevada porosidad y gran capacidad de absorción de agua. En campo se observa una densa red de diaclasas, sin embargo un estudio específico reveló que esto no supone riesgo de pérdida masiva de roca que pueda afectar a las superficies que poseen grabados. Los análisis mineralógicos y geoquímicos pusieron de manifiesto que el granito experimentó procesos de hidrólisis y de solubilización-precipitación del hierro, lo que indica que es el agua el principal agente de alteración en el material lítico.

Palabras clave: Patrimonio; Petroglifos; Granito; Meteorización; Conservación preventiva; Parque arqueológico.

INTRODUCCIÓN

El municipio de Campo Lameiro es conocido por su riqueza en arte rupestre ya que concentra un gran número de petroglifos algunos de gran tamaño y diversidad figurativa (Figura 1). Este hecho, junto con circunstancias de tipo socioeconómico, han llevado a elegir este lugar, en concreto el área de Paredes (8°31'49.6"W, 42°32'30.6"N, WGS84), para el emplazamiento del Parque Arqueológico del Arte Rupestre de Galicia[1].

Fig. 1. Afloramiento granítico con grabados en el que se puede observar la densa red de diaclasas que atraviesa la roca.

A pesar del gran valor de estos elementos del patrimonio arqueológico como documentos para acercarnos a la cultura y costumbres de las comunidades que los crearon, su estado de conservación es muy deficiente. El deterioro de los grabados es notorio pues los surcos están muy erosionados, en ocasiones han sido repicados y pintados y en su gran mayoría están recubiertos con una pátina negra, circunstancias que dificultan enormemente la percepción de los motivos.

[1] Parque Arqueolóxico da Arte Rupestre Campo Lameiro. Recuperado de http://www.paar.es/?lang=en
[2] Silva, B. y colaboradores. Determinación de los factores de degradación de los petroglifos de Campo Lameiro. Diseño de medidas de conservación. Entidad financiadora: Xunta de Galicia (Ref. PGIDIT 05CCP20301PR). Periodo: Octubre 2005-Diciembre 2008.

Esta situación suscitó la idea de desarrollar un proyecto de investigación financiado por la Xunta de Galicia que el Grupo de Estudios Medioambientales Aplicados al Patrimonio Natural y Cultural de la USC llevó a cabo entre los años 2005 y 2008[2]. El objetivo del estudio era analizar los factores causantes de la alteración de los petroglifos de Paredes para poder plantear las medidas adecuadas para frenar, o al menos paliar, su deterioro. Puesto que los grabados rupestres están realizados sobre afloramientos graníticos, es imprescindible en primer lugar conocer las características de la roca y el estado en que se encuentra y en segundo lugar analizar los factores ambientales y antrópicos que inciden en el deterioro de los grabados. En este artículo se presenta la primera parte del estudio, esto es la caracterización de la piedra y sus alteraciones.

TOMA DE MUESTRAS Y ANÁLISIS REALIZADOS

Se recogieron tres bloques de roca cerca de los petroglifos Laxe da Forneiriña I, Outeiro dos Cogoludos I y Outeiro das Ventaniñas (nº 1, 2 y 3 respectivamente), y un cuarto bloque (nº 4) cerca del edificio del centro de interpretación del parque arqueológico, en construcción en aquel momento. Estos bloques fueron extraídos de afloramientos rocosos de características similares y por tanto representativos de las rocas grabadas. Por otra parte, se tomaron 12 fragmentos de granito más pequeños en afloramientos cercanos a los petroglifos mencionados. A partir de los bloques se prepararon probetas cúbicas de 5 cm de lado para determinar las propiedades físicas de la roca y de todas las muestras se prepararon láminas delgadas de 50 micras de espesor para el estudio petrográfico y una parte se molió para los análisis de difracción de rayos X (DRX) y el estudio geoquímico.

Las láminas delgadas se estudiaron bajo microscopio óptico de luz transmitida para determinar la textura y la composición mineralógica de la roca, que se completó mediante análisis por DRX. La composición química se analizó mediante fluorescencia de rayos X (FRX) y, por otra parte se determinó el pH de abrasión siguiendo el método de Grant (GRANT, 1969).

En cuanto a las propiedades físicas, se caracterizó el sistema poroso mediante la determinación de la densidad real (Dr), la densidad aparente (Da) y la porosidad abierta o accesible al agua (PA) y se determinaron las propiedades hídricas: contenido de agua en saturación (Ws), absorción libre de agua (Wa), y absorción de agua por capilaridad (Wc), todas ellas siguiendo las recomendaciones de la RILEM (R.I.L.E.M., 1980).

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Las observaciones de campo permitieron comprobar que la roca del área de Paredes es un granito muy homogéneo en cuanto a granulometría y textura, característica positiva pues facilitó la toma de muestras al incrementar la representatividad de los resultados. La homogeneidad solo se rompe por la presencia de algunos filones pegmatíticos y por frecuentes venas pegmoaplíticas de cuarzo y moscovita que sobresalen en la superficie de los afloramientos por erosión diferencial por ser éstos los componentes más resistentes del granito. Llama la atención la coloración blanquecina de la superficie de muchos afloramientos y fragmentos sueltos, sin embargo cuando se parten se puede ver una franja subsuperficial enri-

quecida en oxihidróxidos de hierro de color pardo-amarillento (Figura 2). Muchos otros afloramientos presentan manchas y bandas herrumbrosas pardo-amarillentas (Figura 2.b) que en ocasiones adquieren una coloración fuertemente rojiza, debido con toda probabilidad al efecto de los incendios ya que el calor origina la deshidratación de los oxihidróxidos de Fe convirtiéndose así en óxidos, de color rojo intenso.

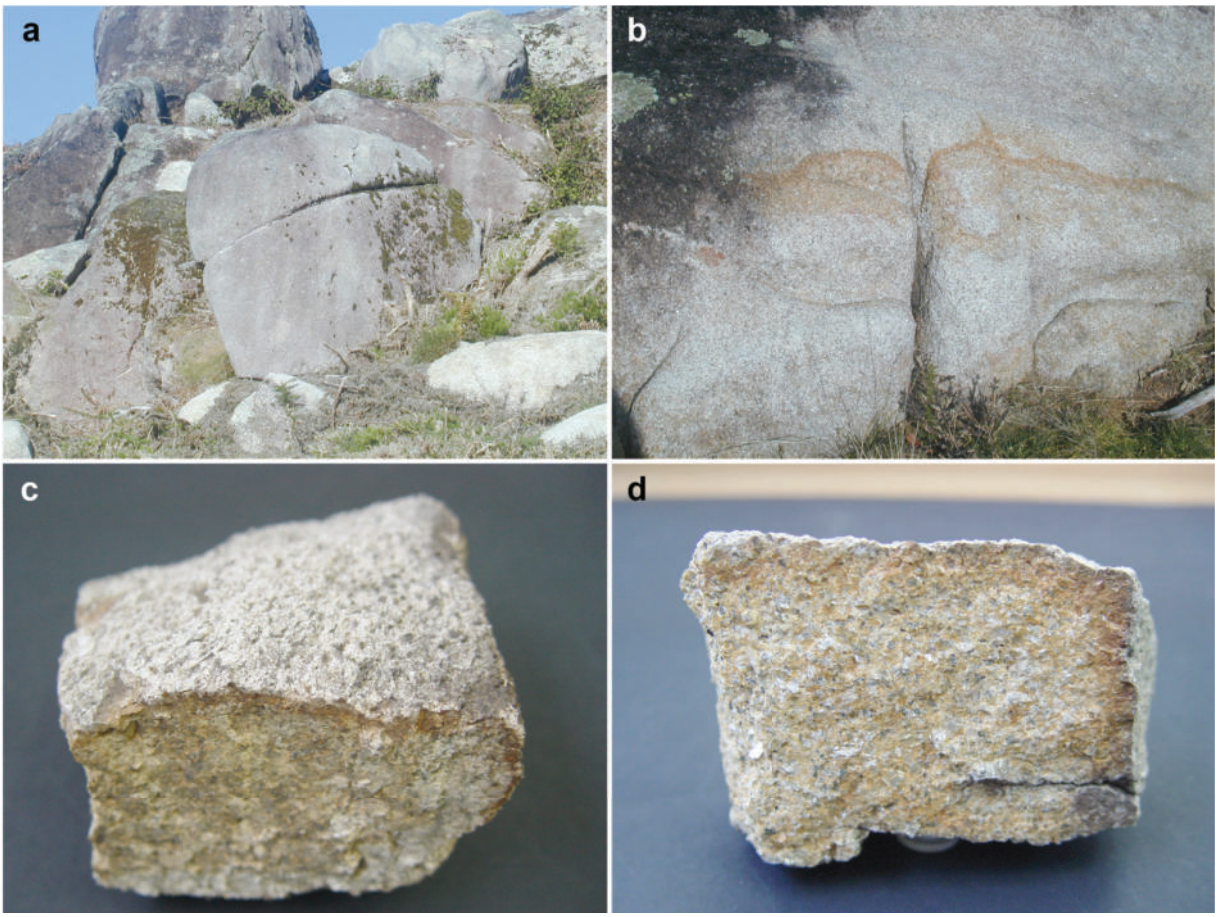


Fig. 2. (a): Afloramientos rocosos con diaclasas horizontales. (b): Bandas herrumbrosas de oxihidróxidos de hierro. (c y d): Fragmento rocoso con la superficie decolorada y un nivel subsuperficial enriquecido en oxihidróxidos de hierro.

Los afloramientos rocosos están muy fracturados (Figura 2.a) por lo que se realizó un estudio para evaluar si esto puede suponer algún riesgo de pérdida masiva de roca que ponga en peligro la pervivencia de los petroglifos. Se realizó en primer lugar la caracterización de la red de diaclasas, siguiendo las normas de la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas, identificándose dos familias de juntas principales de dirección noreste-suroeste y sureste-noroeste, sensiblemente ortogonales y muy verticales, y dos familias secundarias, además de otra serie de fracturas subhorizontales. Este conjunto de diaclasas verticales y subhorizontales divide el macizo en grandes bloques, en principio paralelepipédicos. Posteriormente se realizó un análisis de la estabilidad del macizo

para evaluar si a través de las discontinuidades se podrían producir eventualmente deslizamientos de bloques de roca. Se concluyó que globalmente el macizo rocoso de Paredes presenta un buen comportamiento geomecánico y una escasa probabilidad de que se produzcan inestabilidades. Aún así, se evaluó específicamente la estabilidad de dos afloramientos con petroglifos: Forneiriña y Outeiro dos Cogoludos encontrándose que no existen riesgos de pérdida de masa que puedan afectar a las superficies que poseen grabados. Sin embargo se ha podido constatar que el agua que discurre por los petroglifos es canalizada según las familias de juntas identificadas marcando así las direcciones preferentes de meteorización química.

El estudio petrográfico (Figura 3) revela que se trata de un granito de dos micas de grano medio-fino, de textura granuda equigranular alotriomorfa. Sus componentes mayoritarios son: cuarzo (36 % en volumen), que presenta marcada extinción ondulante; feldespato potásico (18 %), el mineral de mayor tamaño que en general es microclina; plagioclasa (22 %), tipo oligoclasa-albita que se encuentra bastante fisurada y alterada presentando sericitación y transformación a minerales arcillosos en algunas zonas; biotita (7 %), de color pardo oscuro y fuerte pleocroísmo, en muchos casos transformada parcialmente (2 % aproximadamente) en clorita y con los bordes doblados; moscovita (13 %) que frecuentemente for-ma intercrecimientos con la biotita; y como accesorios (2 %) se identificaron apatito, circón, turmalina, rutilo y escasos granos de minerales opacos posiblemente óxidos de Fe.

La caracterización mineralógica del granito se completó con los análisis por DRX (Figura 4), técnica que permite reconocer además de los minerales más abundantes, otros que por ser escasos o de muy pequeño tamaño (como minerales arcillosos) no se pueden identificar con el estudio petrográfico, por eso es muy útil para detectar minerales secundarios que se producen por meteorización. El análisis de todas las muestras dio resultados muy similares, además de los minerales esenciales del granito (indicados en el estudio petrográfico) se identificaron dos minerales de neoformación: vermiculita que se forma por alteración de la biotita en medios ácidos, y caolinita producida en la hidrólisis de los feldespatos, sobre todo de las plagioclasas.

En algunas muestras se analizó separadamente la parte superficial decolorada y la franja herrumbrosa subsuperficial, hasta una profundidad de 1-1,5 cm. Se comprobó que en la primera los productos de meteorización (caolinita y vermiculita) están en menor proporción o incluso han desaparecido totalmente, lo que lleva a la interpretación de que en la parte superficial estos minerales arcillosos se han perdido por erosión mientras que en la franja subsuperficial se conservan debido a un cierto efecto cementante de los oxihidróxidos de hierro.

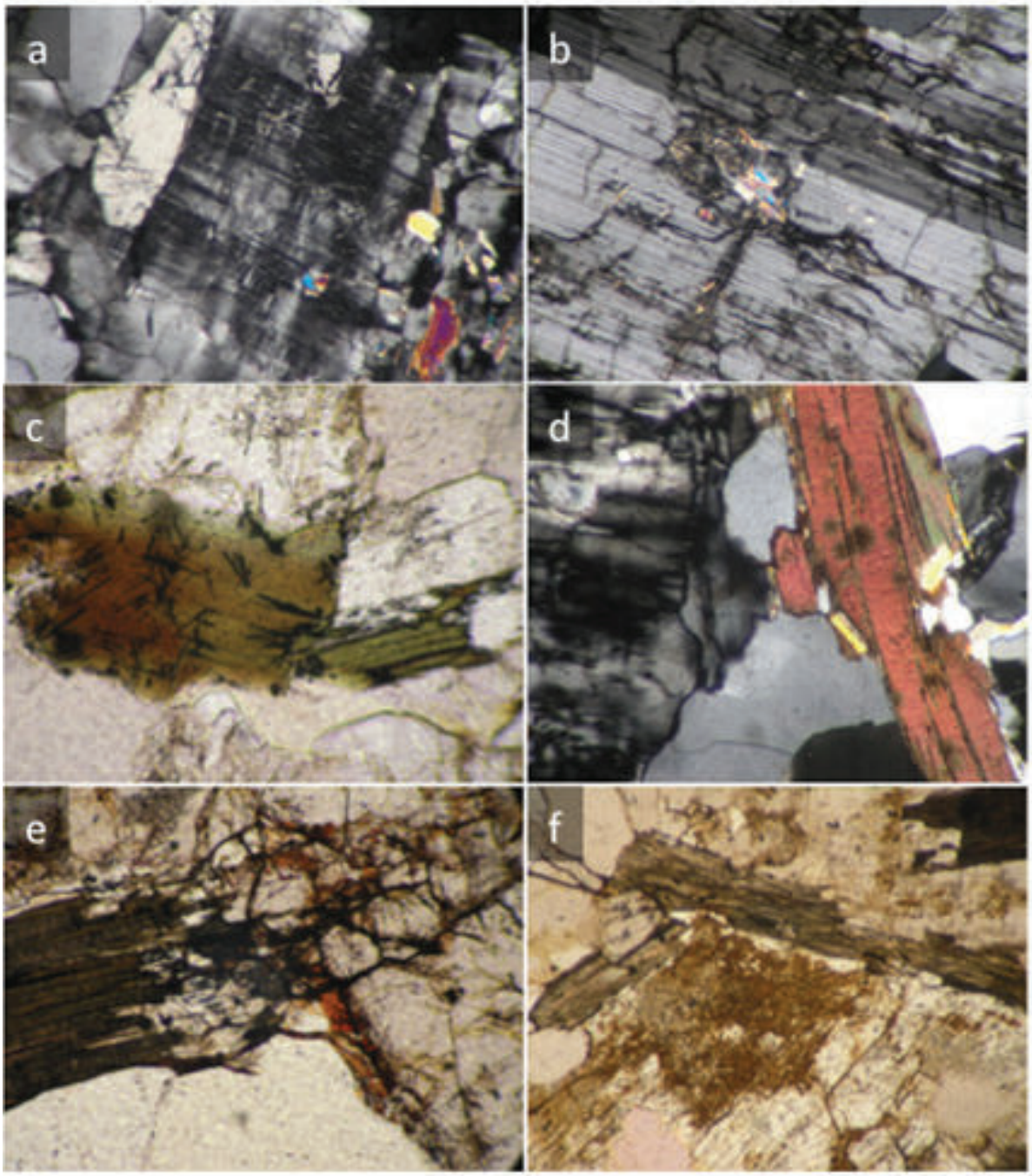


Fig. 3. (a): Cristal de microclina con la característica macla en enrejado. (b): Plagioclasa muy fracturada y sericitizada. (c): Biotita parcialmente cloritizada. (d): Cuarzo y biotita con inclusiones de circón. (e): cristal de biotita con la láminas abiertas del que salen oxihidróxidos de Fe que penetran en la fisuras de otros minerales. (f): Grano de plagioclasa parcialmente transformado en caolinita. (Fotos a, b y d con Nícoles cuzados; fotos c, d y f con Nícoles paralelos).

La composición química de diversas muestras analizadas se presenta en la Tabla 1. Los elementos más abundantes son el silicio (Si) y el aluminio (Al), que forman parte

de todos los silicatos, y el potasio (K) ya que el feldespato potásico es un mineral mayoritario en estas rocas. El contenido de sodio (Na) supera ampliamente al de calcio (Ca) lo que confirma que las plagioclasas son esencialmente albíticas, como se observó en el estudio petrográfico. El hierro (Fe) no es abundante pues es la biotita el único mineral en el granito que posee este elemento (además de algún accesorio); el titanio (Ti) suele ir asociado con el hierro (Fe). El fósforo (P) es un elemento que, aunque minoritario, es relativamente común en las rocas graníticas donde se encuentra frecuentemente en forma del mineral apatito.

Un parámetro muy útil para estimar el grado de meteorización de una roca es el pH de abrasión (Tabla 1) cuyo valor va descendiendo a medida que avanza el proceso (ROMERO et al., 1987). La mayoría de las muestras tienen un pH de abrasión próximo a 7,0 siendo los extremos el granito del bloque 4 con un pH de 8,0 y el de la muestra Cogoludos-3 con pH de 6,4. Teniendo en cuenta que los granitos sanos poseen pH de abrasión superiores a 9,0, estos datos indican que en términos generales el granito de Paredes presenta también desde el punto de vista geoquímico un grado de alteración notable.

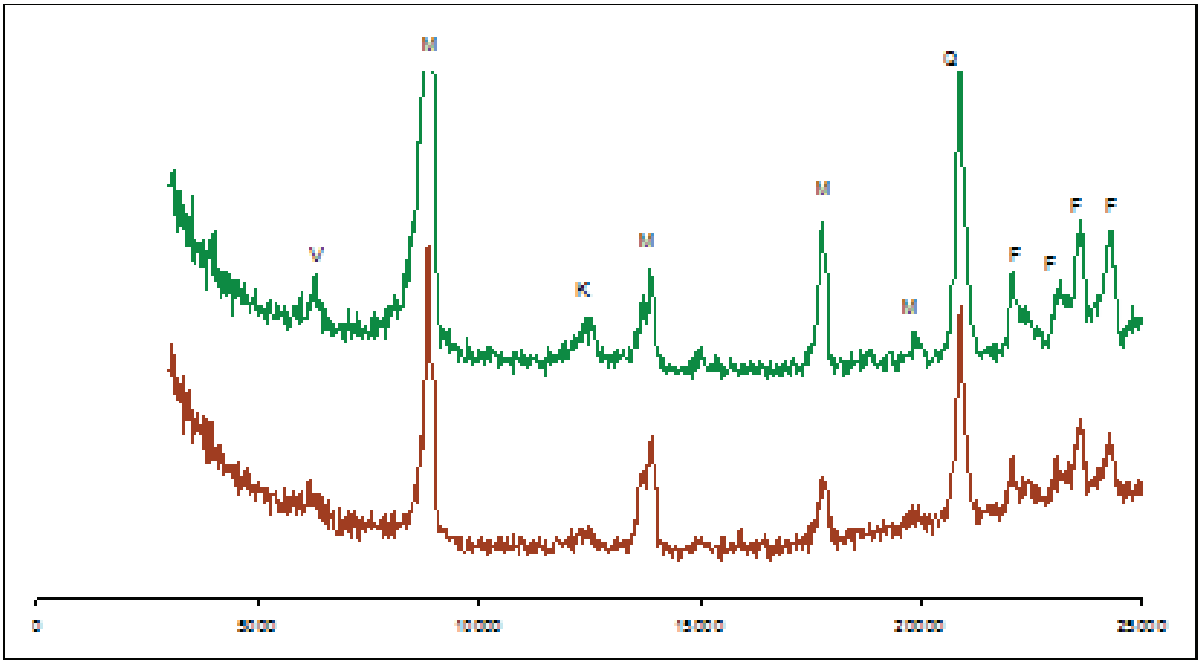


Fig. 4. Difractogramas de rayos X de dos submuestras de Forneiriña: arriba subsuperficial, abajo superficial. V: vermiculita; M: moscovita/biotita; K: caolinita; F: feldespato K/plagioclasa; Q: cuarzo.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	pH abrasión
Cogoludos 3	74,19	15,08	1,20	0,22	0,31	2,77	5,72	0,17	0,21	6,43
Forneiriña 2	70,35	17,60	1,32	0,24	0,49	3,50	5,49	0,19	0,68	7,07
Ventaniñas 1	72,71	17,07	0,71	0,19	0,30	2,79	5,72	0,15	0,25	7,31
Bloque nº2	72,84	16,09	1,24	0,23	0,47	2,82	5,47	0,18	0,55	7,00
Bloque nº3	70,89	16,90	1,37	0,25	0,50	3,74	5,57	0,17	0,54	7,41
Bloque nº4	71,82	16,49	1,24	0,26	0,44	2,92	5,73	0,18	0,78	8,01

Tabla 1. Composición química de las muestras de roca y pH de abrasión. Elementos mayoritarios expresados como % de óxidos.

	Bloque nº2	Bloque nº3	Bloque nº4
Da (kg/m^3)	2413±8	2393±21	2529±12
Dr (kg/m^3)	2641±3	2641±4	2640±5
Pa (%)	8.65±0.26	9.39±0.85	4.19±0.26
Wa %	3.22±0.13	3.60±0.36	1.59±0.09
Ws %	3.58±0.12	3.93±0.39	1.66±0.11
Wc %	3.21±0.20	3.59±0.36	1.60±0.09

Tabla 2. Valores de densidad aparente (Da), densidad real (Dr), porosidad accesible al agua (Pa), contenido de agua en saturación (Ws), por absorción libre (Wa) y por succión capilar (Wc). Valores medios ± desviación estándar para cinco probetas por cada muestra.

La calidad de una roca como material constructivo y su susceptibilidad frente a los factores de alteración vienen determinados más que por su composición química y mineralógica por sus propiedades físicas y fundamentalmente por su sistema poroso (BENAVENTE et al., 2004). La cantidad de huecos de una roca y el grado de conexión entre ellos son fundamentales pues de estas características depende su comportamiento frente al agua, principal agente de alteración (WILSON, 2004). Como se observa en la Tabla 2, todas las muestras analizadas presentan una porosidad abierta (Pa) muy elevada especialmente los bloques 2 y 3 siendo considerablemente menor en el bloque 4. Los elevados valores de Pa concuerdan con lo observado en el estudio petrográfico, en el que se puso en evidencia la existencia de una densa red de fisuras intra, inter y transgranulares. Estos resultados indican que el granito de Paredes ha sufrido una alteración importante desde el punto de vista físico. A este respecto hay que recordar que los granitos sanos que se comercializan como rocas ornamentales tienen una porosidad abierta

entre 0,1% y 2%, con frecuencia en torno al 1% (UNE-EN, 1936-1999).

Una porosidad abierta elevada implica una gran capacidad de absorber agua por diferentes mecanismos. Los valores del contenido de agua que la roca puede absorber libremente por inmersión (Wa), por capilaridad (Wc) y forzando su entrada a vacío (Ws) son muy similares, lo que indica que los huecos de la roca están bien comunicados entre sí y con el exterior, de ahí que la roca absorberá el agua con rapidez pero también se secará con facilidad. Esta característica resulta favorable pues determina que el tiempo de residencia de las disoluciones alterantes en el interior de la piedra será corto. Esto siempre que no haya otras circunstancias que ralenticen el secado, como por ejemplo un deficiente drenaje o la cobertura biológica que impida la evaporación.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Todos los resultados indican que el granito de Paredes se encuentra notablemente alterado. En primer lugar, rasgos como la extinción ondulante del cuarzo y la cloritización y plegamiento de las biotitas, indican que ha experimentado una alteración premeteórica y procesos de deformación tectónica, antes incluso de aflorar a la superficie. Estos fenómenos han sido descritos por numerosas autores en los granitos hercínicos de Galicia (e.g., CAPDEVILA y FLOOR, 1970; BELLIDO et al., 1987).

La consecuencia más importante de estos fenómenos es una intensa fisuración de la roca a todos los niveles, macro y microscópico. En campo es notoria la densa red de diaclasas sin embargo el estudio específico realizado acerca de sus características y de la estabilidad geomecánica de los afloramientos, revela que esto no supone un riesgo de pérdida masiva de roca especialmente en los planos que poseen grabados. Sin embargo se constató la clara influencia de las diaclasas en la canalización y penetración del agua en la masa rocosa facilitando el proceso de meteorización.

La dinámica de oxidación-reducción del hierro ha sido sin duda un mecanismo activo en la meteorización del granito de Paredes. El hierro presente en la biotita se encuentra en estado reducido (Fe++) que en contacto con las aguas superficiales cargadas de oxígeno se oxida formando hidróxidos y oxihidróxidos que salen de la estructura del mineral y pasan a recubrir y rellenar las fisuras de los minerales de alrededor confiriendo a la roca una coloración característica. Como se ha comentado, es frecuente en muchos afloramientos la presencia de una zona superficial decolorada por debajo de la cual se observa una acumulación de oxihidróxidos. La decoloración implica la solubilización y lavado del hierro lo que requiere condiciones reductoras que pueden darse cuando se produce un estancamiento de agua. La acidez y la presencia de materia orgánica en el medio (debido a los componentes orgánicos de los suelos) facilitarían el proceso. Esto conduce a pensar que tal vez estas alteraciones se produjeron estando los afloramientos enterrados o parcialmente enterrados. Hay que tener en cuenta que la dinámica de erosión-acumulación fue muy activa en esta área y las superficies que ahora están al aire pudieron estar bajo tierra en otra época (COSTA-CASAIS et al., 2009).

El agua es sin duda el principal agente de alteración. Es también responsable de los procesos de hidrólisis que afectan a la biotita que se transforma en vermiculita hidroxialumínica, y a los feldespatos sobre

todo a las plagioclasas, cuyo producto de meteorización más común es la caolinita. Estos minera-les neoformados son arcillas y su presencia en los granitos aunque sea en una proporción mínima supone una merma muy importante de su calidad y un problema grave para la conservación de los grabados pues disminuye la dureza de la piedra y su resistencia a la abrasión. Así, la forma de deterioro más generalizada y preocupante es la desagregación arenosa o arenización, esto es la pérdida de masa rocosa grano a grano.

En conclusión, el granito de Paredes presenta un importante grado de alteración pero es probable que ya fuera así cuando los grabados fueron hechos. Hay que pensar que su homogeneidad, su granulometría bastante fina y su notable alteración, que hace que sea más blando, son características que facilitan la labor del grabado. Quizás esta mala calidad de la piedra que la hace idónea para grabar es la razón de la extraordinaria riqueza de petroglifos de esta área.

Desde el punto de vista de la conservación las recomendaciones más importantes que se pueden hacer son, por una parte, canalizar adecuadamente las escorrentías superficiales en el entorno de los petroglifos y favorecer un buen drenaje de los mismos para evitar que el agua se acumule sobre ellos o a su alrededor. Es evidente que el agua ha sido y sigue siendo el principal agente de deterioro pues interviene en las reacciones químicas de meteorización, disminuye la resistencia mecánica de la roca y favorece la colonización biológica. Por otra parte, es de la máxima importancia evitar que los visitantes pisen o manipulen los grabados puesto que la piedra está en un estado muy vulnerable frente a la erosión.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por la Xunta de Galicia mediante el proyecto PGIDIT 05CCP20301PR coordinado por la Prof. Benita Silva. Las autoras agradecen además la ayuda recibida como Grupo de Referencia Competitiva (GRC) para el periodo 2019-2021 (ED431C 2018/32).

REFERENCIAS

BELLIDO MULAS, F., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PABLO MACÍA, J.G. (1987). Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias. Colección Memorias. Tomo 101. IGME.

BENAVENTE, D., GARCÍA DEL CURA, M. A., FORT, R., ORDÓÑEZ, S. (2004). Durability estimation of porous building stones from pore structure and strength. *Engineering Geology* 74 (1), 113-127.

CAPDEVILA, R., FLOOR, P. (1970). Les different types de granites hercyniens et leur distribution dans le nor-ouest de Espagne [The different types of Hercynian granites and their distribution in the north-west of Spain]. *Boletín Geológico y Minero*, 81, 215–225.

COSTA-CASAIS, M., MARTÍNEZ-CORTIZAS, A., PONTEVEDRA-POMBAL, X., CRIADO-BOADO, F. (2009). Analysis of landforms in geoarchaeology: Campo Lameiro, NW Iberian Peninsula. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia LXXXVII: 39-52.

GRANT, W.H. (1969). Abrasion pH, an index of chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*, 17, 151-155.

R.I.L.E.M. (1980). Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'eficacité des méthodes de traitements. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 13 (75), pp. 216-220.

ROMERO, R., TABOADA, T., GARCÍA, C., MACÍAS, F. (1987). Utilización del pH de abrasión como un índice del grado de evolución de la alteración y edafogénesis en suelos graníticos de la provincial de La Coruña. *Cadernos* do *Laboratorio Xeolóxico de Laxe,* 11, 171-182.

UNE-EN 1936:1999. Natural stone test methods, Determination of real density and apparent density, and of total and open porosity, AENOR (Spanish Association for Standardisation and Certication).

WILSON, M. J. (2004). Weathering of primary rock forming minerals: processes, products, and rates. *Clay Minerals,* 39, 233-266.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 153 - 200 ISSN: 0213-4497

La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glaciarismo Cuaternario y la morfodinámica periglaciar

The altitudinal organization of the karst features of the Western Massif of the Picos de Europa (Cantabrian Mountains) and its interrelation with the Quaternary glaciers and the periglacial morphodynamics

RUIZ-FERNÁNDEZ, J.[1*], GARCÍA-HERNÁNDEZ, C.[1], FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A.[2]

[1]Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Oviedo, España

[2]Departamento de Geografía, Universidad Nacional de Educación a Distancia, Madrid, España.

* Contacto: ruizjesus@uniovi.es

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.58221
enviado: 20/10/2018 aceptado 22/07/2019

Abstract

In the highest mountains, the typologies of karstic features, as well as the intensity of karstic dissolution, vary according to the altitude (in addition to the structural factors). However, there are hardly any studies related to this issue. This paper, based in a systematic and exhaustive fieldwork that has been conducted for several years in the Western Massif of the Picos de Europa, focuses on the study of the karst of this high mountain area in the Cantabrian Mountains, examining processes and features, determining the important interrelations of the karstic landforms with the Quaternary glaciers and with the periglacial morphodynamics, establishing three stages of karstic evolution depending on morphoclima-

tic conditions (preglacial karst, glacial karst, and postglacial karst) and differentiating four karstic belts according to the altitudinal gradient: mid-mountain covered oceanic karst area, sector of glacial fronts and low glaciokarst depressions, karstic desert, and nival karst area of high mountain.

Key words: karstic evolution, karstic belts, glaciokarst, periglacial morphodynamics, Picos de Europa

Resumen

En los conjuntos montañosos con un desarrollo altitudinal importante, la tipología de las formas kársticas presentes, así como la intensidad de la disolución kárstica, varían en función de la altitud (además de los consabidos factores estructurales). Sin embargo, apenas existen estudios relativos a esta cuestión. Este trabajo, basado fundamentalmente en la realización de un trabajo de campo sistemático y exhaustivo que se ha prolongado durante varios años en el Macizo Occidental de los Picos de Europa, se centra en el estudio del modelado kárstico de este macizo cantábrico de alta montaña. En él se han identificado los procesos y formas presentes, determinando las interrelaciones del relieve kárstico con el glaciarismo cuaternario y con la morfodinámica periglaciar, estableciendo tres fases de evolución kárstica en función de la sucesión de distintas condiciones morfoclimáticas y de la consiguiente actuación de diversos agentes morfogenéticos (karst preglaciar, glaciar y postglaciar) y definiendo cuatro franjas kársticas a tenor del gradiente altitudinal: área de karst cubierto oceánico de media montaña, sector de los frentes glaciares y las cubetas glaciokársticas bajas, desierto kárstico, y área de karst nival de alta montaña.

Palabras clave: Evolución kárstica, franjas kársticas, glaciokarst, morfodinámica periglaciar, Picos de Europa

I. INTRODUCCIÓN

Los estudios relacionados con las formas y los procesos de origen kárstico tienen una larga tradición en la geomorfología debido, entre otras cuestiones, a la extraordinaria información paleoambiental y morfológica que aportan y a sus características paisajísticas. Su estudio es una fuente imprescindible para establecer variaciones climáticas y medioambientales, de gran utilidad a la hora de reconstruir la evolución de una región (SWEETING, 1972).

La investigación relacionada con el karst refleja, en las últimas cinco décadas, una profunda transformación debido a la incorporación de nuevos temas de estudio a medida que avanzaban las técnicas de análisis y datación. De este modo, los trabajos desarrollados en la Península Ibérica desde finales de los años sesenta del siglo pasado y hasta finales del siglo XX, se centraron, la mayor parte de ellos, en investigaciones que tenían como objetivo principal, el análisis geomorfológico y la cartografía de las geoformas kársticas. La atención de los investigadores se centraba en los ámbitos de la montaña cantábrica-pirenaica (ej.: MIOTKE, 1968; HOYOS, 1979; LÓPEZ-MARTÍNEZ, 1984; SMART, 1984, 1986; HOYOS Y HERRERO, 1989; ROSSI, 2004; SANTOS Y MARQUÍNEZ, 2005; GONZÁLEZ-TRUEBA, 2007b; RUIZ-FERNÁNDEZ Y SERRANO, 2011) pero también en la áreas montañosas situadas en el dominio climático mediterráneo (ej.: LÓPEZ-BERMÚDEZ, 1974; ALONSO Y BULLÓN, 1976; BULLÓN, 1986; ALONSO, 1986; ALONSO *et al.*, 1987; DELANNOY *et al.*, 1989; DÍAZ DEL OLMO *et al.,* 1994; DURÁN, 1996; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, 1998; DELANNOY, 1999; FERNÁNDEZ, 2000**).** El cambio de siglo supuso una disminución de la producción de esta línea de trabajo, si bien se sigue investigando sobre aspectos morfológicos (PARDO-IGÚZQUIZA *et al.,* 2016).

Por otra parte, dentro de los estudios del karst han sido múltiples los trabajos realizados sobre formaciones tobáceas en diferentes regiones y ámbitos geomorfológicos peninsulares, como la submeseta sur y sus rebordes montañosos (ej.: GONZÁLEZ *et al.* 1987; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI y GONZÁLEZ, 1993; FERNÁNDEZ *et al.,* 1996, 1998; GARCÍA DEL CURA *et al*., 1996; GONZÁLEZ *et al.* 2000), la cuenca del Ebro y sus contornos montañosos (ej: GRACIA Y CUCHÍ, 1993; SANCHO *et al.,* 1997; ARENAS *et al*. 2000; VÁZQUEZ *et al.* 2011, 2013; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI Y SERRANO, 2013), así como Andalucía, Baleares y Cataluña (ej.: CRUZ, 1981; BAENA, 1993; DÍAZ DEL OLMO, 1994; BRUSI *et al.*, 1997; PORRAS, 2000; LÓPEZ, 2007; VICENS *et al.*, 2014).

El estudio de las tobas se fue enriqueciendo al añadir perspectivas ambientales y patrimoniales, además de los estudios puramente morfocronológicos (ej: FERNÁNDEZ, 2000; GONZÁLEZ Y RUBIO, 2000; CARRASCO, 2002; CURRAS *et al*., 2012; GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI y SERRANO, 2007; GONZÁLEZ *et al.*, 2014; FERNÁNDEZ *et al.,* 2015).

El paisaje kárstico en un área de montaña se encuentra determinado por la altitud, pues de esta depende el volumen de precipitación, las condiciones térmicas, la posible existencia o inexistencia de cubierta edáfica y la duración y extensión de la cubierta nival, todos ellos factores que condicionan el desarrollo del karst. Si la formación tobácea precisa de unos marcos fitoclimáticos pre-

cisos (GARCÍA-CODRÓN, 1989) y su desarrollo alcanza sus máximos en ambientes templados, húmedos y de gran regularidad pluviométrica, el karst en áreas de montaña, debido a la altitud, sigue otras pautas que aseguran su evolución de un modo casi permanente.

Los estudios sobre morfología kárstica, en los que se relacione la altitud con las formas y procesos kársticos, son casi inexistentes en áreas de montaña. Sin embargo, las condiciones topoclimáticas hacen variar dichos procesos y, por tanto, las geoformas kársticas presentes. Ello determina que se puedan establecer y diferenciar ciertas tipologías morfológicas según las bandas altitudinales. En efecto, la variación altitudinal introduce una elevada geodiversidad kárstica en las áreas de montaña, tanto en sus formas exokársticas como endokársticas (SENIOR, 1987; BALLESTEROS *et al*., 2011) por ello, en este sentido, el presente trabajo se centra en el estudio del modelado kárstico de un macizo cantábrico de alta montaña, el Macizo Occidental de los Picos de Europa, con los objetivos específicos de: i) identificar los procesos y formas exokársticas y endokársticas presentes; ii) determinar las interrelaciones del relieve kárstico con el glaciarismo cuaternario y con la morfodinámica periglaciar, iii) establecer las fases de la evolución kárstica y, iv) definir las franjas kársticas que se diferencian en dicho ámbito a tenor del gradiente altitudinal.

II. ÁREA DE ESTUDIO

El Macizo Occidental de los Picos de Europa, también llamado Macizo del Cornión, culmina en la cima de Peña Santa de Castilla (2596 m), siendo el segundo en altitud de los tres que integran los Picos de Europa (Figura 1). Al igual que los otros dos, el Cornión está integrado básicamente por calizas de edad carbonífera, organizadas en una serie de escamas cabalgantes verticalizadas y apiladas unas sobre otras siguiendo un rumbo aproximado E-W, que en algunos sectores superan ampliamente los 2000 m de potencia (MARQUÍNEZ, 1978, 1989; FARIAS, 1982). Este macizo calcáreo ha sido intensamente transformado por la karstificación y los glaciares cuaternarios (CASTAÑÓN, 1989; FROCHOSO Y CASTAÑÓN, 1998; GONZÁLEZ-TRUEBA, 2007a, 2007b; SERRANO *et al*., 2013; RUIZ-FERNÁNDEZ, 2015; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016; RUIZ-FERNÁNDEZ Y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018), y retocado por la dinámica periglaciar relicta y actual (CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1994, 1998; SERRANO Y GONZÁLEZ-TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ-TRUEBA, 2007a; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2014; 2016; 2017). Desde el punto de vista climático, la alta montaña de los Picos de Europa está definida actualmente por precipitaciones muy abundantes, superiores a los 2000 mm/año y en gran parte en forma de nieve, así como por temperaturas bajas. MUÑOZ (1982) sitúa la isoterma anual de 0ºC en la región entre 2400 y 2500 m de altitud. Este mismo autor señala que en los Picos de Europa se registran unos 85 días anuales de precipitaciones nivales, que representarían el 70% del volumen pluviométrico total. Según la clasificación de Köppen, la alta montaña de los Picos de Europa se define por un clima de tipo Dfsc (MUÑOZ, 1982). La vegetación presente es de tipo Eurosiberiano, destacando la existencia de diversos bosques de frondosas planocaducifolias entre los que destacan los hayedos. El límite superior del bosque se encuentra en torno a 1400 m s.n.m., rebajado

por la secular acción humana. Por encima de esta cota se desarrollan diversas formaciones arbustivas y herbáceas que, con el aumento de la altitud, van ocupando progresivamente menor superficie. Salvo la existencia de asentamientos estacionales relacionados con el pastoreo, los núcleos de población quedan circunscritos a la periferia del macizo. Además de la ganadería, en la actualidad las actividades humanas en este espacio están relacionadas con el turismo, la espeleología y los deportes de montaña.

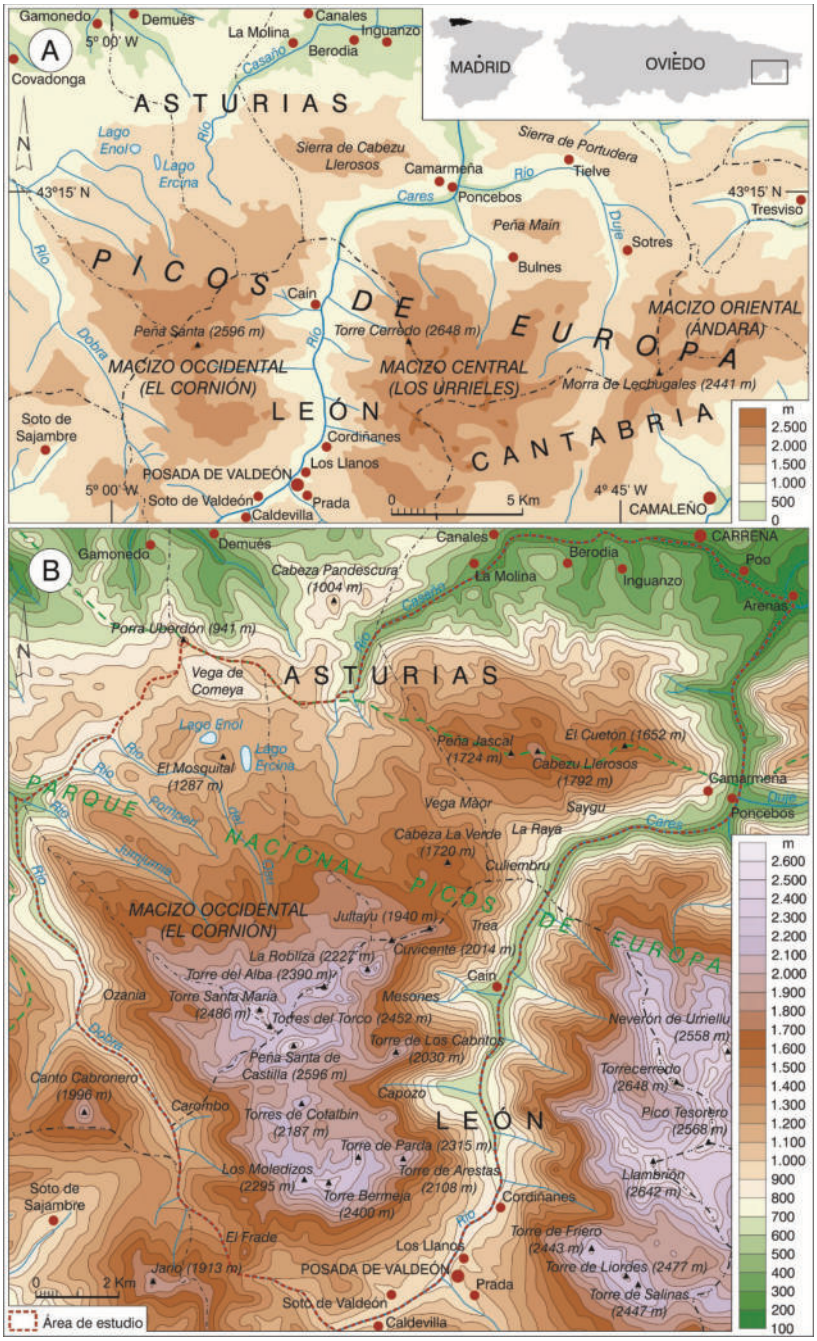


Fig. 1. Mapa de localización general de los Picos de Europa (A), y detalle del macizo Occidental con la delimitación del área de estudio (B).

III. METODOLOGÍA

Este estudio se fundamenta en la realización de recorridos sistemáticos por el Macizo del Cornión, efectuados durante los veranos de 2005 a 2011, a fin de determinar las formas y procesos kársticos existentes, así como su distribución espacial y altitudinal y su relación con otros procesos y formas de modelado, como los de origen glaciar, periglaciar y nival. La terminología usada, especialmente la relacionada con los tipos de lapiaz, es la usada habitualmente en las obras de referencia sobre el karst (ej.: NICOD, 1972; SWEETING, 1972; WHITE, 1988; FORD Y WILLIAMS, 1989). En el caso concreto de las principales cubetas glaciokársticas del Macizo del Cornión (a escala cartográfica), se ha efectuado un análisis morfométrico básico, sintetizado en la Tabla 1. En concreto, se ha calculado el perímetro de cada depresión (A_{max}), la altitud de su fondo (A_{min}), el desnivel o diferencia entre A_{max} y A_{min} (D), la longitud máxima (L), la anchura máxima (A) y el área (Ar).

Con respecto a la toponimia, conviene aclarar que se ha utilizado la grafía "H.", que es la empleada en lengua asturiana para representar la aspiración de la h, característica en el oriente de Asturias y en toda el área de los Picos de Europa, incluyendo sus sectores cántabro y leonés. Si bien, la castellanización de este fonema, ha dado lugar a la utilización frecuente e incorrecta de la "H", por ejemplo en el caso de los h.oyos (hoyos), o la "J" (el fonema más similar a la h aspirada), como grafía empleada en cartografía y documentación científica para referirse a h.ous (jous) y h.oos (joos), término con el que, en este área, se denomina a las depresiones kársticas y glaciokársticas, independientemente de su tamaño.

IV. RESULTADOS

1. El modelado kárstico del Macizo Occidental de los Picos de Europa

El modelado kárstico del Cornión, que constituye un holokarst (CVIJIC, 1893), es decir, un ámbito en el que prima la constante infiltración de las escorrentías hacia el interior de la roca caliza, impidiendo el desarrollo de la escorrentía superficial (salvo en el caso de unos pocos cauces menores situados en los bordes del macizo), se caracteriza por una gran riqueza de formas de diversas escalas, tanto exokársticas como endokársticas, y tanto generadas por la disolución kárstica como debidas a la precipitación de los carbonatos, que se describen a continuación:

1.1. Formas exokársticas mayores

En el Cornión existe únicamente un poljé, la Vega de Comeya, situado en el entorno de los lagos Enol y Ercina, con una extensión de 1,2 km² y un desnivel de casi 200 m entre su fondo y la culminación del escape meridional que lo delimita (Figura 2). En planta, el poljé adquiere una forma triangular, con casi 2 km de longitud y ~800 m de anchura máxima. El roquedo que lo integra está afectado por una red de fallas alpinas (FARIAS *et al.*, 1996). La depresión está recubierta de sedimentos torrenciales, lacustres y turbosos, así como debidos a avalanchas rocosas y deslizamientos. Este relleno ha generado una superficie plana por la que circula una red fluvial meandriforme que se sume en un ponor situado en la terminación NW de la depresión.

Las cubetas glaciokársticas son formas del relieve ampliamente representadas en el Cornión. Se trata de depresiones generadas

Fig. 2. Vista general de la Vega de Comeya desde su borde nororiental.

por la karstificación que, posteriormente, han sido retrabajadas por el hielo glaciar (MIOTKE, 1968). Estas macroformas se distribuyen mayoritariamente a lo largo de las principales líneas de fracturación local, de rumbo aproximado NW-SE, y sus morfologías resultantes están nítidamente guiadas por el dispositivo estructural (Figura 3).

Su superficie media es de 11,3 ha y su profundidad media es de 28 m (Tabla 1). Sus dimensiones oscilan desde las de grandes hoyas con longitudes próximas a 1 km (H.ou Luengo, H.oyos del Caballo, Vega de Aliseda) e incluso superiores (H.ou Santo), a pequeñas cubetas de apenas 100-200 m de diámetro que se encuentran tanto exentas como inscritas dentro de otras de mayor tamaño; y superficies comprendidas entre las 58 ha de la cubeta más extensa a las 1-2 ha que alcanzan numerosas depresiones de este tipo. Lo mismo ocurre con la profundidad (diferencia entre la altitud mínima del perímetro de cada depresión y la del fondo), que oscila entre los 105 m del H.ou Santo y desniveles inferiores a 20 m, como acontece en los H.oos de Resecu (Tabla 1).

Fig. 3. Influencia del dispositivo estructural en la morfología de las cubetas glaciokársticas. La depresión de la Duernona (A), con la Torre Bermeja al fondo (2400 m), adquiere una disposición alargada debido a la existencia de dos grandes fallas paralelas de rumbo ESE-WNW, visibles en la imagen. Asimismo, se percibe nítidamente la influencia de varias fracturas, algunas de ellas entrecruzadas, en la morfología de las cubetas glaciokársticas de los H.oos de Resecu (B), el H.oón de Oliseda (C) y la Vega de Justillagar (D).

Habitualmente adquieren formas ovaladas en planta (H.ou Santo, H.oón de Oliseda, la Duernona, H.ou del Requexón, Vega de Ario, Vega de las Bobias, Vega del Ceñal, Vega de Justillagar, etc.), aproximadamente circulares (H.ou del Agua, H.ou de la Canal Parda, H.ou las Pozas, H.oos de Huerta, H.ou Piedras Luengas, H.oos de Resecu, etc.), e incluso también estrelladas (H.ou Sin Tierri, H.ou de los Asturianos) (Tabla 1). Por otro lado, en perfil las cubetas glaciokársticas pueden tener vertientes tendidas, suaves, y un escaso desnivel altimétrico, o por el contrario bordes escarpados, subverticales, dando lugar en este último caso a depresiones profundas, por lo que es frecuente que su fondo se encuentre tapizado en mayor o menor medida por depósitos de ladera.

El H.ou Santo (entre el Collado Santo y el Boquete) es la depresión glaciokárstica más extensa del macizo, con 58 ha. A continuación destacan los H.oyos del Caballo con 38,4 ha, el otro sector del H.ou Santo (entre el H.ou de los Asturianos y las inmediaciones de la Forcadona) con 37,5 ha, el

H.ou las Pozas con 22 ha y el H.ou Julagua con 21,6 ha. Seguidamente hay otra serie de depresiones con áreas comprendidas entre 20 y 10 ha como el H.ou Luengo, la Vega el Paré, los Llanos del Sordo, la Duernona y la Vega de las Bobias. Finalmente, hay un nutrido grupo de depresiones con menos de 10 ha de extensión, entre las que cabe destacar los H.oos de Huerta, el H.ou la Fuente, el H.ou Sin Tierri, la Vega de la Llastria o el H.ou de la Canal Parda (Tabla 1).

Cubeta	A_{max} (m)	A_{min} (m)	D (m)	L (m)	A (m)	Ar (ha)	Morfología
H.ou Santo 1	2012	2907	105	1450	500	58	Ovalada
H.oyos del Caballo 1	1930	1863	67	960	500	38,4	Ovalada
H.ou Santo 2	2091	2015	76	750	625	37,5	Ovalada
H.ou las Pozas	2010	1972	38	550	500	22	Circular
H.ou Julagua	1475	1434	41	600	450	21,6	Triangular
H.ou Luengo	1725	1656	69	1000	250	20	Ovalada
Vega el Paré	1360	1352	8	675	350	18,9	Ovalada
Llanos del Sordo	1410	1367	43	625	375	18,7	Ovalada
Lago Enol	1076	1052	24	550	400	17,6	Ovalada
Vega de las Bobias	1244	1227	17	625	350	17,5	Ovalada
H.oyos del Caballo 2	1870	1836	34	850	250	17	Ovalada
H.oyos Llerosos	2126	2111	15	700	300	16,8	Ovalada
Vega de Aliseda	1793	1749	44	875	225	15,7	Ovalada
Vega de Ario	1615	1592	23	550	350	15,4	Ovalada
Vega del Ceñal	1386	1341	45	750	250	15	Ovalada
H.oyo de Argüelles	2010	1970	40	625	300	15	Ovalada
H.ou la Cistra	1575	1528	47	525	350	14,7	Ovalada
H.oyos Cavaos 1	2000	1991	9	600	300	14,4	Ovalada
Los Pozos	1405	1354	51	800	225	14,4	Ovalada
Lago Ercina	1115	1100	15	700	250	14	Ovalada
Vega del Bricial	1125	1103	22	500	350	14	Ovalada
Jascal	1454	1431	23	1000	175	14	Ovalada
H.ou de los Asturianos	2091	2042	49	425	375	12,7	Estrellada
Moandi	1455	1437	18	625	250	12,5	Ovalada
H.oyo Verde	1643	1597	46	500	300	12	Ovalada
La Duernona	1805	1770	35	750	200	12	Ovalada
Joos de Resecu	1490	1475	15	375	375	11,2	Circular
H.ou la Canal	1453	1419	34	425	325	11	Ovalada
Joos de Huerta	1690	1662	28	425	400	9,75	Circular

Los Reguerones	1015	1015	0	475	250	9,5	Ovalada
Vega de Justillagar	1468	1419	49	500	225	9	Ovalada
H.ous de Peña Blanca	1865	1830	35	400	275	8,8	Ovalada
Joón de los Desvíos	1905	1870	35	375	275	8,2	Ovalada
Garapozales	1916	1902	14	375	275	8,2	Ovalada
H.ou la Fuente	1325	1315	10	375	275	8,2	Ovalada
H.oyos Cavaos 2	2005	1990	15	500	200	8	Ovalada
Arnaedo	1279	1260	19	400	250	8	Ovalada
H.ou Sin Tierri	1782	1763	19	325	300	7,8	Estrellada
H.ou de los Llagos	1455	1425	30	300	300	7,2	Circular
Brañarredonda	1019	1014	5	450	200	7,2	Ovalada
H.ou de Cueva Andria	1485	1452	33	300	300	7,2	Circular
La Vallugada	1940	1926	14	425	200	6,8	Ovalada
Vega la Llastria	1748	1724	24	375	225	6,7	Ovalada
Las Grayeras	1405	1393	12	300	275	6,6	Circular
H.ou de Teyeres	1442	1424	18	350	225	6,3	Ovalada
La Güelga	1038	1038	0	375	200	6	Ovalada
Joón de Oliseda	1814	1780	34	425	175	5,9	Ovalada
H.ou Piedras Luengas	1900	1876	24	250	250	5	Circular
Cuestas H.ou Sin Tierri	2044	2024	20	275	225	4,9	Ovalada
H.ous de Horcada	1960	1940	20	350	175	4,9	Ovalada
H.ou del Agua	1683	1660	23	275	225	4,9	Circular
El Canalizo	1295	1285	10	250	225	4,5	Circular
H.ou de la Canal Parda	2205	2172	45	250	175	3,5	Circular

Tabla 1. Morfología y características morfométricas de las principales cubetas glaciokársticas del Macizo del Cornión ordenadas de acuerdo con la superficie que ocupan. Altitud mínima del perímetro de la depresión (A_{max}), altitud del fondo de la depresión (A_{min}), desnivel o diferencia entre A_{max} y A_{min} (D), longitud máxima (L), anchura máxima (A), área (Ar).

Es frecuente que se desarrollen depresiones de escasa entidad en el propio interior de las cubetas glaciokársticas. Estas depresiones internas, cuyo origen suele ser postglaciar, captan las escorrentías, constituyendo sumideros por los que las aguas superficiales penetran en la masa calcárea. Tanto las vertientes como el fondo de las cubetas situadas a mayor altitud (por ejemplo el H.ou Santo, H.ou las Pozas, H.ou de los Asturianos, H.oyos Llerosos, H.oyos Cabaos, H.oyos del Caballo y H.oyo Tras el Horcado) suelen aparecer tapizados por depósitos conformados por material morrénico o derrubios (Figura 4); mientras que los fondos de las cubetas situadas a media y baja altitud suelen aparecer cubiertas por depósitos morrénicos (siendo las morfologías más frecuentes cordones, arcos y sobre todo mantos morrénicos), o son surcados por cursos de agua más

bien cortos que generan turberas y áreas encharcadas para volver a infiltrarse a través de sumideros, tal como ocurre en las vegas de Justillagar, el Bricial, Ario, las Bobias, el Paré y el Ceñal (Figura 5).

Fig. 4. Cubeta glaciokárstica del H.ou las Pozas. Obsérvese su fondo tapizado de derrubios y pequeñas depresiones de origen postglaciar (boches) que retocan la morfología de la depresión.

Fig. 5. Depresión glaciokárstica de la Vega el Paré. El fondo de la misma, surcado por varios arroyos que provienen de surgencias y describen pequeños meandros, se halla parcialmente encharcado, dando lugar a una turbera.

1.2. Mesoformas kársticas

Las dolinas, a las que en Picos de Europa se suele denominar *h.ous*, abundan en el Cornión, donde cuentan con gran variedad tipológica. Fuera del ámbito glaciado durante la Última Glaciación y al margen de la intensa innivación a la que están sometidos los sectores más elevados, son frecuentes las dolinas de tamaño variable, pudiendo observarse dolinas de solo unos metros de diámetro y no mucha profundidad, así como depresiones que alcanzan profundidades de 20 a 30 m y diámetros de 500 m en su eje mayor (por ejemplo en la Vega de Teón, o en la Vega las Traviesas). En las áreas periféricas del macizo aparecen dolinas en platillo que cuentan con escaso diámetro (5-10 m) y desnivel (0,5-2 m), bordes levemente inclinados y fondo plano, tapizadas por depósitos arcillosos de tonos rojizos. Son asimismo frecuentes las dolinas en pozo y en embudo (de gran desarrollo vertical y escaso diámetro), y en artesa (con paredes menos verticalizadas, mayor diámetro y fondo recubierto por arcillas de descalcificación). Igualmente, aparecen las dolinas de mayores dimensiones (10-50 m de eje mayor y 5-20 m de profundidad) denominadas dolinas en cubeta, con característicos contornos suaves

y vertientes y fondo tapizados por *terra rossa*. En estos sectores de media y baja altitud, como la Sierra de Covadonga, también son frecuentes las uvalas.

Por encima de 1700 m, en los sectores de mayor altitud del Cornión, son abundantes las depresiones redondeadas en planta, de escaso diámetro, cierta profundidad y paredes rocosas verticales o en embudo, conocidas como dolinas nivales o pozos nivokársticos (Figura 6). Se distribuyen sobre la superficie de circos glaciares, umbrales y cubetas glaciokársticas, modificando y retocando su topografía superficial, constituyendo morfologías postglaciares plenamente activas. Frecuentemente, estas depresiones se agrupan formando campos que pueden alcanzar gran extensión. La protección que brindan sus paredes frente a la insolación directa, permite que en el interior de los pozos nivokársticos los neveros se conserven un tiempo tras la fusión de la mayor parte del manto nival, llegando a ser permanentes o semipermanentes en las áreas más elevadas. En los pozos nivokársticos aflora mayoritariamente la roca *in situ*, a diferencia de lo que ocurre en las dolinas situadas en áreas de menor altitud, que frecuentemente aparecen cubiertas o semicubiertas por formaciones superficiales (especialmente arcillas). En combinación con las acciones erosivas de origen mecánico, como la crioclastia, en estas dolinas nivales se da una intensa disolución kárstica, fruto de la circulación siguiendo ciclos diarios de las aguas de fusión, especialmente agresivas sobre la roca caliza.

Los boches o dolinas de recubrimiento (Figura 7), de escaso diámetro (1-3 m), se desarrollan sobre diferentes tipologías de sedimentos (canchales, material morrénico, arcillas de descalcificación, rellenos de tipo torrencial, fluviolacustre), como consecuencia de la disolución o el colapso del roquedo calcáreo subyacente. Se trata de formas que aparecen habitualmente en el fondo de las cubetas glaciokársticas, tal es el caso del H.ou Santo, H.ou las Pozas y H.oyo Verde, entre otras. Especialmente en las áreas más elevadas del macizo, en las que domina la infiltración de las escorrentías, son abundantes las simas, oquedades de gran desarrollo vertical y pequeño diámetro que conectan la superficie rocosa con el endokarst (Figura 8).

Fig. 6. Pozos nivokársticos en Ordiales.

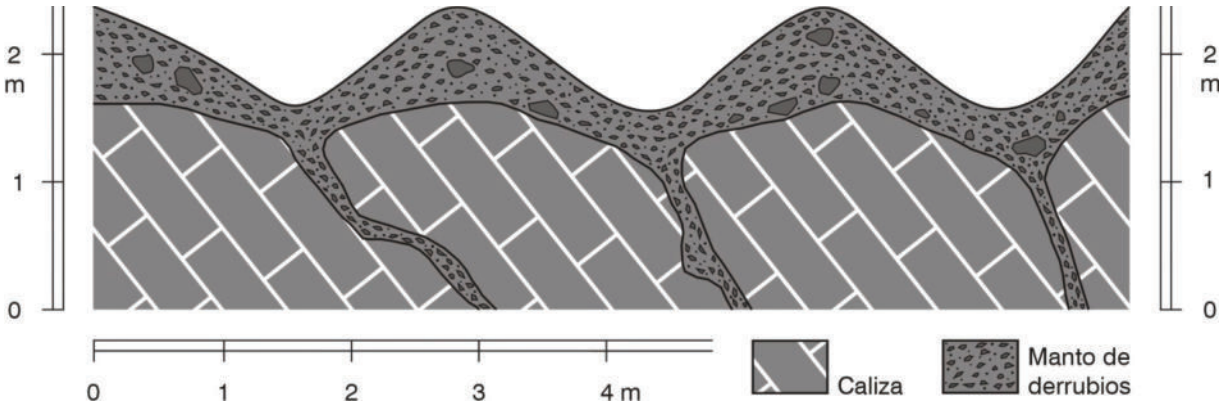


Fig. 7. Perfil geomorfológico en el que se representa la estructura y la organización interna de los *boches*.

Fig. 8. Ejemplo de sima con nevero en su interior. Se trata de la sima de la H.ayada, explorada por el Oxford University Cave Club.

1.3. Formas exokársticas menores

En cuanto a las formas exokársticas menores, los bogaces son frecuentes en el macizo, especialmente sobre los umbrales y superficies rocosas en resalte (Figura 9). Se trata de corredores de disolución de anchura y profundidad métrica y longitud métricas a decamétrica. Por otra parte los lapiaces, que ocupan grandes extensiones y cuentan con una variada tipología, son las morfologías menores más representativas del Cornión (Figura 10). Concretamente, son muy abundantes los lapiaces estructurales, que pueden deberse tanto a diferencias en la composición mineralógica de la roca (Figura 11), como a la presencia de líneas de debilidad en torno a las que se concentra la erosión kárstica (SANTOS Y MARQUÍNEZ, 2005), tal es el caso de los lapiaces estruturales del tipo *splitkarren* y *kluftkarren* (Figura 12).

Fig. 9. Ejemplos de bogaces en el Macizo del Cornión (A y B).

Fig. 10. Lapiaces en surcos agudos (*rillenkarren*), regueros (*rinnenkarren*) y fisurales (*splitkarren* y *kluftkarren*) en un umbral glaciar labrado sobre "*calizas de Montaña*" y ubicado en el área de la Llampa Cimera (bifurcación de los caminos hacia el H.ou Santo o hacia Fuente Prieta y Vega Huerta).

Fig. 11. Diferentes tipos de lapiaces debidos a discontinuidades mineralógicas. Afloramiento de "calizas de Picos de Europa" en el que se pueden identificar numerosos cristales idiomórficos de cuarzo de tamaños milimétricos (A), lo que hace que en detalle su superficie sea extremadamente rugosa (las Barrastrosas); venas de cuarzo y restos fósiles (son muy abundantes los restos de crinoideos) sobresaliendo por encima de la matriz calcárea de un afloramiento de "calizas de Picos de Europa" en las cercanías de Camplengu (B); laminaciones de chert sobre "calizas de Picos de Europa" en los alrededores de la Cemba Vieya (C); relieves positivos derivados de la dolomitización de las "calizas de Picos de Europa" en el área de la Cemba Vieya (D).

Fig. 12. Kluftkarren labrado sobre "calizas de Picos de Europa" en la Canal de Ternás (Sierra de Cabezu Llerosos).

En cuanto a los lapiaces que progresan al margen de las características estructurales de la roca –lapiaces libres de influencia nival–, estos abundan sobre todo en cotas altas, desarrollándose gracias a los aportes de la fusión de neveros permanentes o que perduran hasta el inicio de la estación cálida, así como de la fusión del manto nival en general. Los diversos tipos de lapiaces libres se forman en función de la inclinación de los afloramientos rocosos (Figuras 13 y 14). Sobre los de mayor pendiente (60-80º) se generan los *rillenkarren*, integrados por surcos agudos separados entre sí por crestas afiladas. En pendientes más suaves se forman lapiaces en regueros (*rinnenkarren*), variando su trazado de rectilíneo a meandriforme según se pierde pendiente, formándose los *wandkarren* y *mäanderkarren*, respectivamente. Otros tipos de lapiaces libres que aparecen son los *nagelbrettkarren* –que evolucionan a partir de los *rinnenkarren* (Figuras 15 y 16)–, así como los *trittkarren* (Figura 17) y los *solution ripples*.

Fig. 13. Lapiaces en regueros y surcos agudos sobre un afloramiento masivo de "*caliza de Picos de Europa*" en las Barrastrosas. El agua generada por la fusión de la nieve es drenada por la red de pequeños canales, provocando la humectación continua de sus paredes y por consiguiente una efectiva karstificación.

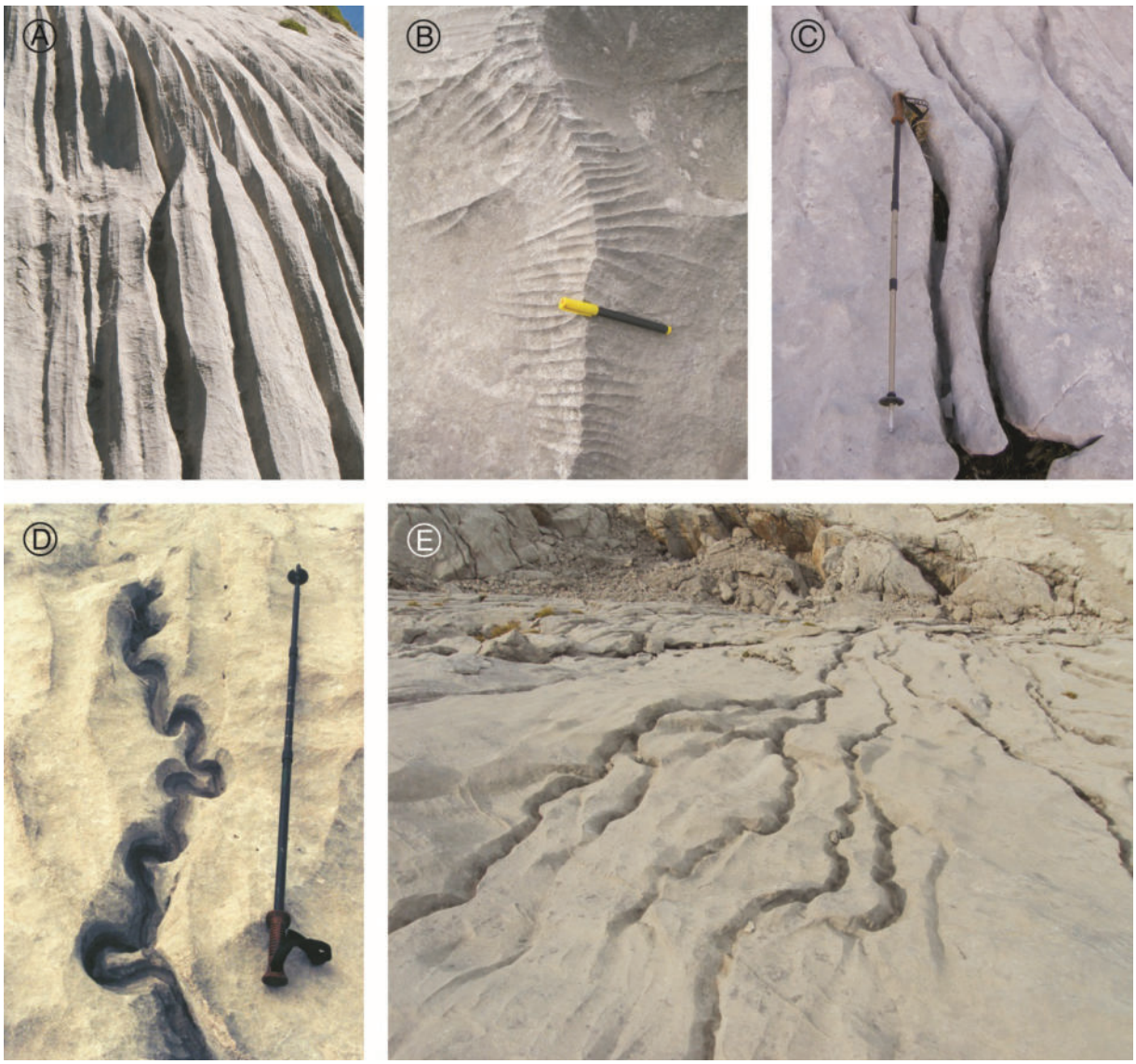


Fig. 14. Diferentes tipos de lapiaces de influencia nival. Lapiaces en surcos agudos (*rillenkarren*) en las cercanías de la Majada de las Bobias sobre calizas masivas (A); aristas y surcos en *rillenkarren* en los alrededores de Vegarredonda (B); lapiaces en regueros rectilíneos (*wandkarren*) en el área las Barrastrosas (C); lapiaz meandriforme (*mäanderkarren*) en las Cuestas del H.ou Sin Tierri (D); *llambrial* labrado a favor de un estrato masivo de "*calizas de Picos de Europa*" en las Barrastrosas (E), sobre el que se han generado lapiaces de tipo *rinnenkarren*, tanto rectilíneos como meandriformes.

Fig. 15. Transición entre lapiaces de tipo nagelbrettkarren en la parte superior de un afloramiento calizo, y rinnenkarren en la inferior, de mayor pendiente (La Pandona, Pambuches).

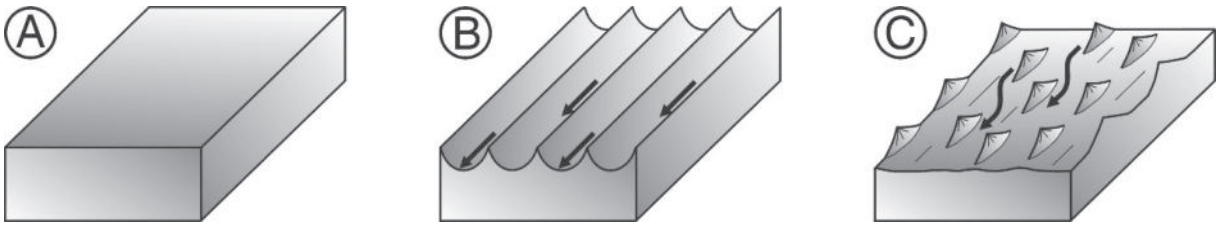


Fig. 16. Evolución de lapiaces de tipo rinnenkarren a nagelbrettkarren según Loiseleur y Salvayre (1978). Sustrato pulido por el hielo glaciar (A); formación de rinnenkarren (B); desarrollo hacia nagelbrettkarren debido a la progresiva coalescencia de los canales, quedando en resalte únicamente algunos sectores de las primitivas aristas intermedias (C).

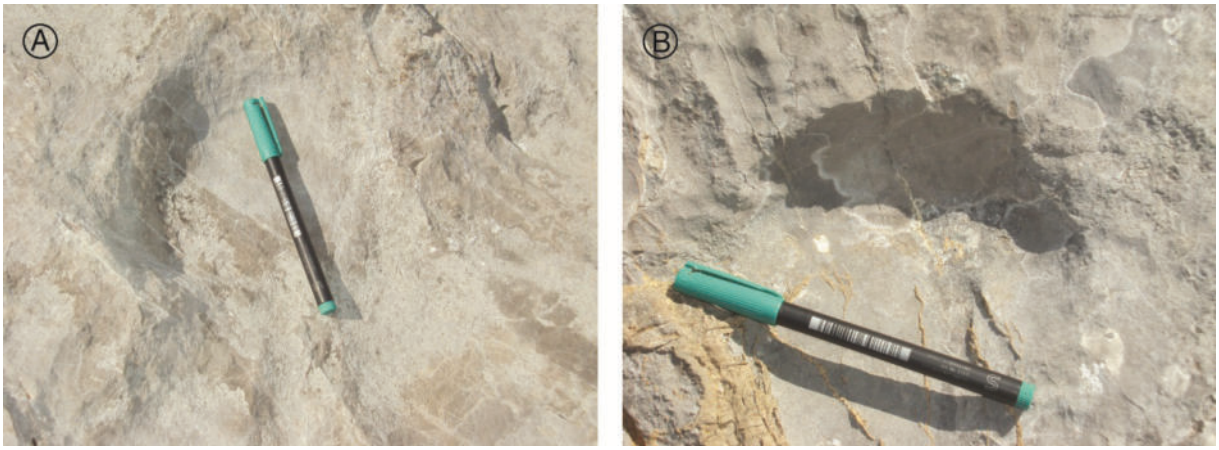


Fig. 17. Ejemplos de trittkarren en las inmediaciones de la Forcadona (A) y en el H.ou Santo (B).

En cuanto a los lapiaces cubiertos destacan las *kamenitzas,* cuya formación, si bien puede llegar a darse sobre roca al desnudo, es más frecuente bajo la cubierta edáfica. Por esta razón las *kamenitzas*, que se forman gracias al estancamiento de agua sobre superficies horizontales o subhorizontales (Figura 18), son poco abundantes en las partes altas y medias del Cornión. También se han identificado lapiaces de tipo *rundkarren*, canales de sección semicircular formados también bajo cubierta edáfica. Tanto estos como los lapiaces en torrecillas son muy frecuentes en los sectores de media y baja altitud, con mayor desarrollo edáfico y de la cubierta vegetal (Figura 19), si bien los últimos no aparecen en los sectores glaciados durante la Última Glaciación, pues han sido decapitadas por el paso de los glaciares. Su génesis sería, por tanto, anterior al Último Ciclo Glaciar del Pleistoceno. Por ejemplo, mientras encontramos numerosos ejemplos de karst en torrecillas entre el valle de Espines, Camplengu y las cercanías de Vega Maor, en este último enclave se ha depositado un complejo morrénico frontal depositado por una lengua del glaciar de Enol a partir del cual los lapiaces en torrecillas desaparecen, dando paso a morfologías características de la abrasión glaciar que aparecen retocadas por otros tipos de lapiaz (*rillenkarren*, *wandkarren*, etc.).

Fig. 18. Ejemplos de kamenitzas en las inmediaciones del H.ou Sin Tierri (A), de la Campera de Chicidi (B y C), y en la Vega de Canraso (D).

Fig. 19. Karst en torrecillas en la Sierra de Dobros, área que no estuvo ocupada por los hielos durante la Última Glaciación. Salvo en el borde izquierdo de la imagen, la cubierta edáfica ha sido parcialmente desmantelada como consecuencia de la puesta en práctica de actividades mineras, por lo que se puede ver en detalle la morfología característica de las torrecillas. Se diferencia nítidamente la parte cubierta de las mismas, de contornos más suaves y tono gris más oscuro, de la que ha permanecido por encima del suelo, más rugosa y blanquecina.

1.4. El endokarst

Al igual que en los otros dos macizos que integran el conjunto de los Picos Europa, en el Macizo del Cornión las cavidades endokársticas adquieren gran desarrollo vertical (por ejemplo los 1232 m de profundidad en el Sistema del Jitu, 1102 m en el Sistema Julagua, 986 m en el Pozo Cuetalbo, 949 m en el Pozo del Llastral, entre otros (RUIZ-FERNÁNDEZ Y POBLETE, 2012). Esto se debe al notable espesor y disposición tectónica en escamas verticalizadas de las calizas que integran el macizo, junto con el gran desnivel existente entre las áreas más elevadas y el fondo de los desfiladeros. La infiltración de las escorrentías se produce de forma difusa, a través de la profusa red de simas, pozos nivokársticos y depresiones de tamaños diversos existentes en los umbrales, resaltes rocosos y fondo de las depresiones glaciokársticas de los sectores más elevados del Cornión, constituyendo así extensas áreas de captación de las aguas procedentes de la lluvia y la fusión nival. Los conductos endokársticos del macizo tienen una

organización escalonada, alternando pozos verticales de profundidad variable (métrica a hectométrica), con sistemas de galerías meandriformes situadas a diferentes alturas y tanto inactivas como activas (Ballesteros *et al*., 2011). Destaca el pozo de los Caínes con 308 m de desnivel, perteneciente a la Torca de Cabeza Llambrera – Sil de Oliseda (RUIZ-FERNÁNDEZ Y POBLETE, 2012). Aunque los conductos freáticos activos son frecuentes, el interior de las aguas en las cavidades es básicamente vadoso, sobre todo en la base. Estos conductos endokársticos, en general, están inclinados al norte debido a su adaptación a la estructura geológica.

En los sectores de altitud intermedia también encontramos conductos endokársticos de desarrollo principalmente vertical, aunque de menor frofundidad. En las áreas más bajas, sin embargo, la componente horizontal domina sobre la vertical, siendo más frecuente la aparición de galerías que la de simas. Las principales surgencias del macizo son las de Culiembro (1-7 m^3/s), Reo Molín (1,5 m^3/s), Capozo (1 m3/s), Párvora (1 m3/s), el H.oyo la Madre (0,5 m3/s), Covadonga (0,5 m3/s), los Güeyos de la Teya (0,4 m3/s), los Güeyos del Reinazu (0,2 m3/s), Fuente Prieta, los Brazos, la Farfada, los Güeyos del Junjumia y Obar (Ruiz-Fernández y Poblete Piedrabuena, 2012).En el borde meridional del Cornión apenas existen surgencias debido al buzamiento hacia el norte de las sucesivas escamas calcáreas apiladas, y al afloramiento en la vertiente sur del macizo de materiales no karstificables inclinados en la misma dirección (Ruiz-Fernández y Poblete Piedrabuena, 2012). En cambio, el agua captada en los sectores de mayor altitud, buscando los niveles de base marcados por la red fluvial, alcanza rápidamente las surgencias en las áreas bajas y medias de los extremos este, noreste, norte, noroeste y oeste del macizo.

1.5. La precipitación de los carbonatos: espeleotemas y depósitos cementados

Los espeleotemas abundan en el interior de las cavidades endokársticas, donde han sido identificadas, entre otras morfologías de detalle, coladas, cascadas, estalactitas, estalagmitas, columnas, masas estalagmíticas, excéntricas, formas coraloides, y espeleotemas subacuáticos (RUIZ-FERNÁNDEZ Y POBLETE, 2012). Si bien no se han encontrado depósitos tobáceos de entidad dentro del macizo en relación con las surgencias, siendo estos en general muy escasos, la circulación por las laderas de aguas saturadas de carbonatos ha generado otro tipo de depósitos, las *gonfolitas*. Se trata de brechas calcáreas cementadas características de los Picos de Europa, integradas por derrubios heterométricos sin clasificar (cantos y bloques, a veces de tamaños métricos) de formas angulosas o subangulosas que en el ámbito del Cornión aparecen situadas en la parte inferior de las canales. Es frecuente que alcancen espesores decamétricos y que, fruto de la erosión posterior, tengan un abrupto escarpe en su frente, el cual suele estar karstificado, por lo que en sus paredes abundan las cavidades en cuyo interior aparecen espeleotemas. Estos depósitos suelen adquirir morfologías en cono (bien sea un único abanico o varios coalescentes) o en talud, y es habitual la presencia de bocas de conductos kársticos fósiles sobre ellas. Algunos de estos depósitos cementados, los cuales aparecen a los pies de crestas y paredes rocosas, están integrados en cambio por derrubios homométricos que también han

sido posteriormente incididos en su frente y bordes laterales por la erosión y que, a menudo, aparecen fosilizados por canchales activos en su parte proximal, lo que evidencia su carácter totalmente heredado, en relación con fases morfogenéticas previas.

V. DISCUSIÓN

1. Interrelación entre el modelado kárstico y otros procesos y formas de modelado

1.1. La interrelación entre el karst y el glaciarismo

El Macizo del Cornión, al igual que el de Ándara y los Urrieles, se ha visto afectado por el glaciarismo cuaternario, formándose en su caso diversos aparatos glaciares cuyos frentes alcanzaron altitudes de entre 550 y 1480 m durante la fase de máxima extensión del hielo dentro de la Última Glaciación (RUIZ-FERNÁNDEZ, 2015; RUIZ-FERNÁNDEZ y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018). La omnipresente morfología kárstica y las huellas glaciares heredadas, tanto erosivas como sedimentarias, son las formas de relieve de mayor entidad y repercusión paisajística de los Picos de Europa. Entre ambos tipos de modelado se han producido interferencias y, sobre todo, persistentes y estrechas relaciones de interdependencia que van a ser estudiadas a continuación.

La existencia de un relieve previo a la ocupación de este espacio por las masas de hielo, ha condicionado la dinámica de los propios aparatos glaciares. En este aspecto, las formas kársticas han jugado un importante papel, pues el retroceso glaciar fue entrecortado por la topografía extremadamente rugosa e intrincada característica del karst, en la que grandes cubetas glaciokársticas se alternan con umbrales conformados a partir de promontorios calcáreos en resalte. Por ello, adosado a los umbrales o bien cubriendo el fondo de las depresiones glaciokársticas, frecuentemente aparece material morrénico que, en ocasiones, responde al retroceso de las masas de hielo por cuestiones dinámicas, no teniendo por qué corresponderse, por tanto, con una respuesta climática. La formación de neveros y la pervivencia de lentejones de hielo glaciar durante un tiempo favoreció asimismo la acumulación de derrubios en los h.ous (MIOTKE, 1968; CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1994).

Por otro lado, la expansión de los glaciares durante la Última Glaciación borró la morfología kárstica anterior, que solamente se conservó en los ámbitos del Cornión que no estuvieron ocupados por los hielos. Las depresiones kársticas generadas previamente en los sectores de alta y media montaña fueron ocupadas por potentes masas de hielo de flujo centrífugo con respecto al macizo, que ejercieron una importante acción de abrasión y sobreexcavación sobre ellas. Esto contribuyó a ampliar su perímetro y su profundidad todavía más, hasta dar lugar finalmente a las grandes hoyas de génesis mixta, kárstica y glaciar, tan características de estas montañas. El origen mixto glaciokárstico de estas grandes depresiones fue puesto de manifiesto precisamente en los Picos de Europa por autores como MIOTKE (1968) y SMART (1986). Sin embargo, la gran entidad paisajística de las depresiones glaciokársticas, su morfología, su singular morfogénesis mixta (karstificación, excavación glaciar, erosión de las aguas de fusión provenientes de glaciares en retroceso), y su evolución reciente postglaciar (retoque posterior por las aguas de fusión nival, in-

tervención de la crioclastia, etc.), ha suscitado también el interés de otros investigadores como NICOD (1975, 1976), NICOD *et al.* (1978) y MAIRE (1990), que estudiaron tales formas en diversos macizos calcáreos de los Alpes como los de Marguareis, Oserot, Dévoluy o los Dolomitas. En las partes más altas del Macizo del Cornión las citadas cubetas constituyeron enclaves muy favorables para la acumulación de nieve y su posterior transformación en hielo glaciar, funcionando como verdaderos circos, tal y como han señalado MIOTKE (1968), SMART (1986), GALE Y HOARE (1997) y FROCHOSO Y CASTAÑÓN (1998).

El avance glaciar modificó también las condiciones de infiltración del agua dentro del endokarst. En las áreas que fueron ocupadas por el hielo el drenaje pasó a concentrarse en unas pocas cavidades, mientras que en los sectores bajos del macizo continuó siendo difuso. En el ámbito glaciado, los voluminosos aportes hídricos dirigidos hacia el interior del macizo por molinos de fusión y cauces subglaciares, retrabajaron parte de los conductos preexistentes, ensanchándolos y profundizándolos, e incluso fueron capaces de crear nuevas cavidades a favor del entramado estructural (MIOTKE, 1968; SMART, 1984 y 1986; SENIOR, 1987; ALONSO, 1991; ROSSI, 2004; VERHEYDEN *et al*., 2007).

La sucesiva retirada de los hielos formados durante la Última Glaciación hacia ámbitos de mayor altitud fue acompañada por un avance de la karstificación (y la morfodinámica periglaciar) desde las áreas deglaciadas más bajas a las partes altas, así como por un nuevo cambio en las condiciones de drenaje. En las zonas que paulatinamente fueron quedando libres de hielo, el agua ya no se sumirá al interior del macizo por unas pocas cavidades, sino que percolará nuevamente por multitud de oquedades de diversa escala y morfología. Es interesante destacar que las abundantes escorrentías provenientes de la ablación de los frentes glaciares en retroceso, contribuyeron notablemente al progreso de la karstificación, especialmente en el caso de las depresiones glaciokársticas y los conductos que se abren en el fondo de las mismas (MIOTKE, 1968; SMART, 1984 y 1986; ALONSO, 1991). Pero en general, prácticamente todas superficies rocosas trabajadas previamente por la abrasión glaciar (las paredes y el fondo de las cubetas y las artesas, los umbrales, las rocas aborregadas, etc.) serán retocadas progresivamente por la disolución kárstica (Figura 20), generándose extensos campos de lapiaces e incontables dolinas.

Fig. 20. Bloque errático sobre pedestal en las inmediaciones de Vega Huerta. Tras la retirada del hielo glaciar la superficie calcárea adyacente al bloque ha sido rebajada por la karstificación, mientras que debajo de éste, debido a su acción protectora, el impacto de la disolución ha sido mínimo.

Por tanto, la ablación kárstica postglaciar ha borrado casi por completo las huellas glaciares erosivas de detalle (estrías y acanaladuras), salvo en los sectores del macizo ocupados por glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH) (cara Norte de Peña Santa de Castilla, La Forcadona y Cemba Vieya; González-Trueba, 2007b). En ellos la karstificación prácticamente no ha tenido tiempo de progresar, por lo que la morfología glaciar erosiva es muy fresca y nítida (Figura 21). En el resto de la superficie gla-

ciada, incluida la atribuida al Tardiglaciar (SERRANO *et al*., 2013; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016; RUIZ-FERNÁNDEZ Y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018), únicamente se conservan estrías y acanaladuras sobre algunos afloramientos rocosos protegidos por material morrénico u otro tipo de derrubios, que posteriormente han sido puestos al descubierto debido a la apertura de sendas (Las Barrastrosas, Arnaedo, etc.), así como en las paredes de unas pocas artesas y canales; especialmente cuando en ellas existen extraplomos que han permitido que las citadas formas erosivas quedasen a resguardo de la acción del agua, y por tanto de la corrosión kársticas (Canal de Ozania) (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016; RUIZ-FERNÁNDEZ Y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018).

Fig. 21. Imagen parcial del lecho ocupado durante la PEH por el glaciar de la Cemba Vieya. En detalle, la superficie rocosa muestra huellas muy claras de la abrasión ejercida por la antigua masa de hielo, con numerosos sectores pulidos y estriados. En cambio, las formas derivadas de la disolución de la caliza aún son poco visibles. Los escasos lapiaces que se han generado, de carácter incipiente y vinculados a la fusión estacional del nevero emplazado actualmente en el fondo del circo, son principalmente de tipo *rinnenkarren*. Por contraposición, el espacio situado inmediatamente a los pies del glaciar de la PEH, que permaneció libre de hielo desde el Tardiglaciar (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2016), está intensamente retocado por lapiaces y pozos nivales. Véase, al respecto, las figuras 13, 14C y 14E.

1.1. Influencia de las condiciones morfoclimáticas actuales de la alta montaña en la evolución del modelado kárstico: interrelación entre el karst y la morfodinámica periglaciar

Como se ha citado con anterioridad, el karst que se desarrolla actualmente en los sectores elevados de los Picos de Europa es el nival o de montaña, que en nuestro país está presente también en otros macizos y sierras calizas de las Montañas Cantábricas y los Pirineos. Este tipo de karst se caracteriza por precipitaciones abundantes (iguales o superiores a 2000 mm anuales) y en gran medida en forma de nieve, y temperaturas bajas, lo que favorece la disolución y limita la evapotranspiración (GARCÍA-CODRÓN, 1989; JULIÁN, 1994). En estos ambientes la karstificación es un proceso muy eficaz que da lugar a formas muy desarrolladas y de rápida evolución, que coexisten e interactúan con otros procesos y formas de modelado como los periglaciares y los glaciares. Como muestra de esa interacción y de la intensidad y eficacia de la karstificación nival, cabe citar el estudio realizado por CHUECA Y JULIÁN (1999) en los glaciares occidental y oriental de Infiernos (Pirineo Central), en el que señalan la formación de un campo de dolinas muy desarrollado sobre depósitos morrénicos de la PEH, habiendo transcurrido solamente entre 170 y 180 años entre el último máximo de la PEH y la actualidad.

Actualmente en las áreas más elevadas del Cornión se registran precipitaciones medias anuales superiores a los 2000 mm y probablemente incluso a los 3000 mm como apunta LAUTENSACH (1964), siendo en gran medida en forma de nieve. La precipitación nival directa y la acción de redistribución por el viento y por el desencadenamiento de avalanchas hace que en los grandes *h.ous* se alcancen espesores medios de nieve de entre 3 y 5 m; aunque en enclaves favorables y años de abundantes precipitaciones nivales se pueden acumular volúmenes muy superiores. Los datos obtenidos mediante el uso de termorregistradores muestran que en la alta montaña el manto nival perdura aproximadamente unos 8 meses (GONZÁLEZ-TRUEBA Y SERRANO, 2010; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2017). Todo ello asegura una gran disponibilidad de aguas de fusión y por tanto una eficaz karstificación.

Por otro lado, las temperaturas medias anuales son bajas. MUÑOZ (1982) sitúa la isoterma anual de 0ºC para el conjunto de Asturias entre 2400 y 2500 m, y la de 2,7ºC a 2000 m de altitud. Según nuestros datos (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2014 y 2017), en el periodo comprendido entre noviembre de 2007 y octubre de 2011 la temperatura media registrada en las inmediaciones de una pared rocosa (interfaz aire-roca) a 2200 m de altitud fue ligeramente superior a 3ºC; mientras que sobre los derrubios que recubren el helero de la Forcadona hemos obtenido temperaturas medias anuales incluso ligeramente inferiores a 0ºC (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al*., 2017). En cambio, las temperaturas mínimas no son extremadamente bajas y raramente descienden de -10ºC (mínima absoluta de -14,3ºC para el periodo 2006-2011). Por su parte los ciclos de hielo-deshielo son escasos a nivel de las formaciones superficiales (entre 0 y 36 en función de altitudes, orientaciones y posiciones topográficas), pues la nieve ejerce un papel protector, aislando al suelo de la temperatura del aire; mientras que su impacto sobre las cretas y paredes rocosas es mucho más significativo, habiéndose registrado hasta 130 ciclos en 2007/2008 en una pared

rocosa situada en las cercanías de la Forcadona (RUIZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2014).

Las cuantiosas precipitaciones y las temperaturas frías propias de la alta montaña del macizo, así como la gran abundancia de aguas de fusión nival, favorecen la existencia de tasas de karstificación verdaderamente altas. En los Picos de Europa cabe citar las aportaciones al respecto de COLLIGNON (1985) y de GARAY Y MORRELL (1989). Estos últimos autores calcularon las tasas de disolución de diversas regiones kársticas españolas tanto atlánticas como mediterráneas, utilizando el método hidroquímico (CORBEL, 1959), y han obtenido la tasa más alta precisamente en los Picos de Europa, con 148 mm/milenio o m3/Km2/año (ambas expresiones son equivalentes, aunque diversos autores sugieren que es más apropiado utilizar la segunda) (Tabla 2). Por su parte COLLIGNON (1985) cita una tasa de ablación kárstica para el conjunto de los Picos de Europa de 100 m^3/año/Km^2. Como se puede observar en Tabla 2, existe una clara dependencia entre la tasa de disolución y las precipitaciones medias anuales (LÓPEZ-MARTÍNEZ, 1984; GARAY Y MORRELL, 1989), si bien hay otros factores intervinientes que es necesario tener en cuenta como el tipo de litología, la estructura, la existencia o inexistencia de cubierta edáfica y vegetal, la temperatura, la distribución temporal de las precipitaciones o la abundancia de nieve.

Es necesario mencionar finalmente que con frecuencia la disolución se combina con la crioclastia, interactuando y beneficiándose ambos procesos de forma recíproca, pues, tal y como argumenta NICOD (1972), la disolución genera numerosas grietas y rugosidades propicias a la acción de la gelifracción, y a su vez las fisuras y oquedades agrandadas por el hielo son enclaves muy favorables para la concentración de la corrosión kárstica. Esta interacción es lo que MAIRE (1990) definió como gelidisyunción. En este sentido, CASTAÑÓN Y FROCHOSO (1998) citan la existencia de procesos de gelidisyunción y gelidescamación en las áreas elevadas del Macizo de los Urrieles, responsables de la formación de finas lascas ante la saturación por el agua de fusión nival de los innumerables huecos, tabiques y aristas cortantes y escabrosas que integran el roquedo calcáreo corroído por la disolución, y la posterior actuación de ciclos de hielo-deshielo de duración diaria.

Localización	Litología y edad	Precipitación Media anual (mm)	Tasa de disolución ($m^3/Km^2/año$)	Referencia
Picos de Europa (Asturias)	Calizas carboníferas	> 2000	148 / 100	Garay y Morrell (1989) / Collignon (1985)
Llantones (Gijón, Asturias)	Calizas jurásicas	1000	31	Garay y Morrell (1989)
Ribadesella (Asturias)	Calizas carboníferas	1400	61	Garay y Morrell (1989)
Cabuérniga (Cantabria)	Calizas jurásicas	1500	52	Garay y Morrell (1989)
Aralar-Mendi (Guipúzcoa)	Calizas cretácicas	2000	69	Ugarte y Ugalde (1985)
Piedra de San Martín (Navarra, Huesca y Francia)	Calizas cretácicas	2500	125	López-Martínez (1984)

Tabla 2. Tasas de karstificación de diversos sectores del Norte de España obtenidas mediante el método hidroquímico.

2. ETAPAS EN LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE KÁRSTICO DEL MACIZO DEL CORNIÓN

La morfología kárstica actual del Cornión es el fruto de una dilatada evolución temporal en la que se sucedieron distintas condiciones morfoclimáticas y, en consecuencia, actuaron diversos agentes morfogenéticos. Los testimonios morfológicos y sedimentarios descritos en las páginas precedentes permiten diferenciar tres grandes fases en la evolución del relieve kárstico de este macizo: una preglaciar, una segunda etapa de karstificación coincidente con la expansión glaciar y, por último, otra de karstificación postglaciar (MIOTKE, 1968; RUIZ-FERNÁNDEZ Y SERRANO, 2011). A continuación, se sintetizarán las características principales de cada una de ellas, así como las morfologías y los depósitos asociados.

2.0. Karst preglaciar

Durante esta fase los testimonios morfológicos exokársticos más antiguos son el karst en pináculos existente en el entorno de las minas de Buferrera, desarrollado bajo depósitos arcillosos con abundantes nódulos de hierro (Figura 22). Este tipo de karst, generado presumiblemente bajo unas condiciones paleoclimáticas cálidas y húmedas, ha sido atribuido por diversos autores al Terciario (HOYOS, 1979; CASTAÑÓN, 1989; HOYOS Y HERRERO, 1989). En dicha etapa se gestarían también las formas exokársticas mayores. Algunas de ellas fueron retrabajadas posteriormente por los glaciares cuaternarios. Por su parte, las morfologías endokársticas más antiguas que se conservan son algunos niveles de galerías freáticas fósiles colgadas cientos de metros sobre el nivel freático actual de sus respectivas simas, y en algunos casos incluso más de mil metros, como sucede en el Sistema de

Jitu (LAVERTY Y SENIOR, 1981). Como ya se ha citado, estos conductos podrían estar relacionados con las primeras fases de la karstificación del macizo, así como con el inicio de la incisión de las principales gargantas (LABERTY Y SENIOR, 1981; SMART, 1984; SENIOR, 1987). La conservación de sedimentos integrados por materiales del Pérmico en el interior de algunas cavidades, que prácticamente han desaparecido en superficie, evidencia que se formó una cobertera sedimentaria posthercínica que fue desmantelada posteriormente, y pone de manifiesto asimismo el desarrollo de una fase de karstificación antigua cuando aún se conservaban en superficie los materiales pérmicos (SMART, 1984; SENIOR, 1987; VERHEYDEN *et al*., 2007).

Fig. 22. Detalle de los lapiaces en pináculos de las minas de Buferrera.

2.1. Karst glaciar

Esta etapa se desarrolló aproximadamente entre hace 50000 y 11000 años (Pleistoceno tardío; RUIZ-FERNÁNDEZ Y SERRANO, 2011). Los glaciares se adaptaron al relieve previo, aprovechando todos aquellos sectores y morfologías favorables a la acumulación de la nieve y su transformación posterior en hielo. Así, numerosos recuencos existentes en altitud fueron convertidos en circos glaciares, las depresiones kársticas preexistentes fueron ensanchadas y profundizadas, y los antiguos valles secos

de origen kárstico fueron remodelados en artesas glaciares. En esta fase el drenaje hacia el interior de la masa calcárea se concentró en unas pocas cavidades situadas en el fondo de las depresiones glaciokársticas y en los umbrales, por las que se sumían los ríos subglaciares y las aguas procedentes de los molinos de fusión. Esta circulación hídrica concentrada y de tipo esencialmente vadoso remodeló las cavidades endokársticas preexistentes, y posiblemente generó otras nuevas a favor de la estructura (MIOTKE, 1968; SMART, 1984 y 1986; SENIOR, 1987; ROSSI, 2004; VERHEYDEN *et al.* 2007). Los cauces proglaciares procedentes de los frentes glaciares también fueron a parar a los conductos abiertos en el fondo de las cubetas glaciokársticas, ejerciendo una labor de ablación kárstica muy eficaz. Muchas cavidades quedaron sin drenaje, taponadas por till y/o hielo glaciar (MIOTKE, 1968). En cambio, en las áreas no glaciadas el drenaje siguió siendo difuso.

2.2. Karst postglaciar

Esta fase se desarrolla esencialmente en el Holoceno, y se caracteriza por el desarrollo de un karst nival en las partes elevadas del macizo. Tras la retirada de los hielos el drenaje de las escorrentías hacia el interior de la masa calcárea pasa a ser nuevamente difuso, con numerosos conductos de diverso tamaño y morfología que drenan rápidamente el flujo hídrico hacia las principales surgencias, ubicadas en la periferia del macizo. En la alta montaña las tasas de disolución son altas, incentivadas por unas precipitaciones muy elevadas. La ablación kárstica interacciona con la crioclastia, con incidencia fundamentalmente a escala de detalle (lapiaces). Como consecuencia se forman pozos nivokársticos, así como lapiaces de influencia nival que evolucionan rápidamente al margen de las características estructurales de la roca caliza (*rillenkarren, wandkarren* y *mäanderkarren*), junto con otros fisurales (*splitkarren* y *kluftkarren*). En cambio, en la media y la baja montaña se desarrolla un karst cubierto de tipo templado oceánico. Gran parte de este ámbito no ha estado afectado por los glaciares cuaternarios, por lo que la morfología kárstica es rica, conservándose formas heredadas de periodos previos. Las dolinas, que adquieren aquí diversas morfologías (platillo, artesa, cubeta, etc.) y las uvalas, tienen su fondo tapizado de abundantes arcillas de descalcificación. Predominan los lapiaces de tipo *rundkarren* y en torrecillas, y también los de tipo estructural (*splitkarren* y *kluftkarren*), estando presentes a su vez las *kamenitzas*.

3. LAS FRANJAS KÁRSTICAS DEL MACIZO OCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA

Como ha quedado patente, el relieve kárstico del Cornión está integrado por una amplia variedad de morfologías y procesos que, como sucede en el caso de otros tipos de geoformas y procesos, presentan variaciones con el aumento o el descenso de la altitud. Así, hemos diferenciado en el macizo cuatro franjas kársticas organizadas en función de dicho factor:

3.1. Área de karst cubierto oceánico de media montaña

Se trata de un ámbito que no ha estado ocupado por el hielo durante la Última Glaciación. Por tanto, la morfología kárstica previa no ha sido borrada o remodela-

da, como aconteció en los sectores situados a mayor altitud, y ha ido evolucionando a lo largo del Cuaternario. Los lapiaces son fundamentalmente estructurales y cubiertos. Predominan especialmente los de tipo *rundkarren*, *splitkarren* y *kluftkarren*, así como los lapiaces en torrecillas y los oquerosos (*hohlkarren*). Las dolinas, tapizadas generalmente por arcillas de descalcificación, presentan diversas morfologías (Figura 23). Abundan las uvalas, que están recubiertas igualmente por espesos mantos arcillosos. Las cavidades son de dimensiones mucho más modestas que en las áreas elevadas del macizo y, en ellas, los conductos de componente horizontal dominan sobre los verticales. El ritmo de la karstificación guarda una estrecha relación con la abundancia de suelos y vegetación, y es más reducido que en los sectores de alta montaña. Esta franja kárstica está bien representada en los bordes del macizo, siempre por debajo del ámbito alcanzado por los glaciares cuaternarios, así como en las sierras de Cabezu Llerosos y Beza (fuera también del área que estuvo glaciada en estos dos conjuntos), y en las alineaciones de Dobros, Covadonga y Amieva, que en este caso no estuvieron ocupadas por el hielo durante la última Glaciación.

Fig. 23. Paisaje kárstico de media montaña en las inmediaciones del Mirador de la Reina.

3.2. Sector de los frentes glaciares y las cubetas glaciokársticas bajas

El segundo ámbito diferenciado se circunscribe al área de la máxima expansión de los glaciares durante la Última Glaciación y a los sectores localizados inmediatamente hielos arriba. El límite altitudinal entre las dos primeras franjas kársticas citadas varía, debido a la diferencia de altitud de unos frentes glaciares con respecto a otros, así como por la existencia de áreas no glaciadas entre medias, por lo que lo situamos entre 800 y 1200 m, con la excepción de varias lenguas glaciares encauzadas por canales que alcanzaron cotas extraordinariamente bajas en el borde Este del macizo (600 a 550 m), y de otra que descendió solamente hasta ~1400 m (RUIZ-FERNÁNDEZ Y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018). En esta segunda área los suelos y la cubierta vegetal ocupan aún notable superficie, estando desarrollados generalmente sobre till. Son frecuentes las depresiones glaciokársticas de grandes dimensiones y fondo relleno de sedimentos, que cuentan con turberas y cortos cursos de agua alimentados por surgencias que se vuelven a sumir rápidamente (Vega el Bricial, Vega el Paré, etc.). En relación con los frentes y ámbitos distales de los aparatos glaciares, cabe destacar la existencia de importantes surgencias (Güeyos del Junjumia, Güeyos de la Teya, la Farfada, etc.).

3.3. Desierto kárstico

Se trata de una franja definida por el predominio absoluto de la morfología y los procesos kársticos, así como por la práctica inexistencia de suelos, vegetación y otros procesos o formas de relieve. En efecto, apenas hay depósitos morrénicos ni pedreras de entidad. Es un paisaje áspero en extremo en el que la roca caliza *in situ* está horadada por multitud de pequeñas depresiones kársticas dirigidas por el entramado estructural, así como por campos de lapiaz. En este sector, que se desarrolla en altitudes comprendidas entre 1400 y 1700 m, comienza a ser patente la influencia nival, especialmente en el caso de los lapiaces. Se trata de un área caracterizada por la captación difusa de las precipitaciones y el agua de fusión nival pero, a diferencia de la anterior, no hay surgencias, dominando casi en exclusiva la infiltración hídrica.

Fig. 24. Vista desde la Cabeza la Forma, en las inmediaciones de la Vega de Ario, hacia el área del Altu la Rasa. Se trata de un paisaje dominado casi en exclusiva por la infiltración de las escorrentías y la disolución de la caliza, que aflora en superficie de forma generalizada ante la exigüidad de los suelos y de la cobertura vegetal.

Fig. 25. (A) Vista general del desierto kárstico en los alrededores del H.ou del Agua con las cimas de las Torres de los Cabrones (2270 m), la Torre del Alba (2390 m), Peña Santa de Castilla (2596 m) y la Torre de la Canal Parda (2350 m) al fondo, y (B) detalle del desierto kárstico camino del H.ou del Agua a la Vega de Aliseda. Dolinas y lapiaces labrados a favor de un afloramiento verticalizado de calizas tableadas.

3.4. Área de karst nival de alta montaña

La última franja kárstica diferenciada se ciñe a la alta montaña del Cornión, por encima de los 1700 m de altitud. Se trata de un área definida por la influencia nival, que se materializa en una rápida evolución de las formas kársticas (RUIZ-FERNÁNDEZ Y SERRANO, 2011). La ausencia de suelos y vegetación es prácticamente total. Tan sólo se han formado suelos incipientes sobre las morrenas depositadas a los pies de los grupos de cumbres más elevadas (RUIZ-FERNÁNDEZ Y GARCÍA-HERNÁNDEZ, 2018), así como sobre materiales finos generados por la meteorización de las dolomías y sobre sedimentos arcillosos que, en cualquier caso, ocupan muy poca extensión. Otra característica destacable es la presencia de neveros estacionales e incluso permanentes. Las aguas de fusión nival realizan una eficaz disolución kárstica en las inmediaciones de estos neveros, que se combina con la gelifracción. Siguiendo ciclos de duración diaria, humedecen la superficie de los afloramientos calcáreos, lo que genera una intensa corrosión kárstica que da lugar a la formación de numerosas oquedades, tabiques y rugosidades fácilmente atacables por la crioclastia (CASTAÑÓN Y FROCHOSO, 1998). Esta área coincide aproximadamente con el cinturón periglaciar del Macizo del Cornión, dentro del que a su vez se han diferenciado dos subpisos, el nivoperiglacial y el crionival, definidos por dinámicas geomorfológicas de diferente intensidad y por la existencia o no de determinados procesos como la crioturbación (SERRANO Y GONZÁLEZ-TRUEBA, 2004: RUIZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2014).

Fig. 26. Detalle de lapiaces nivales en La Llerona.

IV. CONCLUSIONES

El modelado kárstico del Macizo del Cornión se caracteriza por la existencia de una gran variedad de morfologías exokársticas y endokársticas, generadas por la disolución o bien debidas a la precipitación de los carbonatos. Una de sus principales características resulta de la interrelación entre el modelado kárstico y otros procesos, especialmente el glaciarismo cuaternario. Entre ambos tipos de modelado se han producido interferencias y relaciones de interdependencia. Por un lado, la existencia de un intrincado relieve kárstico previo, condicionó la dinámica glaciar. Por ello, el material morrénico que suele aparecer adosado a los umbrales o cubriendo el fondo de las depresiones glaciokársticas, no tiene por qué corresponderse con una respuesta climática, sino que en numerosas ocasiones se debe a cuestiones dinámicas relacionadas con la topografía extremadamente rugosa e intrincada característica del karst. Por otro lado, la expansión del hielo durante la Última Glaciación borró la morfología kárstica anterior, que solo se conservó en los ámbitos no glaciados. Los glaciares, a su vez, ejercieron una importante acción de abrasión y sobreexcavación sobre las depresiones kársticas preexistentes, dando lugar a grandes cubetas glaciokársticas. Además, en las áreas glaciadas el drenaje pasó a concentrarse en unas pocas cavidades, siendo difuso de nuevo con la retirada de los glaciares. Tras la deglaciación, las superficies trabajadas por la abrasión glaciar pasaron a ser karstificadas, desapareciendo casi por completo las huellas glaciares erosivas de detalle (estrías, acanaladuras), salvo en unos pocos sectores, principalmente aquellos cubiertos por glaciares durante la PEH, donde la karstificación aún no ha progresado debido al escaso tiempo transcurrido.

Actualmente, las condiciones morfoclimáticas de la alta montaña determinan la evolución del modelado kárstico, existiendo una importante interrelación entre el karst y la morfodinámica periglaciar. Las cuantiosas precipitaciones, las temperaturas frías y la abundancia de aguas de fusión nival, favorecen la disolución kárstica. Con frecuencia, la disolución se combina con la crioclastia, interactuando y beneficiándose ambos procesos de forma recíproca, especialmente en las áreas elevadas.

La morfología kárstica actual del Cornión es consecuencia de la sucesión temporal de distintas condiciones morfoclimáticas y de la consiguiente actuación de diversos agentes morfogenéticos, de modo que se pueden diferenciar tres grandes fases de evolución del karst. La etapa preglaciar, de la que persisten algunos testimonios exokársticos como el karst en pináculos de las minas de Buferrera, así como ciertas formas exokársticas mayores y morfologías endokársticas como algunos niveles de galerías fósiles colgadas a cientos de metros sobre el nivel freático actual. Una segunda etapa coincidente con la expansión glaciar, en la que los glaciares se adaptaron al relieve previo, retrabajándolo y concentrando el drenaje de las escorrentías y, por último, otra tercera de karstificación postglaciar desarrollada en el Holoceno y caracterizada por la existencia de un karst nival en los sectores de mayor altitud, y un karst cubierto de tipo templado oceánico en la media y baja montaña.

Por último, el relieve kárstico del Cornión está integrado por una amplia variedad de morfologías y procesos que presentan variaciones en función de la altitud (además de por los consabidos factores estructurales), de modo que podemos diferenciar

cuatro franjas kársticas organizadas a tenor de dicho factor: i) área de karst cubierto oceánico de media montaña (no ocupada por el hielo durante la Última Glaciación; las morfologías kársticas previas no fueron borradas o remodeladas); ii) sector de los frentes glaciares y las cubetas glaciokársticas bajas, circunscrito al área de la máxima expansión de los glaciares cuaternarios; iii) desierto kárstico, situado entre 1400 y 1700 m y definido por el predominio casi absoluto de los procesos kársticos, así como por la práctica inexistencia de suelos y vegetación; y iv) área de karst nival de alta montaña (por encima de 1700 m), que constituye un cinturón definido por la influencia nival en el que las formas kársticas evolucionan con mayor rapidez, la casi total ausencia de suelos y vegetación, y la conservación de neveros estacionales y permanentes.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo ha sido financiado por el Ministerio de Economía, Industria y Competitividad del Gobierno de España (Ref. CTM2016-77878-P).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALONSO-OTERO, F., BULLÓN, T. (1976) Evolución kárstica del sector sureste de la serranía de Cuenca. *Estudios Geográficos*, 145, 465-478.

ALONSO-OTERO, F (1986) Karst externo: las Torcas de Cuenca. En: *Atlas de Geomorfología,* Martínez de Pisón, E., Tello, B., Eds., Alianza Editorial, Madrid, 273-284.

ALONSO, F., GONZÁLEZ, J.A., UGARTE, F. (1987) Sur l´evolution de Trois Grandes Depresiones Karstiques de la Serranía de cuenca (España). *Mediterranee*, 1,21-32.

ALONSO, V. (1991) *Geomorfología de las cabeceras de los ríos Narcea, Navia y Sil, y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica).* Tesis Doctoral (inédita), Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, Oviedo, 366 p.

ARENAS, C., GUTIÉRREZ, F., OSÁCAR, C., SANCHO, C. (2000) Sedimentology and geochimistry of fluviolacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro, NE Spain. *Sedimentology*, 47, 883-909.

AUTENSACH, H. (1964) *Die Iberische Halbinsel. Geographische Handbücher*, Munich, 700 p.

BAENA, R., RECIO, J.M., DÍAZ DEL OLMO, F. (1993) Paleokarst del sector Santa María de Trassierra-Las Ermitas (Sierra Morena, Córdoba), *Cuaternario y Geomorfología*, 7, 67-78.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ, M., GARCÍA, J., GIRALT, S. (2011) Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain). *Carbonates and Evaporites*, 26 (1), 29-40.

BRUSI, D., PALLÍ, L., TRILLA, J. (1997) Modelo deposicional de las formaciones travertínicas de la depresión de Banyoles (Girona). É*tudes de Géographie Physique*, 26, 143-145.

BULLÓN-MATA, T (1986) Karst externo: la hoz de Beteta. En: *Atlas de Geomorfología,* Martínez de Pisón, E., Tello, B. Eds., Alianza Editorial, Madrid, 265-272.

CARRASCO, F. (2002) Karst y medio ambiente. Perspectiva desde Andalucía. En:

Karst and Environment. Carrasco, F., Durán, J.J., Andreo, B. Eds., Fundación Cueva de Nerja, Madrid, 19-29.

CASTAÑÓN, J.C. (1989) Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano. Universidad de Oviedo, Oviedo, 788 p. (microfichas).

CASTAÑÓN, J.C., FROCHOSO, M. (1994) El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica. En: *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 7,* Gómez-Ortiz, A., Simón, M., Salvador, F., Eds., Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada, 75-91.

CASTAÑÓN, J.C., FROCHOSO, M. (1998) La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, Gómez-Ortiz, A., Salvador, F., Schulte, L., García, A., Eds., Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.

COLLIGNON, B. (1985) Quelques éléments de géologie et d'hydrogéologie. *Spelunca*, 19, 7-12.

CORBEL, J. (1959) Érosion en terrain calcaire. Annales de Géographie, 366, 97-120.

CRUZ, J. (1981) Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente del sector Tebar-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero*, 92(4), 297-308.

CURRAS, A., ZAMORA, L., REDD, J.M., GARCÍA SOTO, E. FERRERO, S., ARMENGO, X., MEZQUINA, F., MARQUÉS, M.A., RIERA, S., JULIÁ, R. (2012) Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy of a tuffa lake record (Somolinos, 1280 m.a.s.l), *Catena*, 89, 31-55.

CVIJIC, J. (1893) Das karstphänomen. Geographische Abhandlungen, 5, 218-329.

DELANNOY, J.J., DÍAZ DEL OLMO, F., PULIDO, A. (1989) Karst du Massif de Cabra (Subbetique externe) et travertine de Priego (Sierra Horconera, Subbetique Moyen, Córdoba). En: *Reunion Franco-Espagnol sur les Karsts méditerrannées d´Andalousie occidentale*. *Livret-Guide.* Deleenoy, F., Díaz del Olmo, F., Pulido, A. Eds., Universidad de Sevilla, Sevilla, 29-62.

DELANNOY, J.J. (1999) Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las Serranías de Grazalema y de Ronda. En: *Karst en Andalucía*, Durán, J.J., López-Martínez, J. Eds., ITGE, Madrid, 93-129.

DÍAZ DEL OLMO, F. (1994) Travertines mediterranèes à la fin du Quaternaire: la sequence de Priego de Córdoba (Andalouise, Espagne), *Speleochronos*, 6, 23-30.

DÍAZ DEL OLMO, F., BAENA, R., ÁLVAREZ, G. (1994) Karst y Paleokarst de Sierra Morena (Sector Ossa Morena, Hespérico meridional). *Espeleotemas*, 4, 15-24.

DURÁN, J.J. (1996*) Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental.* Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 409 p.

FARIAS, P. (1982) La estructura del Sector Central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.

FARIAS, P., JIMÉNEZ, M., MARQUÍNEZ, J. (1996) Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta*, 20 (5), 1116-1119.

FERNÁNDEZ, A., GONZÁLEZ, J.A., GARCÍA DEL CURA, Mª.A., ORDÓÑEZ, S. (1996) Edificios tobáceos actuales en el cauce del río Júcar (provincia de Albacete). *Geogaceta*, 20, 281-284.

FERNÁNDEZ, A., GARCÍA DEL CURA, Mª.A., GONZÁLEZ, J.A., ORDÓÑEZ, S. (1998) Fluvial tuffas in the Jucar river valley. En: *Actas XV International Sedimentological Congress. Universidad de Alicante*, Alicante, (2) 134-139.

FERNÁNDEZ, A. (2000) La Sierra de Alcaraz y el Calar del Mundo. En: *Guía de Castilla-La Mancha*, González, J.A., Vázquez, A., Eds., Servicio de Publicaciones de Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo, 631-665.

FERNÁNDEZ, A. (2000) Intervención antrópica en el valle del Júcar: cambios en la morfodinámica y modificaciones en las acumulaciones tobáceas actuales. *Geotemas*, 1 (3), 105-111.

FERNÁNDEZ, A., RUIZ-FERNÁNDEZ, J., GALLINAR, D., GARCÍA-HERNÁNDEZ, C. (2015) El patrimonio geológico de las hoces del Júcar (La Manchuela-Albacete): Una propuesta de lugar de interés geológico (LIG). En: *Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos.* Hilario, A., Mendia, M., Monge-Ganuzas, E., Fernández, J., Belmonte, A., Eds, IGME, Madrid, 55-60.

FORD, D., WILLIAMS, P. (1989) *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, Londres, 601 p.

FROCHOSO, M., CASTAÑÓN, J.C. (1998) El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, Gómez-Ortiz, A., Pérez-Alberti, A., Eds., Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.

Gale, S.J., Hoare, P.G. (1997) The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.,* 41, 81-96.

GARCÍA-CODRÓN, J.C. (1989) La influencia del clima. En: *El karst en España*, Durán, J.J., López-Martínez, J., Eds., Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 4, SEG, Madrid, 73-82.

GARCÍA DEL CURA, Mª. A., GONZÁLEZ, J.A., ORDÓÑEZ, S. (1996) El sistema de represas tobáceas poco evolucionadas del río Arquillo (Alcaraz-Albacete). *Cuadernos Geología Ibérica,* 22, 321-332.

GONZÁLEZ, J.A., ORDÓÑEZ, S., GARCÍA DEL CURA, Mª.A. (1987) Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios geológicos*, 43, 227-239.

GONZÁLEZ, J.A., ORDÓÑEZ, S., FERNÁNDEZ, A., GARCÍA DEL CURA, Mª.A. (2000) Acumulaciones tobáceas holocenas en la Sierra de Alcaraz (Albacete, España). *Geotemas* 1(3), 369-373.

GONZÁLEZ, J.A., RUBIO, V. (2000) Las transformaciones antrópicas del paisaje de los sistemas fluviales tobáceos del Centro de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Secc. Geol.),* 96 (1-2), 369-373.

GONZÁLEZ, J.A., GARCÍA DEL CURA, Mª.A., ORDÓÑEZ, S. (2014) Las acu-

mulaciones tobáceas en la Alcarria y áreas Ibéricas adyacentes. En: *Las tobas en España*, González, J.A, González-Amuchastegui, Mª.J., Eds., Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 207-218.

GONZÁLEZ, J.A, FIDALGO, C., ARTEAGA, C., GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, Mª.J., RUBIO, V. (2014) La degradación antrópica de los paisajes tobáceos. En: *Las tobas en España*, González, J.A, González-Amuchastegui, Mª.J., Eds., Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 317-338.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, Mª.J., GONZÁLEZ, J.A. (1993) Significado geomorfológico de las acumulaciones tobáceas del alto valle del río Tajo (sector Peñalén-Huertapelayo). En: *El Cuaternario de España y Portugal.* ITGM Eds. Ministerio de Ciencia y Tecnología, Madrid, 99-109.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, Mª.J. (1998) Geomorfología y etapas de karstificación en la Rama Castellana del sistema Ibérico. *Estudios Geográficos*, 232, 111-125.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, Mª.J., SERRANO, E. (2007) Evolución geomorfológica, cambios ambientales e intervención humana durante el Holoceno en la cuenca alta del Ebro: las tobas de los valles del Purón y Molinar. *Estudios Geográficos*, 263, 527-546.

GONZÁLEZ-AMUCHASTEGUI, Mª.J., SERRANO, E. (2013) Acumulaciones tobáceas y evolución del paisaje: cronología y fases morfogenéticas en el Alto Ebro (Burgos). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 9-32.

GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2007a) *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa.* OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 p.

GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2007b) *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria – Fundación Marcelino Botín, Santander, 186 p.

GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., SERRANO, E. (2010) La nieve en los Picos de Europa. Cuadernos de Investigación Geográfica, 36 (2), 61-84.

GRACIA, F.J, CUCHÍ, J.A. (1993) Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica Central) En: *El Cuaternario de España y Portugal.* ITGM Eds. Ministerio de Ciencia y Tecnología, Madrid, 697-706.

HOYOS, M. (1979) *El karst en Asturias en el Pleistoceno Superior y Holoceno*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 413 p.

HOYOS, M., HERRERO, N. (1989) El karst en la Cornisa Cantábrica. En: *El karst en España*, Durán, J.J., López-Martínez, J., Eds., Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 4, SEG, Madrid, 109-120.

JULIÁN, A. (1994) El karst del pico del Castillo de Acher (Pirineo Occidental, Huesca). Factores condicionantes de su distribución espacial. *Geographicalia*, 31, 127-141.

JULIÁN, A., CHUECA, J. (1999) Cartografía de zonas probables de aludes en el valle de Ordesa (Pirineo Aragonés). *Geographicalia*, 37, 73-86.

LAVERTY, M., SENIOR, K.J. (1981) Geology of the Ario Region and cave development in Pozu del Xitu. *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, 10, 41-50.

LOISELEUR, B., SALVAYRE, H. (1978) Sur quelques aspects de la morphologie superficielle du karst alpin de la Charetalp. *Revue de Geographie Alpine*, LXVI, 167-172.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1974) El karst del Calar del Mundo (Albacete). *Estudios Geográficos*, 136, 359-404.

LÓPEZ-FERNÁNDEZ, A. (2007) Los travertinos de Santa María de Trassiera (Córdoba, España), *Boletín de la Real Academia de Córdoba, de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes*,152, 81-94

LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1984) Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el Macizo de la Piedra de San Martin (Pirineo Occidental), *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 127-138.

MAIRE, R. (1990) *La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats.* Karstologia-Mémories, 3, Association Française de karstologie y Fédération Française de Spéléologie, La Ravoire, 731 p.

MARQUÍNEZ, J. (1978) Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología,* 10, 295-315.

MARQUÍNEZ, J. (1989) Mapa geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.

MIOTKE, F.D. (1968) Karstmorphologische studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien. *Selbtverlag der Geografischen Gessellschaft*, Hannover, 161 p.

MUÑOZ, J. (1982) Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. En: *Geografía de Asturias. Tomo I*, Quirós, F., Dir., Ayalga Ediciones, Salinas, 1-271.

NICOD, J. (1972) *Pays et paysages du calcaire.* Presses Universitaires de France, París, 244 p.

NICOD, J. (1975) Les cuvettes glacio-karstiques dans les hautes montagnes mediterraneennes et alpines. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada, Serie Monográfica,* 1, 7-17.

NICOD, J. (1976) Les Dolomites de la Brenta (Italie), karst haut-alpin typique et le problème des cuvettes glacio-karstiques. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.,* 26, 35-57.

NICOD, J., AMBERT, P., AMBERT, M., FABRE, G., GUENDON, J. L., MAZET, M., OLLIÉ, C., ORENGO, C. (1978) Phenomenes glacio-karstiques et nivo-karstiques sur la carte geomorphologique du Devoluy Meridional, Plateaux de Bure et d'Aurouze. *Revue de Geographie Alpine*, LXVI, 149-165.

PARDO-IGÚZQUIZA, E., DURÁN, J.J., ROBLEDO-ARDILA, P.A. (2016) Modelo fractal de la distribución del tamaño de las dolinas en el macizo kárstico de la Sierra de las Nieves (Málaga, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 30 (1-2), 61-73.

PORRAS, A.I. (2000) Chronostratigraphy at constantine: a Holocene travertine in Sierra Norte (Sevilla, Spain) En: *Environmental changes during the Holocene*, Díaz del Olmo, F., Faust, D., Porras, A.I., Eds., Meeting INQUA, Sevilla, 179-180.

ROSSI, C. (2004) Picos de Europa, Spain. En: *Encyclopaedia of Caves and Karst Science*, Gunn, J., Ed., Fitzroy Dearborn, New York-London, 582-585.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2015) Las formas de modelado glaciar, periglaciar y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantá-

brica*). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 68, 581-587.

RUIZ-FERNANDEZ, J., GARCÍA-HERNÁNDEZ, C. (2018) Morfología y evolución glaciar en el Macizo del Cornión (Picos de Europa, Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 40, 29-68.

RUIZ-FERNANDEZ, J., OLIVA, M., CRUCES, A., LOPES, V., FREITAS, M.C., ANDRADE, C., GARCIA-HERNANDEZ, C., LOPEZ-SAEZ, J.A., GERALDES, M. (2016) Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews,* 138, 87-104.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., OLIVA, M., HRBÁ□EK, F., VIEIRA, G., GARCÍA-HERNÁNDEZ, C. (2017) Soil temperatures in an Atlantic high mountain environment: The Forcadona buried ice patch (Picos de Europa, NW Spain). *Catena*, 149 (2), 637-647.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (2012) Las simas del macizo occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje. *Investigaciones Geográficas*, 57, 205-223.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE, M.A., GARCÍA, C. (2014) Características morfoclimáticas y procesos y formas periglaciares actuales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En: *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo,* Gómez-Ortiz A., Salvador F., Oliva M., Salvà, M., Eds., Universidad de Barcelona, Barcelona, 91-103.

RUIZ-FERNÁNDEZ, J., SERRANO, E. (2011) El modelado kárstico en el Macizo del Cornión. En: *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*, González-Trueba, J.J. y Serrano, E., Eds., OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 109-142.

SANCHO, C. PEÑA, J.L., MELÉNDEZ, A. (1997) Controls on Holocene an present day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*,41, 289-307.

SANTOS, R., MARQUÍNEZ, J. (2005) Las formas del lapiaz en el sector norte del Macizo del Cornión, Picos de Europa. *Cuaternario y Geomorfología,* 19, 35-47.

SENIOR, K.J. (1987) Geology and speleogenesis of the M2 Cave System, Western Massif, Picos de Europa, Northern Spain. *Cave Science,* 14 (3), 93-103.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. (2004) Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa - Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología,* 18 (3-4), 73-88.

SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., PELLITERO, R., GONZÁLEZ-GARCÍA, M. Y GÓMEZ-LENDE, M. (2013) Quaternary glacial evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, 196, 65-82.

SMART, P.L. (1984) The geology, geomorphology and speleogenesis of the Eastern Massif, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 11 (4), 238-245.

SMART, P.L. (1986) Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.,* 30, 423-443.

SWEETING, M.M. (1972) Karst landforms. McMilan Press, Londres, 362 p.

UGARTE, F., UGALDE, T. (1985) Le dinamique karstique actuelle a Aralar

– Mendi (Moyenne Montagne Basco – Cantabrique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 108, 221-224.

VÁZQUEZ, M., PARDO, G., ARENAS, C., SANCHO, C. (2011) Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the river Piedra (Iberian rango, NE Spain). *Geomorphology*, 125, 1-10.

VÁZQUEZ, M., ARENAS, C., PARDO, G. (2013) A sedimentary facies model for stepped, fluvial tufa systems in the Iberian Range (Spain): the Quaternary Piedra and Mesa valleys used for uranium and thorium isotope determiantios. *Sedimentology*, 59 (2), 502-526.

VERHEYDEN, S., FAVERJON, M., BORCHERS, N., CHARAVEL R., CHOLIN, A., SÁNCHEZ, N., SCIPIONI, M., GILLET, R. Y DELABY S. (2007) La sima Thesaurus Fragilis. Exploraciones 2006 y 2007. Vega Huerta, macizo de Cornión, Picos de Europa. *Subterránea*, 28, 24-31.

VICENS, D., FORNÓS, J.J, RODRÍGUEZ-PEREA, A. (2014) Acumulaciones tobáceas en las Islas Baleares. Algunos ejemplos en la Isla de Mallorca. En: *Las tobas en España*, González, J.A, González-Amuchastegui, Mª.J., Eds., Sociedad Española de Geomorfología, Madrid, 303-314.

WHITE, W.B. (1988) *Geomorphology and hydrology of karst terrains*, Oxford University Press, New York – Oxford, 464 p.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe
Coruña. 2019. Vol. 41, pp. 201 - 256 ISSN: 0213-4497

The granite-related, high-tonnage Sn-Li deposit of Argemela, central Portugal

O depósito de Sn-Li associado a granito, de grande tonelagem da Argemela, Portugal central

INVERNO, C. M. C.[1*], FERRAZ, P. J. V.[2], MOREIRA, M. E.[3], F. GUIMARÃES, F.[3] AND FILIPE, A.[1]

[1]Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Unidade de Recursos Minerais e Geofísica, Apartado 7586, Alfragide, 2610-999 Amadora, Portugal. carlos.inverno@lneg.pt, augusto.filipe@lneg.pt

[2] Beralt Tin & Wolfram Portugal (BTWP), Minas da Panasqueira, Barroca Grande, 6225-051 Aldeia de S. Francisco de Assis, Portugal. Present address: Geosingular, Lda, Rua do Amial, 258, 2º Esq, 4200-054 Porto, Portugal. paulojvferraz@gmail.com

[3] Laboratório do LNEG, Unidade de Ciência e Tecnologia Mineral, Rua da Amieira, Apartado 1089, 4460-901 S. Mamede de Infesta, Portugal. fernanda.guimaraes@lneg.pt, eugenia.estudantina.moreira@gmail.com

[*] Corresponding author

https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.5823
enviado: 2/5/2019 aceptado 10/6/2019

Abstract

The Argemela Sn-Li quartz vein stockwork, east of the Panasqueira tungsten mine, is hosted in Cambrian slates and greywacke. An underlying Variscan granitic cupola is inferred from spotted slates and albitic microgranite dykes, the last including a thick modified albitic microgranite, enriched in F and Li, exposed some 500 m away, on the hill top. Inferred resources for shallowest deposit portion are 20.1 million tonnes (Mt) at 0.1-0.2% Sn, 0.2% Li and 0.1% (estimate) Rb, but the 650-m vertical-extent of the deposit suggests a resource of

>200 Mt (with identical grades). The hydrothermal paragenetic sequence is amblygonite-montebrasite (mostly montebrasite) (Stage I)—quartz I-II—cassiterite (with columbite-tantalite inclusions)—arsenopyrite I—carbonate I-white mica I —chlorite I—fluorite—apatite—rutile (Stage II)— white mica II—molybdenite— tourmaline— carbonate II-quartz III—arsenopyrite II—sphalerite—stannite—chalcopyrite—pyrite— pyrrhotite-chlorite II (Stage III)—covellite—vivianite—goethite/lepidocrocite (Stage IV). Amblygonite-montebrasite is the main Li carrier; Sn is evenly distributed between cassiterite and stannite; Rb is mostly in white mica (with 0.25-1.23 wt % Rb_2O in the hill-top albitic microgranite). Primary aqueous, 1-3 um-wide fluid inclusions in the deposit in quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite growth zones yield overall salinities and homogenisation temperatures of 7.2-19.1 wt % NaCl equiv. and 290-360ºC, respectively. The trace concentrations (electronic microprobe analysis) in quartz vein cassiterite reach 1.95 wt % Nb, 0.39 wt % Fe, 0.13 wt % Ti, and low/negligible values of Sb, Zn, As, Ag and Bi showing its granite-hydrothermal affiliation. Fe-poor and Fe-rich sphalerite (lower-intermediate and upper deposit parts) contain 1.0-1.6 and 7.9-9.4 wt % Fe, 64.3-66.0 and 55.9-57.2 wt % Zn, 0.4-0.5 and 0.9-1.1 wt % Cd, respectively. The sphalerite-stannite geothermometer yields temperatures of 245-297ºC. Following higher temperature amblygonite-montebrasite deposition (Stage I), hydrothermal fluids (a_{Cl^-}=0.25 m), related to the hidden granitic cupola, at a mean pressure-corrected (50 MPa) temperature of 350ºC, were responsible for Stage II minerals deposition. Calculated cassiterite deposition from Sn chloride complexes occurred likewise, from probable magmatic-hydrothermal fluids, at fO_2 = 10^{-34}-10^{-32} atm and pH=3.5-4. Cassiterite deposition mechanisms were oxidation, mixing, neutralisation, possible a_{Cl^-} increase, and cooling. Later Fe-poor sphalerite (+kesterite/ferrokesterite) and Fe-rich sphalerite (+stannite) deposited at higher and lower fS_2, respectively, the latter probably at a higher fO_2 (Stage III). The uniqueness of Argemela system with abundant amblygonite-montebrasite in hydrothermal quartz tin veins may be related to an extreme fractionated F-, Li- and P-rich granitic magma. After the emplacement of the granite/albitic microgranite dykes, an emerging pegmatitic fluid was unable, possibly due to insufficient depth, to form pegmatites but only modified the hill-top albitic microgranite. As a consequence, the system, where mixing of high- and low-salinity magmatic fluids probably occurred, remained very enriched in F, Li and P and by the time the hydrothermal stockwork developed amblygonite-montebrasite (Stage I) was the first mineral to deposit abundantly before Stage II minerals deposition in those Argemela Sn-Li quartz veins.

Keywords: Granite-related; high-tonnage; Sn-Li stockwork quartz veins; amblygonite-montebrasite; cassiterite; Th=290-360ºC; 7-19 wt % NaCl equiv.; Argemela; Portugal

INTRODUCTION

Argemela is a granite-related, dominantly slate-hosted, low-grade Sn-Li stockwork quartz vein deposit, *of* unusually high tonnage, in central Portugal, 10 km to the west of Fundão and 12 km to the east of the world famous Panasqueira tungsten deposit (Fig. 1), operated by Beralt Tin & Wolfram Portugal, Ltd. (BTWP). The deposit, within a Sn-W province (THADEU, 1965), in the Iberian Massif, is relatively close to other granite-related Sn-W deposits, such as the large Panasqueira W-Sn-Cu deposit and the W-Sn deposits of Góis and Mata da Rainha (Fig. 1).

The deposit falls into the TAYLOR's (1979) category of granite-related quartz-cassiterite veins, stockworks and greisens. However, it is unique, among other granite-related hydrothermal tin deposits in the region and worldwide, in its abundance of amblygonite-montebrasite in the Sn quartz veins, as if making the transition to Li-pegmatite systems (RODA-ROBLES et al., 2011). Another particular characteristic of this Sn-Li hydrothermal deposit is the >200 Mt estimated total resource (INVERNO et al., 2009). In fact, the size of greisen- and several granite-related vein/stockwork-tin deposits worldwide is up to 80 Mt (e.g., Altenberg, Germany), whereas Bolivian porphyry tin deposits contain up to several hundred million tonnes of ore (ECKSTRAND, 1984; COX and SINGER, 1986), implying that Argemela granite-related stockwork vein deposit may have the size (but not the genesis) of a porphyry-type deposit.

The classic localities for this group of vein – stockwork - greisen tin deposits are those of the Erzgebirge province, Germany – Czech Republic, such as Altenberg, Zinnwald-Cinovec and Ehrenfriedersdorf, and also in Cornwall, England (e.g., Hemerdon, Geever and South Crofty), East Kemptville, Nova Scotia, Canada, Aberfoyle, Tasmania, Australia, the Malaysian tin fields of Kuala Lumpur – Kinta Valley and other deposits worldwide (BAUMANN, 1970; TAYLOR, 1979; LEHMANN, 1990). They are either low-grade (0.2-0.3% Sn) or high-grade (0.85-2.3% Sn) tin deposits, Aberfoyle being an example of the latter group (ECKSTRAND, 1984; COX and SINGER, 1986).

The model commonly proposed for the formation of these deposits invokes concentration of Sn in B- and/or F-rich fluid or vapour phases in relation to SiO_2- and K_2O-rich granitic magmas, in most cases derived from sedimentary rocks through melting (S-type granites), and deposition of tin minerals in fractures, faults, breccias and wall rocks of these structures (ECKSTRAND, 1984). The afore-mentioned phases cause the upward change from the normal granite, as microclinisation I, albitisation I and greisenisation, successively, due to an increasing acidity; subsequent decreasing acidity causes less extensive upwards albitisation II and finally microclinisation II (SHCHERBA, 1970; HU SHOUXI et al., 1982).

The unusual Li abundance and size of the Argemela deposit make it an worth studying uncommon granite-related quartz vein Sn deposit in view of understanding its different characteristics and genesis from average granite-related quartz vein Sn deposits. To do so petrography, bulk geochemical analysis, mineral chemistry and fluid inclusion work were conducted, and from their results depositional conditions were calculated and a model for the ore system was developed.

Mining and exploration history

Former mine workings are in the steep slope of Argemela hill (745 m above sea level-ASL) and include three underground levels, at 522, 546 and 599 m ASL, and some opencasts, with the mineralised quartz veins occurring up to 650 m ASL. The mine produced some 1,000 tonnes (t) of cassiterite concentrates (with 50% Sn) in 1942-1955 and when operated by BTWP in 1956-1961 produced 150 t of cassiterite concentrates (with 73% Sn) at a mill recovery of 60%. At the time, the resources were 80 million tonnes (Mt) at 0.055% Sn, to a depth of 80 m below Level 522 as a few drill-holes indicated; these resources included measured resources of mineralised areas no. 1 (north) and no. 2 (south) (Fig. 2), with 6 Mt at 0.08% Sn (NORRIS, 1962; STREETS, 1972; WHYTE, 1973).

Subsequent government exploration in 1977-1979 included three deep drill-holes (486, 451 and 586 m long), that intersected microgranite dykes at depth and proved the continuity of mineralization in between 650 m ASL and 0 m subsoil elevation (0 m above sea level, at depth) and also that the area between mineralised areas no. 1 and no. 2, set by NORRIS (1962), was equally rich in Sn as those two, as soil geochemical profiles had formerly recognised (HOSKING, 1959). It also called the attention to the presence and high abundance of a Li ore mineral, amblygonite-montebrasite, in the Sn quartz veins, in which cassiterite and stannite were in equal proportions (INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1980; INVERNO et al., 2009).

Renewed exploration by BTWP (2006-2010) involved lithogeochemistry of dumps and channel samples of trenches and underground drifts, assaying the former three deep drill-hole cores and drilling eight new shallow holes, 51-85 m long, collared at 526-608 m ASL and down to 454 m subsoil elevation. It was recognised that very fine Sn- and Li-bearing mineral phases also occurred in the host rocks of the Sn-Li quartz veins,. The overall work enabled a pre-feasibility study relative to the Sn-Li quartz veins of the shallowest part of the deposit. A resource of 9.3 Mt at 0.2% Sn, 0.2% Li and 0.1% (estimate) Rb with a cutoff of 0.1% Sn and an additional resource of 10.8 Mt at 0.07% Sn, 0.2% Li and 0.1% (estimate) Rb with a cutoff of 0.05% Sn was inferred with an open pit operation in mind (FERRAZ et al., 2010). However, considering the continuity and grade of the Sn-Li mineralisation down to 0 m subsoil elevation as indicated by the deep drill-holes, it is estimated that this deposit may contain a total resource of over 200 Mt at 0.1% Sn (0.2% Sn in the uppermost portions), 0.2% Li and 0.1% (estimate) Rb (INVERNO et al., 2009), a figure that doubles a former estimate of 100,000 t Sn (INVERNO, 1980).

In the current decade a shallow surface drilling campaign (all drill-holes < 100 m long) on the deposit and other additional exploration approaches have been carried out by the PANNN-Consultores de Geociências Lda., that confirmed the Sn-Li potential of the upper portion of the deposit. Recently PANNN applied to the Portuguese government agency for a permit to start an experimental stage of Sn and Li open pit mining operations at Argemela.

Regional geology

The Argemela deposit occurs in the Central Iberian Zone of the Iberian Massif (Fig.

1). The deposit is hosted in the Cambrian Xistos das Beiras (Beiras Slates), a flysch sequence with slates, fine greywackes and some intraformational conglomerates. Ordovician quartzite ridges occur 15 and 23 km to the SW of Argemela. The deposit lies 2 km west of the zoned, pre-Variscan Fundão granitic pluton (Fig. 1), with granodiorites, quartz diorites and monzogranites, surrounded by a thermometamorphic halo of aluminous hornfels and spotted slates. To the north and south of this pluton there are biotite or two-mica, porphyritic granite batholiths of Covilhã and Vale Prazeres – Castelo Branco, of late- to post-tectonic Variscan age, surrounded by thermometamorphic halos (Fig. 1) (INVERNO and RIBEIRO, 1980).

In general terms, the predominant Variscan granites in the Iberian Peninsula of Western Europe are the formerly so-called "Older" and "Younger" Granites of earliest late Carboniferous (320-310 Ma, U-Pb) and late Carboniferous (310-290 Ma, U-Pb) age, respectively (AZEVEDO et al., 2005; DIAS et al., 2006, 2016). The former are dominantly syn-tectonic (relative to D_3 Variscan deformation phase) two-mica leucogranites and the "Younger" Granites are dominantly late- to post-tectonic (relative to Variscan D_3) biotite granites, though either muscovite-bearing granite facies or porphyritic granite facies occur among both the "Older" and "Younger" granites. A crustal uplift started at 300 Ma, implying the rise of the ductile-fragile transition, caused the emplacement of the late- to post-tectonic (relative to D_3) "Younger" Granites at relatively higher levels (MATEUS and NORONHA, 2010). Most Sn-W deposits are found associated with the "Younger" Granites (as in the Erzgebirge province; LEHMANN, 1990), interpreted as S-type granites, such as the Panasqueira W-Sn-Cu deposit (its granite: 289-290±10 Ma, K-Ar; Kelly and Rye 1979), and only a few possibly with the "Older" Granites (SCHERMERHORN, 1982; OOSTEROM, 1988; GEOLOGICAL MAP OF PORTUGAL, scale 1:1 000 000, 2010).

The Sardian orogeny (in Cambrian time) developed regional NE-SW open folds with no axial plane cleavage (ROMÃO et al., 2013). The strongest Variscan deformation phase, D_1, in Late Devonian – Early Carboniferous time, produced NW-SE folds with a steep axial plane cleavage and steep dipping axes due to superposition of folding and to the Variscan stretching of D_1 deformation phase along the kinematic axis a (INVERNO and RIBEIRO, 1980; RIBEIRO and PEREIRA, 1982; DIAS et al., 2016). Near-horizontal tension fractures formed regionally perpendicular to this stretching. The Variscan regional metamorphism was in the chlorite zone of the greenschist facies (INVERNO and RIBEIRO, 1980).

The Argemela deposit is part of the W-E mineral lineament Góis-W(Sn) - Panasqueira-W(Sn) – Argemela-Sn, Li – Mata da Rainha-W(Sn) – Segura-W, Sn, Pb, Zn(Ba) (Fig. 1), close to the 40º North parallel, suggesting a deep structural weakness zone (CARVALHO, 1977; INVERNO and RIBEIRO, 1980), characterized by regional E-W tensional fracturing during post-tectonic Variscan times (RIBEIRO and PEREIRA, 1982). Apart from the giant Panasqueira, these other regional "Younger" granite-related, Xistos das Beiras-hosted hydrothermal Sn-W quartz deposits are small, with past productions of a few hundred tonnes of wolframite and cassiterite concentrates for the vein-type Mata da Rainha and Segura deposits; the last being a com-

posite deposit around the Segura "Younger" granite, with an inner lepidolite-montebrasite-cassiterite pegmatite vein zone, then a cassiterite-wolframite quartz vein zone and an outer zone with post-tectonic Variscan Ba-Pb-Zn quartz veins with past production of barite and galena concentrates (SIORMINP, 2002). Only Vale de Pião (Góis), with cassiterite-wolframite(-scheelite), is somewhat larger with resources of 0.5 Mt with 0.2% Sn and 0.2% WO_3 (PARRA, 1988) from its dominant hydraulic breccias and quartz vein (MARTINS, 2017).

Local geology

The flysch sequence of Xistos das Beiras is locally crosscut by dykes, recognised on the surface (Fig. 2), underground and in drill-holes. The dyke rocks present porphyritic to microlithic textures and, although not showing any internal foliation, are nevertheless quite deformed apparently due to the late-tectonic drive of the Variscan orogeny, with evidence of cataclasis, subgranulation and annealing. All dykes predate the mineralised Sn-Li quartz veins that transect them (INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1998).

These dykes comprise: microgabbro dykes (Fig. 2), particularly a 2 m-wide, WNW-ESE-striking dyke locally known as Black Dyke; a >5 m-wide, NNE-SSW-striking quartz monzonite to lamprophyre dyke, with over 30% of biotite; and several 1.5-4 m-wide albitic microgranite dykes. The last are made up of up to 1 cm-wide quartz phenocrysts in a groundmass of albite (An_1-An_3), white mica (of phengitic composition; CHAROY and NORONHA, 1996) and rare biotite, with accessory cassiterite (in the groundmass [magmatic? cassiterite (questioned by TAYLOR (1979) and LEHMANN (1990)] and in crosscutting quartz veinlets), rutile, amblygonite-montebrasite (in places abundant) and zircon. One of these albitic microgranite dykes is the 3-4 m-wide, NNE-SSW-striking dyke locally known as White Dyke (Fig. 2), that transects the Black Dyke (INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1980). These albitic microgranite dykes have a high Na/K atomic ratio (9-20), but are not very high in SiO_2 (≈ wt-70%), have rather low but anomalous concentrations of P_2O_5 (0.43 wt %), F (0.06-0.14 wt %), Li (51-148 ppm) and Sn (77-174 ppm) (CHAROY and NORONHA, 1996), and are evolved specialised granitic rocks, as the last authors' reported high Nb, Ta and REE and low Zr, TiO_2, Sc, Nb/Ta and Zr/Hf values indicate (INVERNO and HUTCHINSON, 2006). They are distinct from S-type granites (INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1998), being intermediate between those and I-type granites. It is one of the few cases in Portugal where tin mineralisation is not associated with typical S-type granites, another example being the outer facies of the Santa Eulália biotite granite massif in central Portugal (Inverno and Ribeiro 1980), ascribed to the magnetite-series granites (SANT'OVAIA et al., 2015).

One (or more) of these albitic microgranite dykes formed in a wider opening in the current Argemela hill top (some 500 m SE of Argemela mine workings) where an albitic microgranite is shown on the mine map (Fig. 2); after its emplacement this albitic microgranite was modified due to the subsequent building-up of volatiles, rare elements and K in the magmatic fluid from deeper portions causing the imprinting of a highly sodic and peraluminous second paragenesis, . The last contains quartz, albite, lepidolite,

amblygonite-montebrasite, beryl and other minerals, and has chemical characteristics, but fails granularity of rare-element pegmatites (CHAROY and NORONHA, 1996; INVERNO, 1998). This Argemela hill-top evolved rare-metal albitic microgranite, thoroughly studied by CHAROY and NORONHA (1996), has a K-Ar age of 303±6 Ma (NORONHA et al., 2013) – that is, affiliated with the "Younger" Granites -, is not surrounded by a thermometamorphic halo and shows the effects of moderate deformation when compared to the stronger deformation of the much narrower albitic microgranite dykes (INVERNO, 1998). Owing to the anomalously high Li content (0.2-1.0 wt %; Jones 1972; CHAROY and NORONHA, 1996), this hill-top albitic microgranite is currently mined (in its NE end; Fig. 2) for applications in the ceramics industry. Tin is not recovered from this rock (0.06-0.08 wt % Sn from a few analyses; CHAROY and NORONHA, 1996).

The D_1 Variscan deformation phase produced folds displaying axial plane slaty cleavage in the Xistos das Beiras slates and pressure solution cleavage in the greywackes, both trending NW-SE and dipping 60-80º SW. Late Variscan deformation produced near-vertical, perpendicular, N-S and E-W pressure solution crenulation cleavages in the Xistos das Beiras and might be the reason for the dykes internal deformation. Late Variscan tectonics resulted in strike-slip faults (DIAS et al., 2017), either right-lateral, NNE-SSW-striking or left-lateral, NE-SW to ENE-WSW-striking, both sets of which cutting the Black Dyke, the White Dyke (Fig. 2), and in places the Sn-Li mineralised veins (INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1998).

As distinct from the spotted slates related to the Fundão massif, there are also two small portions of slightly spotted (biotite) slates in the area of the main mine workings (Fig. 2) related to an inferred hidden granitic cupola at depth. These slightly spotted slates become much more evident at depth. The possible hidden cupola at depth correlates with: a positive radiometric anomaly, up to 170 nGy/h, in the area of the stockwork veins workings and immediately north of it (LNEG, 2013, internal radiometric maps, scales 1:500 000 and 1:200 000); and a cryptic circular structure in Argemela area identified in Landsat 2 images (CONDE and SANTARÉM, 1976; SANTARÉM, 1983).

Characteristics and structural control of mineralised veins

After the main Variscan deformation, a stockwork quartz vein system formed, transecting all geological formations and bodies, but dominantly the Xistos das Beiras. These mineralised quartz veins are near-vertical, 5-30 cm thick, spaced 1 m apart, and have variable attitudes. The close spacing of the stockwork veins may be explained by their proximity to the hidden granitic cupola. They were mined from underground levels at 522, 566 and 599 m high, and also in opencasts and workings up to 650 m high, and were recognised, through deep drilling (down to 0 m subsoil elevation). The mineralised veins tend to be rarer to the east of the Black Dyke (microgabbro) suggesting that mineralising fluids invaded an area west of this dyke (Fig. 2) which would have been a barrier to the penetration of those fluids (INVERNO, 1980, 1998).

A detailed structural study showed that these veins dominantly infill tension

fractures but a few occur in shear fractures (INVERNO and RIBEIRO, 1980). The vein orientations of the former have approximate radial distributions (Hosking 1959) converging in two centers, close to the richer Sn-zones, mineralised areas no. 1 and no. 2, defined by NORRIS (1962), but predominate around an E-W orientation (INVERNO and RIBEIRO, 1980). The subordinate shear-fracture veins have a more concentric distribution relative to those centers. It appears that at the time of vein formation two stress fields were operative. There was a regional stress field typical of a late Variscan deformation phase with maximum stress s_1 as E-W (RIBEIRO and PEREIRA, 1982), that caused tension fractures with this attitude to open. A second stress field related to the intrusion of a granitic cupola (near-spherical prolate magma reservoir; KOIDE and BHATTACHARJI, 1975) at depth, produced radial tension fractures and more concentric shear fractures (Fig. 3; INVERNO and RIBEIRO, 1980; RIBEIRO and PEREIRA, 1982). Albitic microgranite dykes and apophyses were actually intersected by the deep drill-holes from 370 to 210 m subsoil elevation, in the area where the slightly spotted (biotite) slates were mapped on the surface (Fig. 4; INVERNO and RIBEIRO, 1980; INVERNO, 1998).

The Sn-Li quartz veins contain equal proportions of cassiterite and stannite as Sn ores, meaning that 75% of the recoverable tin is in cassiterite. Amblygonite-montebrasite, abundant in the veins, is the Li ore (INVERNO et al., 2009). However, some lithium is also contained in white mica. For instance, the white mica from albitic microgranite dykes has 0.40 wt % Li_2O and 1.32 wt % F (CHAROY and NORONHA, 1996), comparable to 0.03-0.13 wt % Li_2O and 0.05-0.80 wt % F in white mica from the Beauvoir granite, French Massif Central (with Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralisation; CUNEY et al., 1992), but it can reach 4.60 wt % Li_2O and 5.81 wt % F in white mica from the Argemela hill-top modified albitic microgranite (CHAROY and NORONHA, 1996). The bulk of rubidium is in white mica (Inverno et al. 2009), that contains 0.25-1.23 wt % Rb_2O in the hill-top modified albitic microgranite, whereas its K-feldspar has 0.40-0.92 wt % Rb_2O (CHAROY and NORONHA, 1996).

Sampling and analytical methods

Rock analyses

Not only over 500 samples from outcrops, trenches, dumps and underground drifts and crosscuts (Level 1), but also continuous core samples from the deep SA-1, SA-2 and SA-3 (Fig. 4) drill-holes (949 samples) and from the eight recent BTWP shallow drill-holes (310 samples) were collected for analysis of potential ore metals at the LNEG Laboratory at S. Mamede de Infesta (Porto), Portugal. All samples were analysed for Sn (total), Ta, Nb and Rb by XRF, with detection limits of 6, 3, 6 and 3 ppm (uncertainty ≤ 7%), respectively, using a wavelength dispersive spectrometer (PW2404-PANalytical) equipped with a Rh tube 4000W. Results of elements analysed by XRF have a precision of 1% and an accuracy of better than 10%. Additional analysed elements were Li, Cu and Ag (only 20% of samples) by atomic absorption. Because the XRF calibration curve for Rb used at the LNEG laboratory was slightly off, Rb values may be up to 10% off the true values and therefore will be indicated as a simple estimate.

All samples that yielded Sn (total) con-

centrations above 500 ppm were subsequently reanalysed for Sn (cassiterite) by chemical methods at the Panasqueira Mine laboratory, Barroca Grande (Covilhã, Portugal). There the samples were decomposed by hydrochloric and nitric acids. Filtration and calcination processes followed and the subsequent procedure involved the oxidation of stannous to stannic chloride in a hydrochloric acid solution. Finally, potassium iodate was used to determine Sn grade by a volumetric method.

Petrography and micro-analytical techniques

Some fifty polished thin sections were prepared from the three deep drill-hole cores for petrographic and paragenetic sequence studies, and microprobe analysis.

Quantitative analyses were performed on chlorite, amblygonite-montebrasite, cassiterite, sphalerite and stannite(-group minerals) using an electron microprobe JEOL JXA – 8500F at the LNEG Laboratory at Porto. Operating conditions varied, from a 20 kV excitation voltage and a 40 nA beam current for cassiterite, to 20kV and 20nA for sphalerite and stannite, 15kV and 10 nA for chlorite, and 15kV and 1nA for amblygonite-montebrasite analysis. The electron beam diameter was of 1 μm for all minerals except for chlorite, for which a defocused 4 μm diameter beam was used and for amblygonite-montebrasite for which the diameter was 7 μm. Counting times varied from 20 to 60 s. Chlorite was analysed for Si, Al, Fe, Ti, Mg, Mn, Ba, Ca, K, Na, Cs, Rb, P and F, amblygonite-montebrasite for Na, Al, P, Ca, Fe, Mn and F, cassiterite for Sn, Si, Ti, Mn, Fe, Zr, Nb, Ta, Bi, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, Sb, W, V, Co, As, Sc, In and Ge. Sphalerite and stannite were analysed for S, Fe, Zn, Cu, Pb, As, Hg, Cd, Se, In, Sb, Ag, Ge, Mn, Sn, W, Bi, Ni and Co. The elements, analytical lines and standards for the different elements in the analysed minerals are listed in Table 1.

Fluid inclusions

Fourteen doubly polished thin sections were prepared from core samples from deep drill-holes SA-1, SA-2 and SA-3, at about 170 through 390 m subsoil elevation. Microthermometric determinations were carried out successfully on about eighty fluid inclusions from eight of these doubly polished thin sections for fluid inclusions in quartz, carbonate, apatite and cassiterite from the mineralised Sn-Li quartz veins. Final ice-melting (T_m) and homogenisation temperatures (T_h) were obtained with a Fluid Inc.-adapted U.S.G.S. heating-freezing stage (SHEPERD et al., 1985).

Due to difficult visual conditions for these very fine inclusions, a cycling technique was used. Successive freezing runs to determine T_m were taken at 0.5ºC increasing increments and heating runs to determine T_h at 5 or 10ºC increments. A midpoint temperature between temperatures of two successive runs is indicated (see Table 4 in Fluid inclusion studies – Results section) both for the moment of disappearance of the last ice crystal (T_m) or vapor bubble (T_h) (GOLDSTEIN and REYNOLDS, 1994; INVERNO et al., 2008). The data are reported in that table for groups of primary inclusions, fluid inclusion assemblages (FIAs) in different growth zones of the crystal and in few cases for isolated inclusions within those zones. The accuracy of the thermocouple was estimated at ±0.1ºC from the recommended value for standards, and the maximum variation of replicate determinations was ±0.1ºC.

A crushing stage was used to investigate possible gases, if any, in the inclusions under study. Raman spectroscopic analysis was additionally used for the same purpose. Fluid inclusions of one of the quartz samples were analysed (through WITec) in Lisbon (Portugal) with a Confocal Raman microscope, carrying an Apyron tube (from WITec) and a PI stage, under a beam of 350 nm in diameter.

Vein mineralogy and paragenetic sequence

The mineralised stockwork veins (Fig. 5A) are made up mostly of quartz, amblygonite-montebrasite, cassiterite, stannite, white mica, pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite and pyrrhotite. No correlation was found between vein thickness and mineralogy. In the mine area, the rocks hosting the veins, mostly slate and greywacke, contain rather widespread tourmaline, particularly in the more pelitic layers, as well as very fine disseminations of cassiterite, also occurring in minute fissures (JONES, 1972; INVERNO and RIBEIRO, 1980); the same host rocks are also enriched in Li and Rb, both elements mostly incorporated in fine-grained white mica (FERRAZ et al., 2010).

The albitic microgranite dykes contain microveinlets (1-10 mm) and veinlets (1-2 cm thick) of quartz, white mica, sulphides (pyrrhotite, and more rarely arsenopyrite, pyrite and chalcopyrite) and in places amblygonite (or montebrasite; CHAROY and NORONHA, 1996) that predate the Argemela Sn-Li stockwork quartz veins also hosted in these dykes.

Stage I

The earliest mineral deposited in the Argemela stockwork veins was a milky white to greenish (to bluish) variety of the amblygonite-montebrasite series (Fig. 5B), which in places almost fills the entire vein. Amblygonite-montebrasite grains range from 75 μm to more common 3 cm wide, with abundant simple and lamellar twinning {$\bar{1}\bar{1}$1} (Fig. 5C) and common {100} and {110} cleavage traces. In quartz veins in albitic microgranite dykes, amblygonite-montebrasite also occurs in anhedral to subhedral grains, generally in the upper part of the 75 μm –7.5 mm width range.

Stage II

Amblygonite-montebrasite was followed in the stockwork veins by the two main quartz generations: 1) anhedral (to subhedral) quartz I, with grains from 50 μm but mostly up to 2.5 cm wide, commonly with sutured boundaries or subgranulation along those boundaries, and commonly packed with mostly secondary fluid inclusions; and 2) anhedral to euhedral, rarely deformed, finer-grained (50 μm–2.5 mm) quartz II, with fewer fluid inclusions (Fig. 5D), which is intimately associated with Sn ore. Most of the succeeding paragenetic opaque and transparent minerals (Table 2) commonly deposited in the transition from amblygonite-montebrasite to quartz I - quartz II.

Quartz I and II were succeeded by anhedral to euhedral, mostly light-brown, 10 μm–7.5 mm (mostly <1 mm)-wide cassiterite grains, generally forming aggregates up to 1.3 cm wide (Fig. 5E, H-I), and up to 3 cm wide in albitic microgranite dykes (Fig. 5G). The cassiterite has growth twins {101}, "visor tin" ({011} twins), common internal zoning (Fig. 5F), with yellow, green, orange, but mostly red internal reflections, and 1-75 μm-wide anhedral columbite-tantalite

inclusions (Fig. 5J). This is Fe-columbite contrasting Mn-columbite disseminations in the hill-top modified albitic microgranite (CHAROY and NORONHA, 1996; MICHAUD et al., 2017). Quartz I and II and cassiterite are transected by fine-grained (25-100 μm wide) white mica I ("sericite") (Table 2). Anhedral (to subhedral), very fine- to medium-grained (rare clusters up to 5 mm wide) arsenopyrite I, that transects quartz I and II, forms about the same time as cassiterite, and in places shows dendritic textures

Very small platelets of chlorite I, making up aggregates up to 4.5 mm wide, replace and rim amblygonite and also invade quartz I. Rare fine- to coarse-grained (granularity scale used: very fine-grained, <10 μm; fine-grained, 10-100 μm; medium-grained, 100-1,000 μm; and coarse-grained, >1,000 μm) subhedral, microveinlet-hosted fluorite transects quartz I and II and is altered to white mica ("sericite"). Euhedral and anhedral, fine- to medium-grained apatite, with abundant fluid inclusions, occurs in close association with cassiterite, postdating it. Carbonate I, that mostly postdates quartz I and II (Table 2), occurs in fine to coarse, anhedral to euhedral crystals (Fig. 6A). The latter (up to 2.4 mm wide) are in places part of vein walls, with crystal terminations pointing into the vein centre, characteristic of open-space growth. They contain abundant fluid inclusions. Anhedral, very fine- to medium-grained rutile occurs in association with white mica I (Table 2), either in the quartz veins or their walls or, more commonly, in the host slates; in places it may also occur in quartz veinlets in albitic microgranite dykes. The Al-phosphates augelite and lazulite identified by GASPAR (1991) possibly belong to this Stage II as well.

Stage III

Subsequent to white mica I forms white mica II (Table 2), typically as lamellae from 10 μm to 3 mm long and aggregates up to 1 cm wide, in places with a radial pattern. White mica is very common adjacent to the internal walls in quartz veins and generally increases in abundance in these veins with depth. Early-formed carbonate I was subsequently recrystallised into euhedral to anhedral, fine- to medium-grained carbonate II (Table 2), that forms microveinlets which transect sulphides (e.g., stannite, chalcopyrite). The carbonate, either I or II, is mostly ferroan dolomite and siderite.

Tourmaline cuts or is cut by white mica II. It comes with a light brown (dravite?) to dark (schorl?) color, in euhedral and more rarely anhedral, fine to coarse grains, making clusters up to 1 cm wide when in quartz (micro)veinlets, but being fine- to medium-grained, and much more abundant in the external slate walls of those veinlets, where this hydrothermal tourmaline (LONDON and MANNING, 1995) crystals typically grow either perpendicular or, even more, parallel to the walls. Both chalcopyrite and pyrite transect tourmaline there. In addition to amblygonite-montebrasite, a medium-grained, bluish Li mineral, triphylite (confirmed by XRD), occurs rarely, apparently displaying multiple twins (or after all from an alteration product of triphylite: sinkankasite(?), a Mn phosphate; PEACOR et al., 1984), and forming microveinlets that transect white mica II. Quartz III, that occurs in late microveinlets, is anhedral to subhedral, varies in diameter from 50 to 500 μm (in places optically continuous quartz III may persist for up to 3.5 mm along the microveinlets) and generally contains few fluid inclusions.

Molybdenite was one of the earliest sulphide minerals to form but is quite rare. It is found in the slate-hosted quartz veins and in quartz veinlets in albitic microgranite dikes, is fine-grained and occurs as aggregates up to 2.4 mm wide, that postdate white mica I , but were contemporaneous to white mica II. Sphalerite, stannite, and chalcopyrite occur together and were generally deposited in the order listed, although crosscutting relationships indicate that locally the order was partly or completely reversed (Table 2). Stannite is the most abundant of these minerals (Fig. 5H-I), though a chalcopyrite-rich zone was detected above and external to the extensive Sn-rich zone. Stannite grains are anhedral (to subhedral), 2 μm-4.4 mm wide, and form aggregates up to 2 cm wide. In places they display {111} twins or a colloform texture; elsewhere the grains are subgranulated and may also form very fine (<1 μm) inclusions in sphalerite. Stannite rims cassiterite (Figure 5I), cuts quartz I and II, white mica I and commonly white mica II and also postdates chlorite I; quartz III microveinlets that crosscut cassiterite grains carry stannite, together with pyrrhotite and chalcocite. Very fine- to coarse-grained, anhedral stannite in quartz veins in albitic microgranite dykes is transected by white mica lamellae. The term stannite has been used here, in microscopic descriptions, as a simplification for stannite-group minerals, since stannite, kesterite and ferrokesterite are all abundant (see microprobe data section).

Two varieties of anhedral sphalerite are present. They formed penecontemporaneously, but are never observed in contact with each other. A brown (macroscopically; green in plane-polarized light), very fine- to coarse-grained (with aggregates up to 3 mm wide) variety of sphalerite, displaying chalcopyrite (and stannite) disease, formed in the lower and intermediate parts of the deposit, The second variety, which is darker (red in plane-polarized light), formed in the upper parts of the deposit. It is fine- to coarse-grained (with up to 10 mm-wide clusters), and shows no evidence of chalcopyrite disease. Sphalerite rims and crosscuts cassiterite (Fig. 5H-I) and is transected by white mica II. Anhedral, fine- to medium-grained sphalerite also occurs in quartz veins in albitic microgranite dykes. Anhedral, very fine- to coarse-grained chalcopyrite (it forms clusters up to 3.8 mm wide) crosscuts cassiterite, and generally postdates sphalerite and stannite (Fig. 5H-I). It forms 1-30 μm-wide inclusions in sphalerite variety deeper in the deposit (Fig. 5H). Very fine- to medium-grained, anhedral chalcopyrite may also be present in quartz veins in albitic microgranite dykes.

Anhedral (to euhedral) very fine- to medium-grained pyrite occurs sparsely in the slate-hosted quartz veins, as disseminations (in places coarse-grained) in the slates and in quartz veins in albitic microgranite dykes. In the former, it may in places take the form of very fine-grained (2-5 μm-wide) "primitive" pyrite, occasionally recrystallised to 15 μm-wide grains, all forming 0.1-1.4 mm-wide brain-like or regular aggregates; colloform textures are also in places recognised. Pyrite transects quartz I and II and carbonate II(?), rims sphalerite, and is a component of the quartz III microveinlets (with stannite and other minerals) that crosscut cassiterite.

Arsenopyrite II, more widespread than arsenopyrite I, is euhedral (or more rarely anhedral), very fine- to coarse-grained (mostly >150 μm wide), and forms aggregates up to 2.3 mm, either in quartz III microveinlets or in disseminations in the

slates (where it is in places more abundant), transects tourmaline, cuts or is more rarely cut by white mica II, and postdates pyrite. Closely following pyrite is relatively rare anhedral, very fine- to medium-grained (clusters up to 175 μm wide) pyrrhotite, associated with sphalerite, chalcopyrite and stannite; it postdates the last two minerals. Pyrrhotite is accompanied by anhedral, very fine- to fine-grained chalcocite, that develops caries texture in this iron sulfide. Both minerals plus stannite are carried by quartz III microveinlets that transect cassiterite.

Chlorite II is a late mineral (Table 2), comprising fine platelets and aggregates (up to 7.7 mm in diameter). It is either an alteration product of white mica II or occurs in microveinlets transecting several sulphide grains.

Stage IV

Supergene anhedral, very fine- to fine-grained (aggregates ≤125 μm wide) covellite in places replaced chalcopyrite or more rarely chalcocite. Submillimetric, near-parallel to the mineralised quartz vein walls, commonly slate-hosted veinlets or microveinlets of a relatively abundant, dark blue iron phosphate in Argemela, vivianite (with 50-90 μm-wide fibers), identified both optically and by XRD, are also a product of supergene processes. The same holds true for very late goethite or lepidocrocite microveinlets that formed throughout the deposit (Table 2). Other supergene minerals were reported as occurring in places in the Sn-Li quartz veins, wavellite (GASPAR, 1991) and turquoise (DE CARVALHO and HAMILTON, 2017).

Fluid inclusion studies

General

Fifty polished thin sections and fourteen doubly polished thin sections were examined and scanned for fluid inclusions in quartz I, quartz II, carbonate I, apatite and cassiterite (Stage II) and sphalerite (Stage III) from the Sn-Li stockwork quartz veins. Sphalerite is almost devoid of visible fluid inclusions and was discarded after this initial survey. Only Stage II minerals were studied, because transparent minerals from other stages were not amenable to fluid inclusion work due to containing very rare inclusions (e.g., quartz III and carbonate II from Stage III).

The main purpose was to locate primary or at least pseudosecondary fluid inclusions, for subsequent microthermometric determinations. No particular emphasis was focused on secondary inclusions during microthermometry and only locally were determinations carried out on them.

Evident pseudosecondary fluid inclusions are rare (only recognised in quartz II) and large fluid inclusions randomly distributed within the cores of crystals (inclusions of doubtful primary origin; BODNAR, 2003) are absent. However, quartz I and II, carbonate I and apatite crystals contain easily recognisable growth zones with abundant primary fluid inclusions and cassiterite growth bands contain a few primary fluid inclusions as well.

In cases of primary inclusions along growth zones or bands in apatite and cassiterite, respectively (Tables 3 and 4), in which those inclusions are in the proximity of microfissures with secondary inclusions, those inclusions are marked with P(?) in Table 4. Also, because of possible coincidence of

growth zones with cleavage planes in carbonates (ROEDDER, 1984), these cases are also marked with P(?) in Table 4.

RESULTS

The main petrographic characteristics, involving genetic type, fluid inclusion assemblage (FIA), inclusion type, size, shape, V/L (vapour to liquid volumetric) consistency and V/T (vapour to total inclusion volumetric) ratios of the fluid inclusions of quartz I (Fig. 6A, C-D), quartz II (Fig. 6B), carbonate I, apatite (Fig. 6E-I), and cassiterite (Figs. 5F, 6J-K) from Stage II are summarized in Table 3. Primary inclusions in all these minerals are very minute and dominantly aqueous.

In any of these minerals (e.g., quartz I), the presence of L+V and V inclusions in the same growth zone indicates that necking occurred at least locally. Additional liquid-only inclusions formed by necking in the same growth zone and absence of either growth zones with only vapor-rich inclusions or of microfractures containing only vapor-rich inclusions suggest that boiling did not occur (BODNAR et al., 1985).

The primary aqueous fluid inclusions, where determinations could be conducted, from slate-hosted mineralised veins, yield salinities and homogenisation temperatures (T_h), the former calculated from final ice-melting temperatures (T_m) using the equation of BODNAR (1993). Salinity and T_h values obtained for these primary inclusions are of 7.2-13.9 wt % NaCl equiv. and 290-340ºC for quartz I, 8.6-13.9 wt % NaCl equiv. and 310-320ºC for carbonate I, 8.6-15.0 wt % NaCl equiv. and 330-350ºC for apatite, and 12.9-19.1 wt % NaCl equiv. and 300-360ºC for cassiterite (Table 4; Fig. 7). Homogenisation occurs through disappearance of the inclusion vapor bubble. Determinations in quartz II primary inclusions were not successful.

No significant variation in both salinity and homogenisation temperature exists vertically in the mineralised stockwork quartz veins. Cassiterite data, relative to the more widespread sample location (from 171 to 390 m of subsoil elevation) documents this particularly well (Table 4).

No halite or other daughter crystals were detected in the primary inclusions inspected in these different minerals, as the moderately saline values of these NaCl-undersaturated-H_2O primary inclusion fluids indicate. In very few cases where halite was suspected, heating of those inclusions to very high temperatures proved that was not the case (no fading out, no melting of the hypothesized "halite"). The use of a crushing stage showed that neither CO_2 nor CH_4 were present in these primary inclusions. This was confirmed with Raman spectroscopic analysis of primary fluid inclusions in growth zones in quartz I (sample SA1-5). Differing from the stockwork vein minerals, these gases were found in fluid inclusions in quartz from the hill-top modified albitic microgranite (CHAROY and NORONHA, 1996).

Rock analyses

A total of 1759 rock samples (mostly 0.6-1.8 m intervals) from surface, Level 1 and core down to 0 m subsoil elevation (from the three deep drill-holes and the eight BTWP shallow drill-holes) shows very persistent analytical results, with average 0.1% (0.2% in upper portions) Sn, 0.2% Li and 0.1% Rb (estimate) throughout (Fig. 8; median val-

ues of 0.2% Sn and 0.15% Li in cumulative percentage plots). The persistency of those grades is due to a close and regular vein density and to the continuity of the mineralised veins to a very great depth. Maximal values in metric intervals are of 4.1% Sn, 1.8% Li and 0.4% Rb (estimate) (FERRAZ et al., 2010).

Copper values are low, all below 0.1 wt % Cu, but when the mineralised veins are more prominent they reach up to 1.6 (and in one case 4.6) wt % Cu in 3 per cent of the metric samples. Niobium values are also low, mostly below 30 ppm Nb, with only 6 % of the samples up to 261 and in two samples 696 and 956 ppm Nb; tantalum concentrations are even lower, mostly below the detection limit (<5 ppm Ta), with only 7 % of the metric samples up to 141 ppm Ta. Higher Na and Ta values are either for samples of albitic microgranite dykes or not. Silver values are mostly below the detection limit (<3 g/t Ag), but in one third of the samples analysed for silver they reach up to 100 g/t Ag and in three cases, 118, 159 and 660 g/t Ag. A good match was found between Sn (cassiterite) results and the little higher Sn (total) results (FERRAZ, 2007, 2008a, 2008b; FERRAZ et al., 2010)

The Beira Slates (slates and a few greywackes) hosting the Sn-Li quartz veins yield Sn values at least one order of magnitude lower than those of the veins, with Sn carried in very fine/fine cassiterite disseminations in the slates (INVERNO and RIBEIRO, 1980; FERRAZ, 2008a). The same Beira Slates contain rock-forming, fine-grained (20-75 μm), Li- and Rb-bearing white mica (FERRAZ, 2008a). The Li concentrations are similar in Sn-Li quartz veins and host slates, except when those veins contain ≥10% amblygonite-montebrasite yielding the rock 0.5-1.8 wt % Li. The Rb concentrations in Sn-Li quartz veins, <0.1 wt % Rb, are generally lower than in the adjacent host slates (FERRAZ, 2007).

The relatively lower number of Sn-Li quartz veins hosted in albitic microgranite dykes have Sn and Li values similar or one order of magnitude higher than the host microgranite. The last has Li and Rb concentrations one order of magnitude lower than the Beira Slates (FERRAZ, 2007). Only the hill-top modified albitic microgranite reaches higher values, 0.55 wt % Li and 0.24 wt % Rb (CHAROY and NORONHA, 1996).

Geochemical concentrations in the Beira Slates further away (up to 10 km) from the Argemela deposit decrease in one order of magnitude for Li, Rb, Cu and Nb, with Sn and Ag being in irrelevant below detection limit concentrations immediately off the deposit area (FERRAZ, 2008a).

Microprobe data

Cassiterite

Microanalyses of cassiterite from the slate-hosted quartz(-amblygonite-montebrasite) veins and from quartz-amblygonite-montebrasite-white mica veinlets in an albitic microgranite dyke were carried out. High values of 1.95 wt % Nb, 0.39 wt % Fe, 0.13 wt % Ti (up to 2.10 wt % Nb, 0.72 wt % Fe, 0.32 wt % Ti in veinlet in albitic microgranite dyke) and low/negligible values for base metals, Sb, As, Ag and Bi, among other elements, were obtained. W and Zr values are erratic, but reach 0.33 wt % and 0.05 wt %, respectively. Mn values are low, at most 0.01wt % (Table 5).

Most cassiterite grains have higher concentrations of Fe, Nb and Ta in rims than

in cores, but the opposite occurs in cassiterite from the quartz-amblygonite-white mica veinlets in an albitic microgranite dyke. Fe, Nb, Ta and Zr concentrations (and Ta/Nb ratios) in cassiterite generally increase to depth, as approaching the postulated granite cupola, but Ti concentrations remain similar; for all these elements the highest values are commonly obtained in cassiterite from the quartz-amblygonite-montebrasite-white mica veinlets in an albitic microgranite dyke (Table 5).

Sphalerite and stannite

Coexisting sphalerite and stannite(-group minerals) (Table 2) from the slate-hosted quartz stockwork veins were analysed in the electron microprobe. Fe-poor sphalerite, from lower and intermediate deposit portions, contains 31.7-33.4 wt % S, 1.0-1.6 wt % Fe, 64.3-66.0 wt % Zn and 0.4-0.5 wt % Cd, while Fe-rich sphalerite, from upper portions has 32.4-33.4 wt % S, 7.9-9.4 wt % Fe, 55.9-57.2 wt % Zn and 0.9-1.1 wt % Cd, the remaining trace elements being equivalent in both varieties (Table 6).

Kesterite and ferrokesterite coexist with Fe-poor sphalerite and stannite coexists with Fe-rich sphalerite. Besides values for S, Fe, Zn, Sn and Cu, all the trace elemental concentrations are very similar for the three stannite-group minerals (Table 7).

Amblygonite-montebrasite

The mineral of the amblygonite-montebrasite series was analysed in specimens from the Sn-Li quartz veins, either hosted in the slates or in the albitic microgranite dykes. The analysed mineral is montebrasite, as formerly recognised (GASPAR, 1991), with a percentage of amblygonite of 7-20% (Table 8). The proportion of amblygonite in the mineral slightly increases to depth, with % amblygonite of 9-13 (corresponding to 1.2-1.8 wt % F) and 12-19 (1.6-2.4 wt % F) at 310 and 255 m subsoil elevation, both in slate-hosted vein samples (samples SA1-2 and SA1-6, respectively); albitic microgranite-hosted mineralised quartz veinlets at 229 m subsoil elevation (sample SA1-8) have more erratic fluorine values in the montebrasite (0.9-2.3 wt % F), corresponding to a percentage of amblygonite of 7-18 %. It is also apparent a slight increase in these numbers from the no. 1 mineralised area to the no. 2 mineralised area (south of the former; Figures 2 and 4) of NORRIS (1962), with the analysed mineral containing 1.8-2.6 wt % F, corresponding to 14-20% amblygonite, at 255 m subsoil elevation (sample SA2-5a) in the latter (Table 8).

The Na_2O concentration is low in the mineral (0.00-0.08 wt %), very far behind typical values of natromontebrasite and natroamblygonite (PALACHE et al., 1951). The FeO and MnO concentrations are low, commonly in the 0.00-0.14 and 0.00-0.25 wt % ranges, respectively, but reach up to 0.44 wt % FeO and 0.34 wt % MnO in montebrasite from the microgranite dyke-hosted mineralised quartz veinlets (Table 8).

Chlorite

A few microanalyses were conducted on a 400 μm-wide chlorite (I?) alteration halo rimming amblygonite in stockwork quartz veinlets hosted in a microgranite dyke, from specimen SA1-8. This chlorite is moderately enriched in iron (23.6-26.7 wt % FeO), poor in magnesium (1.1-1.2 wt % MgO), but with a high 22.7-24.8 wt % Al_2O_3. It also contains 0.001-0.05 wt % Cs_2O, 0.01-0.12 wt % BaO, and in places 0.02 wt % F (Table 9). This

chlorite from alteration of amblygonite is also likely to contain a few per cent of Li_2O, and the system is otherwise rich in lithium; triphylite occurs in the quartz veins and white mica is enriched in Li for instance in the albitic microgranite dykes (0.40 % Li_2O) and in the Argemela hill-top albitic microgranite (up to 4.6 wt % Li_2O; CHAROY and NORONHA, 1996). Furthermore, as the total of cations in the octahedral position of chlorite is far lower than 12 (Table 9), there is room to accommodate other unanalysed cations there.

This tri-octahedral chlorite plots as Al chlorite in the triangular (Al^{VI} + o)-Fe-Mg classification of ZANE and WEISS (1998), and can also be termed as aluminian chamosite in the condensed terminology of BAYLISS (1975) and BAILEY (1980).

Discussion

Rock analyses

The large extent of the deposit, with persistent low grade mineralisation (Fig. 8), indicates that a large amount of fluid has escaped from the underlying granite cupola but not much high grade mineralisation produced. This may be due to fluid- versus rock-buffering conditions (see subsequent heading on Reaction of fluid and precipitation).

On the other hand, the fine granularity of rock-forming white mica carrying Li and Rb in the Beira Slates host rocks implies that Li and Rb are not economically recoverable from those rocks. Together with the very fine cassiterite disseminations in the host slates in the deposit area, this means that not all Sn and Li in the system are recoverable in the mill, but only that from the Sn-Li quartz veins. A pilot test conducted at the LNEG Laboratory at Porto showed that only 50% of Sn was recovered during mineral processing operations due part of the metal being allocated in the host shales (FERRAZ et al., 2010).

There is some parallelism between geochemical concentrations in host rocks and further away from the Argemela deposit and what happens in Panasqueira, where the hydrothermally altered Beira Slates hosting the quartz W-Sn-Cu veins are characterized by K_2O/Rb (wt/wt) < 250 and are enriched in Rb, K, Cs, Li, W, Cu, Zn, Sn, S and P relative to unaltered Beira Slates (BUSSINK, 1984; OOSTEROM et al., 1984; POLYA, 1989). The mean W, Cu and Sn concentrations decrease irregularly away from the Panasqueira cupola, with anomalous concentrations up to about 10 km away from it (POLYA, 1989).

Mineral chemistry

Cassiterite

The high concentrations of Nb, Fe and Ti and low/negligible concentrations of As, Sb, Zn, Ag and Bi in cassiterite from Argemela Sn-Li quartz veins are proper of granite affiliation (DUDYKINA, 1959; STEVESON and TAYLOR, 1973; NEIVA, 1996).

The very high Nb values in cassiterite resemble those of pegmatitic cassiterite, but the overall set of data for the several elements points in this case to inclusion of the Sn mineral in granite-affiliated quartz-cassiterite hydrothermal veins. The same is confirmed by the extremely low Mn concentrations, typical of those sorts of veins but not of pegmatitic cassiterite that has higher Mn values (HALL and RIBBE, 1971; NEI-

VA, 1996). The relatively high W values in the analysed cassiterites (Table 5) are also characteristic of those hydrothermal veins (TAYLOR, 1979).

The increase in Fe, Nb, Ta and Zr concentrations in cassiterite in quartz veins towards the postulated granite at depth agrees well with higher concentrations for these elements in veins in the albitic microgranite dykes rooted in such a granite. Also, the vertical variation of the Ta/Nb ratio in cassiterite in slate-hosted quartz veins, with increase to depth, with the deepest sample matching the values obtained in cassiterite from a quartz vein in a microgranite dyke, suggest magmatic differentiation (CERNÝ, 1991a). An identical Ta/Nb ratio variation was obtained in cassiterite from the Khingan deposit (Baikal, C.E.I.) in a rhyolite – quartz porphyries setting intruded by a granite porphyry (NIKULIN, 1969; MATERIKOV, 1977).

Sphalerite and stannite(-group minerals)

The presence of Fe-rich sphalerite versus Fe-poor sphalerite in upper and intermediate/lower portions, respectively, of the Argemela deposit may be due to the fact that mole fraction of FeS in sphalerite increases with decreasing pressure (LUSK and FORD, 1978) or more probably to a variation in oxygen and/or sulfur fugacities (see Temperature-Pressure conditions).

Amblygonite-montebrasite

A decrease in fluorine in zoned amblygonite-montebrasite crystals from Siberia was suggested as due to lower crystallisation temperature for the montebrasite (CERNÁ et al., 1972), though GROAT et al. (2003) claim, based on neutron diffraction and solid-state techniques, that for this series the temperature dependence of Li is the same regardless of F concentration. However, LONDON et al. (1999) admitted, after experimental work, that amblygonite is more stable than montebrasite at a higher temperature. The slight increase in F concentration in amblygonite-montebrasite in the Argemela Sn-Li quartz veins to depth might also be a consequence of higher temperature formation of the mineral at lower deposit portions. CHAROY and NORONHA (1996) also pointed out the decrease in F concentration in amblygonite-montebrasite from the hill-top albitic microgranite to its crosscutting quartz veinlets (their low F montebrasite also analysed by RODA-ROBLES et al. (2016)) and even more to the crosscutting quartz veinlets in albitic microgranite dykes. Montebrasite in the Argemela Sn-Li quartz veins has minor variations in the F/OH ratio, with a range of 1.18-2.60 wt % F (Table 8), much below that of Li-rich pegmatites (RODA-ROBLES et al., 2016).

A slight deficiency in Al_2O_3 in a few of the analytical results (Table 8) might be due to alteration (ANTUNES et al., 2010).

Ü

Temperature - Pressure conditions

Stage II

The determined salinities of 7.2-13.9, 8.6-13.9, 8.6-15.0 and 12.9-19.1 wt % NaCl equiv and T_h of 290-340, 310-320, 330-350 and 300-360ºC for primary inclusions in quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite (Stage II), respectively, from slate-hosted veins, show that the depositional fluids were moderately saline and at a temperature proper of a magmatic-hydrothermal system

– e.g., Eurajoki (Finland) Sn greisen veins (HAAPALA and KINNUNEN, 1979); Kibaran (Central Africa) tin deposits (POHL and GÜNTHER, 1991). These depositional conditions are not very dissimilar from those of the rather nearby Panasqueira W-Cu-Sn deposit where the main ore (oxide-silicate, sulphides and pyrrhotite alteration stages) deposited from fluids at 230-360ºC, with a salinity of 5-12 wt % NaCl equiv. and generally with 0.5-2 (4) mole-% CO_2 (KELLY and RYE, 1979; POLYA, 1989; NORONHA et al., 1992). The CO_2, not detected in the primary inclusions of Argemela stockwork minerals, was interpreted at Panasqueira as derived from the Beira Slates hosting the deposit (KELLY and RYE, 1979; SHEPPARD, 1986).

A binary diagram of homogenisation temperature versus salinity for the Argemela primary inclusion fluids produces a roughly linear trend (Fig. 9), suggesting that fluid mixing (of probable magmatic fluids) was an important process leading to deposition.

The absence of significant vertical variation in these fluids along a few hundred meters in subsoil elevation is also compatible with such a system above a granitic cupola, particularly in a not very shallow geological environment.

For this dense stockwork vein system (related to a hidden granitic cupola) of a deposit located in a regional deep E-W weakness zone (s_1, E-W), with the veins filling dominant pervasive near-vertical tension fractures to great depth, a hydrostatic pressure has to be considered. As an estimated 4-5 km of cover rock were removed by erosion (see CHAROY and NORONHA, 1996), this would imply a hydrostatic pressure about 50 MPa, which corresponds, for the above salinities, to a pressure correction of about 40ºC (POTTER II, 1977; POTTER II and BROWN, 1977; ROEDDER and BODNAR, 1980), to get trapping temperatures.

Stage III

For Stage III, the sphalerite-stannite(-group minerals) electron microprobe pairs of data (Table 10) allow the use of equations reporting dependency of Fe and Zn partitioning between sphalerite and one of the stannite-group minerals. A temperature range of 141-220ºC was obtained for coexisting sphalerite and stannite(-group minerals) from Argemela quartz veins using the equation of NEKRASOV et al. (1979), whereas that of NAKAMURA and SHIMA (1982), usually taken as more reliable (Sinclair et al. 2006), permits to calculate a temperature range of 245-297ºC (Table 10). This is slightly lower but not very dissimilar from in equilibrium sphalerite-stannite temperatures from the granite-related Changpo Sn-Cu deposit in the Dachang district, Guangxi, China (LATTANZI et al., 1989).

The use of the same NAKAMURA and SHIMA's (1982) equation also indicates that Fe-rich sphalerite formed at 256-284ºC, and Fe-poor sphalerite at 245-297ºC (Table 10). There is a slight tendency for the Fe-rich sphalerite temperature values to be among some of the highest temperature values obtained with this geothermometer. But Fe-poor sphalerite temperature values can be equally high or lower, meaning that the range of temperatures is so similar for both sphalerite varieties that inferences are difficult to draw. The same holds true for the stannite(-group minerals) of each pair, having in mind that stannite and kesterite are known to form in the same temperature

range (SPRINGER, 1972; KISSIN, 1989).

However, in general the mole-% FeS in sphalerite is, at a given temperature, only a function of a_{FeS}, inversely related to aS_2 (SCOTT and KISSIN, 1973; DEER et al., 1992), what is confirmed by the SHIMIZU and SHIKAZONO's (1985) temperature-log aS_2 ($-X_{Fe}^{sp}$) diagram. This would imply that Fe-poor sphalerite formed at a higher aS_2 than Fe-rich sphalerite, though at an equivalent temperature (see Depositional conditions).

Based on the chlorite microprobe data (Table 9), the use of the KRANIDIOTIS and MACLEAN's (1987) geothermomether, that takes into account not only Al^{IV} but also Fe and Mg cationic proportions, enables to determine a formation temperature range of 166-187ºC for the chlorite (I?).

Depositional conditions

As indicated from the textural relationship (Table 2), amblygonite-montebrasite was undoubtedly the first mineral to deposit in the Sn-Li quartz veins. Unlike the commonly known formation temperatures of amblygonite-montebrasite in pegmatites (over a temperature range of 500-700ºC; SHIGLEY and BROWN, JR., 1985), not much is known on the formation temperature of amblygonite-montebrasite in hydrothermal veins. All that can be stated for the case of Argemela quartz veins is that amblygonite-montebrasite formed earlier than quartz (Table 2), as the system was cooling from deposition of initial amblygonite-montebrasite to later quartz, cassiterite and other minerals for which T_h and trapping temperatures were determined. This shift from amblygonite-montebrasite (Stage I) to quartz, cassiterte and the other Stage II minerals deposition might correspond to a switch from an alkaline pulse to an acidic pulse in the magmatic(-hydrothermal) fluids (oral communication from JOHN WALSHE, CSIRO-Australia, 2017).

Given the overall homogenisation temperatures, for quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite, in the 290-360ºC range and the deduced pressure correction of 40ºC, this results in an estimated granitic cupola-related hydrothermal mineralisation mean temperature of »350ºC in a hydrostatic system at a fluid pressure of 50 MPa, common in other granite-related tin deposits (WRIGHT and KWAK, 1989; REN et al., 1995). Additionally, as the depositional fluid had an overall salinity of 7.2-19.1 wt % NaCl equiv. (1.61- 4.04 m NaCl solution), calculation of the corresponding total a_{Cl^-} of 0.19 - 0.33 m at 350ºC sustains an intermediate value for a_{Cl^-} of 0.25 m as a good estimate.

For such a fluid, under prevailing acidic conditions since early deposition, as the early genesis of "sericite" (white mica I) and chlorite I (Table 2) testify (see HEINRICH and EADINGTON, 1986), the dominant Sn complexes would be the Sn chloride complexes, (HEINRICH, 1990; TAYLOR and WALL, 1993). Actually, though rare fluorite postdated cassiterite during deposition (Table 2), the widespread abundant amblygonite-montebrasite deposited earlier than cassiterite in the quartz Sn veins, and its buffering effect implies that fluoride could not have significantly influenced Sn solubility immediately prior to and during cassiterite deposition. Under these conditions, the dominant Sn complex, at quite reducing conditions, in between the quartz-fayalite-magnetite (QFM) and the Ni-NiO (NNO) buffers (close to the latter), is dis-

puted between $SnCl_2^o$ and $SnCl_3^+$ (and even $SnCl^+$) for different authors (EADINGTON and GIBLIN, 1979; PATTERSON et al., 1981; EADINGTON, 1983; JACKSON and HELGESON, 1985a; PABALAN, 1986; DUBESSY et al., 1987; WILSON and EUGSTER, 1990; LEHMANN, 1990; TAYLOR and WALL, 1993; MÜLLER and SEWARD, 2001; MIGDISOV and WILLIAMS-JONES, 2005). Anyway, they are the two predominant transporting Sn complexes under the mentioned conditions (JACKSON and HELGESON, 1985a; MÜLLER and SEWARD, 2001), including an a_{Cl^-} of 0.25 m and a temperature of 350ºC.

Under these conditions and assuming an activity of ∑S of 0.01 m (estimated from: BARNES, 1979; POLYA, 1989), thermodynamic calculations enabled to build a fO_2-pH diagram relative to the system Sn-S-O, superimposed on the system Fe-S-O, and taking into account the sulfur-containing aqueous species. Boundaries for the Sn oxide and sulphide phases and the Fe oxide and sulphide phases, plus sulphur aqueous species, are plotted in Figure 10, together with solubility contours for the sum of activities of $SnCl_2^o$ and $SnCl_3^+$ representing total Sn solubility. Cassiterite would have precipitated according to the deposition arrow (Fig. 10), from hydrothermal solutions about 350ºC with an activity of 10^{-4} to 10^{-3} m Sn, corresponding to a concentration of roughly 10-100 ppm Sn in solution, at a pH of 3.5-4 and an oxygen fugacity of 10^{-34} to 10^{-32} atm. The depositional conditions are consistent with the presence of pyrite, but not of pyrrhotite, rare in this deposit, and hardly of haematite, magnetite and simple Sn sulphides (herzenbergite, ottemanite and berndtite), all absent in Argemela (Table 2; Fig. 10)). The depositional conditions are not very dissimilar from either those of Panasqueira main ore-stage fluids (230-360ºC, 1-2 m NaCl equiv., $\Sigma S=10^{-2.5}$, pH=5-6, $fO_2=10^{-32}$ to $10^{-34.5}$; KELLY and RYE, 1979; POLYA, 1989; NORONHA et al., 1992) or of many other granite-related tin deposits formed at 350ºC (PATTERSON et al., 1981; JACKSON and HELGESON, 1985b; HEINRICH and EADINGTON, 1986; REN et al., 1995).

Therefore, cassiterite precipitation (under both rock- and fluid-buffered conditions) in Stage II in Argemela, due to the destabilisation of Sn chloride ion complexes, was caused by at least a pH increase of the hydrothermal fluid, oxidation and possible increase in a_{Cl^-}, together with cooling (and decreasing pressure), as expressed by the reaction (in this case using only one of the Sn complexes)

$$SnCl_2^o + 2H_2O = SnO_2 + 2H^+ + 2Cl^- + H_2^o$$
(HEINRICH, 1990)

as in other granite-related Sn deposits (EUGSTER and WILSON, 1985; PABALAN, 1986; HALTER et al., 1996, 1998; LINNEN, 1998; INVERNO and HUTCHINSON, 2004; WAGNER et al., 2009). As some arsenopyrite I deposited together with cassiterite (Table 2), the favoured and more specific equilibrium under fluid-buffered conditions would be expressed by

$$3SnCl_2^o + 2H_3AsO_3^o + 2FeCl_2^o + 2H_2S^o = 3SnO_2 + 2FeAsS + 10Cl^- + 10H^+ \quad (1)$$
(HEINRICH and EADINGTON, 1986)

The lower temperature of Stage III stannite (247-297ºC) relative to cassiterite deposition, as in sulphides from other granite-related Sn deposits (REN et al., 1995), suggests, together with the paragenetic se-

quence (Table 2), that stannite in Argemela deposited at a late stage of the hydrothermal system that changed from dominant Sn chloride complexes (during cassiterite deposition) to Sn ions precipitating as sulphides, as stannite, at a lower fO_2 than cassiterite (EADINGTON and GIBLIN, 1979; JACKSON and HELGESON, 1985b).

Also, the occurrence of stannite, together with pyrrhotite in quartz III veinlets transecting cassiterite grains equally suggests low sulphur fugacities (PATTERSON et al., 1981) during stannite deposition. Calculation of FeS activities based on mole-% FeS in sphalerite (1.8-2.9 and 14.2-16.9 mole-% FeS in Fe-poor and Fe-rich varieties, respectively; Table 5) yields (CRAIG and SCOTT, 1974) a_{FeS} of 0.05-0.07 and 0.34-0.39 for Fe-poor and Fe-rich sphalerite, respectively, corresponding (on using diagram in Fig. 7.7 of BARTON and SKINNER (1967)) to a fS_2 of $10^{-9.4}$ to $10^{-11.6}$ and $10^{-11.7}$ to $10^{-13.0}$ atm, respectively. This confirms former approaches in this paper, here showing that, though formed at the same temperature range, Fe-rich sphalerite known at the shallower portions of Argemela formed at a lower sulphur fugacity than Fe-poor sphalerite, from the deeper parts of the deposit. This may not be due properly to pressure, since only a few hundred meters separate the above-mentioned parts of the deposit, but to a variation in oxygen fugacity; when higher it favoured the deposition of Fe-rich sphalerite.

Ore system model

Reaction of fluid and precipitation

Mixing between an intrusion-derived fluid (magmatic condensed brine), even in a minor proportion (HEINRICH, 1990), and surrounding, low-salinity, meteoric waters played an important role in the formation of other granite-related Sn deposits (KELLY and RYE, 1979 [Panasqueira W-Sn deposit]; HEINRICH and EADINGTON, 1986; HEINRICH, 1990; REN et al., 1995; AUDÉTAT et al., 2000, 2008; MÜLLER et al., 2001; LU et al., 2003; WAGNER et al., 2009). This is unlike the Silsilah Sn deposit, Saudi Arabia, where the lack of a significant admixture of meteoric water into the system appears as one of the possible main reasons that made it not a major, but only an economically marginal Sn deposit (KAMILLI and CRISS, 1996). It should also be stressed that a H_2O-dominated fluid phase was suggested (Charoy and Noronha 1996) for the late fluid evolution associated with the Argemela hill-top modified albitic microgranite, but there is no evidence of meteoric water in the Argemela Sn-Li veins. However Fig. 9 suggests that some mixing occurred. Actually at Argemela the magmatic-hydrothermal moderate-salinity fluid (primary inclusions) could possibly result from mixing of high-salinity magmatic fluids and low-salinity magmatic fluids exsolved late in the lifetime of the magmatic-hydrothermal system; this could also explain the relative spread of salinities (7.2-19.1 wt % NaCl equiv.) obtained. Both high and low salinity magmatic fluids coexist in other tin deposits of this type, e.g. a few of the Cornwall (England) tin deposits (SHEPERD and MILLER, 1988) and of the Erzgebirge province (STEMPROK, 1984).

The relatively low Sn and Li grade of the veins might be, on the other hand, not due to a complete (but only incomplete) fluid-buffered cooling of the magmatic fluid (in isolation from host rock), and also to its partial

rock-buffered cooling (in equilibrium with host rock) [HEINRICH, 1990]. This is consistent with the abundance in Argemela Sn-Li quartz veins of arsenopyrite I deposited together with cassiterite (Table 2) through the dominant reaction (1) versus the relatively more widespread arsenopyrite II (following pyrite), characteristic of fluid-buffered versus rock-buffered (near the Ni-NiO buffer) cooling paths, respectively. These paths would be under lower (below the Ni-NiO buffer) and higher oxygen fugacities (near the same buffer), respectively (HEINRICH and EADINGTON, 1986). The rare pyrrhotite in Argemela quartz Sn-Li veins is also explained by the higher oxygen fugacity of a rock-buffered cooling path favouring deposition of pyrite, relatively more abundant in the veins, as the Fe sulphide.

The rock-buffered component of the cooling process would also explain the relatively high Sn and Li contents from disseminations in the host rocks to the Sn-Li veins. Lower Sn grades are known to be concentrated in the ore shoots (Sn-Li quartz veins in this case) when this process prevails (HEINRICH, 1990). This may explain why in Argemela a large amount of fluid escaped from the inferred granitic cupola, as the persistent Sn and Li concentrations from rock analyses in the overall system testimony, but not much high grade mineralisation was produced.

Source of metal rich fluid and intrusion age

Either a differentiate of the Variscan late- to post-tectonic, either two-mica or biotite granites Covilhã batholith or an inferred granitic body at depth at Argemela (CHAROY and NORONHA, 1996) intruded into the Xistos das Beiras succession. The latter hypothesis is more probable due to the K-Ar age of the modified hill-top albitic microgranite, 303±6 Ma, confining it to the mid period of the Variscan late- to post-tectonic granites interval age. As there was a time span to modify the hill-top albitic microgranite, that explains why the albitic microgranite dykes related to the hidden granite are internally strongly deformed, before the elsewhere emplacement of the Variscan post-tectonic granites, commonly at 299-290 Ma [U-Pb] (DIAS et al., 2006).

Albitic microgranite dykes are associated with the inferred granite cupola at depth. If these dykes represent a trace of the hidden granite, then this is an evolved metallogenetically specialised granitic rock, carrying cassiterite and amblygonite-montebrasite among other minerals.

At Argemela, the main mineralogical and chemical characteristics of the hidden granite, as represented by its albitic microgranite dykes, can be explained by a strong fractionation of a Sn-, F- and Li-rich magma and associated fluid phases. As an additional source of the metal rich fluid, some pre-concentration of at least very fine cassiterite in the Xistos das Beiras shales was described by INVERNO and RIBEIRO (1980) that admitted that it could also have been involved/remobilised by the hidden granite intrusion of late tectonic Variscan age.

The extreme fractionation of a F-, Li-, P- and other volatiles-rich granitic magma would be responsible for the development of the second paragenesis (albite, ambligonite-montebrasite then lepidolite) with chemical pegmatitic affinities imprinted on the earlier hill-top albitic microgranite (albite, muscovite) (CHAROY and NORONHA, 1996). However, no true (complex) pegmatites

formed possibly because depth was insufficient. CHAROY and NORONHA (1996) suggest a pressure somewhat above 150 MPa during the formation of the second paragenesis of the hill-top modified albitic microgranite, which is low as compared to those of LCT pegmatites development (~200-400 MPa; CERNÝ, 1991b).

The dense hydrothermal Sn-Li quartz vein system postdated the albitic microgranite dykes and probably also the second paragenesis of the hill-top modified albitic microgranite. The Sn-Li quartz veins are claimed by CHAROY and NORONHA (1996) as not being genetically linked to the hill-top modified microgranite, in consonance with RIBEIRO et al. (1974) and INVERNO and RIBEIRO (1980), but in both cases probably related to a common parental intrusion at depth (CHAROY and NORONHA, 1996). In any case the overall system was very enriched in F, P and Li (also reflected in the extent of the metassomatically induced Li in the Beira Slates away from the deposit) and, under those circumstances, when Sn-Li veins started to develop, amblygonite-montebrasite was the first mineral to deposit, even before and at a higher temperature than quartz and cassiterite; the last depositing from Cl-rich mineralising fluids. This may explain why the Argemela hydrothermal quartz tin veins are so enriched in amblygonite-montebrasite, a mineral commonly known from complex pegmatites.

In general terms, from an overall granite melt, F and Li were extracted at the magmatic stage and the onset of the high temperature postmagmatic hydrothermal stage and Sn was extracted subsequently, altogether in a modelling way in this respect similar to the development in the Beauvoir granite in France (CUNEY et al., 1992). The hidden granite (and its melt) responsible for the Sn-Li vein swarm were the source of F, Li, P (and most Sn), contrasting that of Panasqueira where B had a major role (CHAROY and NORONHA, 1996), as evidenced by the widespread tourmaline deposited in the Panasqueira W-Sn-Cu quartz veins and enclosing slates (KELLY and RYE, 1979), clearly more abundant than in the Argemela Sn-Li quartz veins and wall rocks. This implies different fluids produced at the end of crystallisation of (or slightly after) the Argemela granitic magma compared to the Panasqueira one (CHAROY and NORONHA, 1996).

Evolution, deformation and structure focusing

The Xistos das Beiras were deformed first by the Sardian phase of the Caledonian orogeny and later by the main deformation phase (D_1) of the Variscan orogeny with development of a NW-SE-striking slaty cleavage and in association with low pressure regional metamorphism. In late- to post-orogenic (relative to D_3) Variscan time there was emplacement of a granite cupola and its albitic microgranite dykes, having the granite thermally metamorphosed the Xistos das Beiras rocks.

The albitic microgranite dykes emerging from the hidden granite contain a faint (micro)veinlet generation of quartz-white mica-sulphides±amblygonite-montebrasite. These dykes as well as other dykes (microgabbro and quartz-monzonite to lamprophyre) in the area were internally deformed by the Variscan late tectonic pulses. A local evolution of the albitic microgranite dykes occurred in the current Argemela hill top where the paragenesis (quartz-albite-

white mica) of one or more of these dikes was overprinted, due to volatile and rare-element (Li, F, P, Rb, Cs, Be, Sn, Nb, Ta, etc.) fluids emerging from the granite, by a second paragenesis containing quartz, albite, lepidolite, amblygonite-montebrasite, cassiterite and other minerals. This second paragenesis (aged 303±6 Ma; K-Ar) has the mineralogical and chemical characteristics, but not the granularity of rare-element pegmatites (CHAROY and NORONHA, 1996; INVERNO, 1998).

The emplacement of the hidden granite cupola led to the opening in the overlying slates of abundant dominant radial fractures (and minor more concentric shear fractures) that together with regional E-W tension fractures made the system change from lithostatic to hydrostatic pressure conditions. A dense network of both types of fractures was infilled by the quartz Sn-Li veins, with early deposition of amblygonite-montebrasite, followed by quartz, cassiterite and white mica, and stannite and sulphides later on. This overall deposition, on one hand probably succeeded shortly the timing of formation of the second paragenesis of the hill top modified microgranite and on the other hand occurred later than the aforementioned internal microveinlet generation of the albitic microgranite dykes, which were crosscut, as well as the slates, by the quartz Sn-Li veins. In Variscan post-tectonic times a system of NNE-SSW to ENE-WSW extensive wrench faults displaced all dykes in the area, the hill-top modified albitic microgranite, and also the Sn-Li quartz veins.

With the exception of the "pegmatoidal" second paragenesis of the hill top modified albitic microgranite and the abundance of amblygonite-montebrasite in the Sn-Li quartz veins, the general lithologic-tectonic-magmatic-hydrothermal evolution of the Argemela area and deposit is in general terms not very dissimilar from that of the Panasqueira deposit (THADEU, 1951; KELLY, 1977; KELLY and RYE, 1979).

The uniqueness of Argemela Sn-Li quartz veins

Other than in LCT pegmatites, lithium is also enriched in hydrothermal quartz veins associated with leucogranites in the central parts of the Central Iberian Zone such as Golpejas, Valdeflores and Barquilla in Spain and Massueime in Portugal, the Li mineral being montebrasite and with cassiterite and Nb-Ta oxides commonly present (RODA-ROBLES et al., 2016). But, among these hydrothermal quartz veins, what is striking in Argemela is that these veins are equally enriched in Sn and Li there.

Together with other hydrothermal quartz-montebrasite veins in Central Iberian Zone, the Argemela Sn-Li quartz veins show lower degrees of fractionation than Li-rich (LCT) pegmatites in the region and were formed in a later hydrothermal stage (RODA-ROBLES et al., 2016).

According to CERNÝ and ERCIT (2005), the crystallisation of montebrasite requires a high μPFO_2. The high concentrations of P could be explained by the fractionation of P as an incompatible element from peraluminous perphosphorous melts. The fact that mafic components in the original melt were scarce would not favour the formation of Fe-Mn phosphates, but would instead enrich P in the melt from which montebrasite crystallised (RODA-ROBLES et al., 2016), as in Argemela Sn-Li quartz veins.

CONCLUSIONS

Research on a rather unusual hydrothermal stockwork vein assemblage, with dominant quartz and amblygonite-montebrasite, together with cassiterite, stannite and white mica in Argemela Sn-Li deposit, hosted in Cambrian flysch rocks, overlying and related to a hidden granitic cupola, yielded salinities and homogenisation temperature ranges of 7.2-19.1 wt % NaCl equiv. and 290-360ºC for primary aqueous fluid inclusions in quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite (Stage II). Considering pressure correction, a mean temperature of 350ºC at a fluid pressure of 50 MPa was set for the depositional hydrothermal fluids after early formation of amblygonite-montebrasite at a higher temperature (Stage I).

Minor and trace elemental concentrations of its quartz vein cassiterite, with high values of Nb, Fe and Ti and low/negligible values of Sb, Zn, As, Ag and Bi are typical of hydrothermal quartz-cassiterite veins of granitic affiliation. Deposition of cassiterite would have occurred due to probable admixture of high salinity and low salinity magmatic-hydrothermal fluids, from Sn chloride complexes, with a calculated a_{Cl^-}=0.25 m, at a fO_2 of 10^{-34} to 10^{-32} atm and a pH of 3.5 to 4. Mechanisms of cassiterite deposition were mixing, oxidation, neutralisation, possible increase in a_{Cl^-}, together with cooling (and decreasing pressure).

Subsequent deposition (Stage III) in the same veins of coexisting and in equilibrium sphalerite and stannite(-group minerals) occurred at 245-297ºC. Sphalerite mole-% FeS enables to calculate a higher fS_2 for formation of Fe-poor sphalerite (plus kesterite/ferrokesterite) from intermediate and lower parts of the deposit than that of Fe-rich sphalerite (plus stannite) from the upper part of the deposit, the latter probably formed at a higher fO_2.

The continuity of this unusual granite-related, high-tonnage, low-grade Sn-Li Argemela deposit from 650 m high to 0 m subsoil elevation and the persistence of Sn and Li grades throughout indicates that it may have the size of a porphyry-type deposit, though unequivocally of a different genetic type. The unusual high abundance of amblygonite-montebrasite, not common in other hydrothermal quartz tin veins may be due to an extreme fractionated F-, Li- and P-rich granitic magma leading to the emplacement of the (hidden) granite and its albitic microgranite dykes. An emerging pegmatitic fluid was unable, possibly due to insufficient depth, to form pegmatites, but only modified an albitic microgranite on the Argemela hill top, developing a volatile-rich second paragenesis. In any case and as a consequence, the system, where mixing between high- and low-salinity magmatic fluids probably occurred, remained very enriched in F, Li and P and when the succeeding hydrothermal stockwork developed amblygonite-montebrasite was the first mineral to deposit abundantly before quartz-cassiterite stage deposition in those Argemela Sn-Li quartz veins.

Acknowledgements

Delfim de Carvalho, António Ribeiro and Luís Viegas, all from Portuguese government agencies, are thanked for guiding early studies of this deposit. T. James Reynolds (FLUID INC., Denver) is acknowledged for guidance in a few fluid inclusion work problems. We are grateful to Alexandra Barreiro (LNEG) for laboratory facilities. Though

partly disagreeing with him, we thank Fernando Noronha (Univ. Porto) for his criticisms on the Argemela study matters. Daniel de Oliveira (LNEG) is thanked for improving the English. The authors thank the Boards of Directors from LNEG and BTWP for allowing the publication of this paper.

ORCID

Carlos Inverno https://orcid.org/0000-0002-0806-5330

REFERENCES

ANTUNES, I.M.H.R., NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. and SILVA, P.B. (2010). Mineralogy of Li-bearing granitic aplite-pegmatite veins from Segura. In: Neiva, J.M.C., Ribeiro, A., Victor, M., Noronha, F. and Ramalho M., eds., *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História*. Associação Portuguesa de Geólogos – Sociedade Geológica de Portugal, v. I, cap. 1 (Cristalografia e Mineralogia), p. 3-14.

AUDÉTAT, A., GÜNTHER, D. and HEINRICH, C.A. (2000). Causes for large-scale metal zoning around mineralized plutons: Fluid inclusion LA-ICP-MS evidence for the Mole Granite, Australia. *Economic Geology*, 95:1563-1581.

AUDÉTAT, A., PETTKE, T., HEINRICH, C.A. and BODNAR, R.J. (2008). The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions, *Economic Geology*, 103:877-908.

AZEVEDO, M.R., AGUADO, B.V., NOLAN, J., MARTINS, M.E. and MEDINA, J. (2005). Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia: the Beiras massif. *Journal of the Virtual Explorer (electronic edition)*, 19:1-17.

BAILEY, S.W. (1980). Summary of recommendations of the AIPEA Nomenclature Committee. *Canadian Mineralogist*, 18:143-150.

BARNES, H.L. (1979). Solubilities of ore minerals. In: Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed. New York (NY), John Wiley & Sons, p. 404-460.

BARTON, P.B., JR. and SKINNER, S.D. (1967). Sulfide mineral stabilities. In: Barnes. H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 1st ed. New York (NY), Holt, Rinehart and Winston Inc., p. 236-333.

BAUMANN, L. (1970). Tin deposits of the Erzgebirge. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions, section B*, 79:68-75.

BAYLISS, P. (1975). Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13:178-180.

BODNAR, R.J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:683-684.

BODNAR, R.J. (2003). Introduction to fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D., eds., *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* 32, p 1-8.

BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J. and KUEHN, C.A. (1985). Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 2:73-97.

BUSSINK, R.W. (1984). Geochemistry of the Panasqueira tungsten-tin deposit. *Geologica Ultraiectina*, 33, 170 p.

CARVALHO, D. (1977). Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 23(3-4):91-103.

CERNÁ, I., CERNÝ, P. and FERGUSON, R.B. (1972). The Tanco pegmatite at Bernie Lake, Manitoba. III. Amblygonite-montebrasite. *Canadian Mineralogist,* 11:643-659.

CERNÝ, P. (1991a). Rare-element granitic pegmatites – Part II: Regional and global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18(2):68-81.

CERNÝ, P. (1991b). Rare-element granitic pegmatites – Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18(2):49-67.

CERNÝ, P. and ERCIT, T.S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43:2005-2026.

CHAROY, B. and NORONHA, F. (1996). Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology*, 37:73-94.

CONDE, L. and SANTARÉM, R. (1976). Exemplo de aplicação geológica de imagens de teledetecção de Portugal. *Seminário sobre a Detecção Remota e sua aplicação ao estudo dos recursos naturais e às actividades do homem*. Lisboa, Dez. 1976, Documento 18, 7 p. [1 Mapa anexo].

COX, D.P. and SINGER, D.A., eds. (1986). Mineral deposit models. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1693, 379 p.

CRAIG, J.R. and SCOTT, S.D. (1974). *Sulfide phase equilibria*. *Mineralogical Society of America Short Course Notes*, 1, p. CS1-CS10.

CUNEY, M., MARIGNAC, C. and WEISBROD, A. (1992). The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France): The disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. *Economic Geology*, 87:1766-1794.

DE CARVALHO, C.N. and HAMILTON, T.G. (2017). Notas sobre a ocorrência excepcional de turquesas (fosfato hidratado de cobre e alumínio) no Cabeço da Argemela (Fundão/Covilhã). AÇAFA (Associação de Estudos do Alto Tejo) On Line nr. 12. www.altotejo.org

DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*, 2nd ed., Essex (UK), Longman, 696 p.

DIAS, G., SIMÕES, P.P. and MENDES, A.C. (2006). Instalação de rochas graníticas variscas na ZCI: geocronologia e sequências tipológicas. *VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz (Évora), Univ. Évora, Livro de Resumos* , vol. III, p. 1227-1229; English abstract.

DIAS, R., MOREIRA, N., RIBEIRO, A. and BASILE, C. (2017). Late Variscan deformation in the Iberian Peninsula; a late feature in the Laurentia-Gondwana dextral collision. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2): 549-597.

DIAS, R., RIBEIRO, A., ROMÃO, J., COKE, C. and MOREIRA, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides: constraints and genetic models. *Tectonophysics*, 681: 170-194.

DUBESSY, J., RAMBOZ, C., NGUYEN-TRUNG, C., CATHELINEAU, M., CHAROY, B., CUNEY, M., LEROY, J., POTY, B. and WEISBROD, A. (1987). Physical and chemical controls (fO_2, T, pH) of the opposite behaviour of U and

Sn-W as exemplified by hydrothermal deposits in France and Great-Britain, and solubility data. *Bulletin de Minéralogie*, 110: 261-281.

DUDYKINA, A.S. (1959). Paragenetic associations of trace elements in cassiterites of various types of tin deposits. *Moscow, Akademiya Nauk USSR, Trudy Instituta Geologii Rudnykh Mestorozhdeniyi, Petrografii, Mineralogii I Geokhimii*, 28: 111-121. Russian; English abstract in *Mineralogical Abstracts*, 1961, v. 15, p. 105.

EADINGTON, P.J. (1983). Calculated solubilities of cassiterite in high temperature hydrothermal brines, and some applications to mineralization in granitic rocks and skarns. In: Somiya, S., ed., *Proceedings of 1st International Symposium on Hydrothermal Reactions*, March 1982, Tokyo, Japan, Association for Science Documents, Tokyo Institute of Technology, p. 335-345.

EADINGTON, P.J. and GIBLIN, A. (1979). Alteration minerals and the precipitation of tin in granitic rocks. *CSIRO, Institute of Earth Resources, Division of Mineralogy, Sydney, Australia, Technical Communication*, 68:1-31.

ECKSTRAND, O.R. (1984). Canadian mineral deposit types: A geological synopsis. Geological Survey of Canada. *Economic Geology Report*, 36:53-54.

EUGSTER, H.P. and WILSON, G.A. (1985). Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal systems associated with granites. In: Halls, C. ed., *Proceedings of the Institution of Mining and Metallurgy "High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis" Conference*, St. Austell, Sept. 1985, Cornwall (UK). Institution of Mining and Metallurgy, London (UK), p. 87-95.

FERRAZ, P. (2007). *3º Relatório de actividades (para a DGEG) do contrato de prospecção e pesquisa de Sn-W-Li-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-pirites para a área da Argemela da Beralt Tin and Wolfram Portugal (BTWP)*. Covilhã (Portugal), BTWP, Ag. 2007, 22 p. [3 Anexos].

FERRAZ, P. (2008a). *4º Relatório de actividades (para a DGEG) do contrato de prospecção e pesquisa de Sn-W-Li-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-pirites para a área da Argemela da Beralt Tin and Wolfram Portugal (BTWP)*. Covilhã (Portugal), BTWP, Fev. 2008, 16 p. [3 Anexos].

FERRAZ, P. (2008b). *5º Relatório de actividades (para a DGEG) do contrato de prospecção e pesquisa de Sn-W-Li-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-pirites para a área da Argemela da Beralt Tin and Wolfram Portugal (BTWP)*. Covilhã (Portugal), BTWP, Ag. 2008, 17 p. [1 Anexo].

FERRAZ, P., RODRIGUES, B.C., OLIVEIRA, A. and RAMOS, J.F. (2010). Resultados da campanha de prospecção do jazigo de Sn-Li de Argemela. *Livro de Resumos (Abstracts Book) do VII Congresso Nacional de Geologia, Univ. Minho, Braga, Portugal*, p. XIII-3; e ainda *e-Terra (Geosciences On-line Journal)*, 20(5):1-4; English abstract.

GASPAR, L.M.G.G. (1991). *Alguns aspectos mineralógicos e texturais de filões fosfatados (Argemela, Fundão)*. Lisboa, Faculdade Ciências, Univ. Lisboa, monografia interna, 29 p.

GEOLOGICAL MAP OF PORTUGAL (CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL), escala 1:1 000 000 (2010). Alfragide (Portugal), Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG).

GOLDSTEIN, R.H. and REYNOLDS, T.J. (1994). *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Tulsa (Oklahoma): Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course No. 31*, 314 p.

GROAT, L.A., CHAKOUMAKOS, B.C., BROUWER, D.H., HOFFMAN, C.M., FYFE, C.A., MORELL, H., and SCHULTZ, A.J. (2003). The amblygonite ($LiAlPO_4F$)-montebrasite ($LiAlPO_4OH$) solid solution: A combined powder and single-crystal neutron diffraction and solid-state ^6Li MAS, CP MAS, and REDOR NMR study. *American Mineralogist*, 88:195-210.

HAAPALA, I. and KINNUNEN, K. (1979). Fluid inclusions in cassiterite and beryl in greisen veins in the Eurajoki Stock, Southwestern Finland. *Economic Geology*, 74:1231-1238.

HALL, M.R. and RIBBE, P.H. (1971). An electrode microprobe study of luminescence centers in cassiterite. *American Mineralogist*, 56: 31-45.

HALTER, W.E., WILLIAMS-JONES, A.E. and KONTAK, D.J. (1996). The role of greisenization in cassiterite precipitation at the East Kemptville tin deposit, Nova Scotia. *Economic Geology*, 91:368-385.

HALTER, W.E., WILLIAMS-JONES, A.E. and KONTAK, D.J. (1998). Origin and evolution of the greisenizing fluid at the East Kemptville tin deposit, Nova Scotia, Canada. *Economic Geology*, 93:1026-1051.

HEINRICH, C.A. (1990). The chemistry of tin(-tungsten) ore deposition. *Economic Geology*, 85:457-481.

HEINRICH, C.A. and EADINGTON (1986). Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite, base metal sulfide deposits. *Economic Geology*, 81:511-529.

HOSKING, K.F.G. (1959). A geochemical reconnaissance survey at Minas da Argemela, Portugal: *Camborne School of Mines Magazine*, 59:5-10.

HU SHOUXI, SUN MINGZI, YAN ZHENGFU, XU JINFANG, CAO XIAOYUN and YE YING (1982). An important metallogenetic model for W, Sn and rare granitophile element ore deposits related to metasomatically altered granites. In: Xu Keqin and Tu Guangchi, eds., *Proceedings of International Symposium on "Geology of granites and their metallogenetic relations", Nanjing, 1982*. Beijing (China), Science Press, p. 519-537.

INVERNO, C. (1980). *Estudo geológico-estrutural e sondagens nas Minas da Argemela*. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, relatório interno, 17 p. [15 Anexos].

INVERNO, C. and RIBEIRO M.L. (1980). Fracturação e cortejo filoniano nas Minas da Argemela. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 66:185-193; English abstract.

INVERNO, C.M.C. (1998). Comments on the new findings on the geology, geochemistry and mineralization of Argemela. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 85:73-79.

INVERNO, C.M.C., FERRAZ, P.J.V. and MOREIRA, M.E. (2009). Argemela, a high-tonnage Sn-Li deposit in Central Portugal. *Abstracts with Programs of the Geological Society of America Annual Meeting*, Portland (Oregon), Oct. 2009. 41(7), p. 680.

INVERNO, C.M.C. and HUTCHINSON, R.W. (2004). The endogranitic tin zone,

Mount Pleasant, New Brunswick, Canada and its metallogenesis. *Applied Earth Science*, 113:261-288.

INVERNO, C.M.C. and HUTCHINSON, R.W. (2006). Petrochemical discrimination of evolved granitic intrusions associated with Mount Pleasant deposits, New Brunswick, Canada. *Applied Earth Science*, 115:23-39.

INVERNO, C.M.C., SOLOMON, M., BARTON, M.D. and FODEN, J. (2008). The Cu stockwork and massive sulfide of the Feitais volcanic-hosted massive sulfide deposit, Aljustrel, Iberian Pyrite Belt, Portugal: A mineralogical, fluid inclusion, and isotopic investigation. *Economic Geology*, 103:241-267.

JACKSON, K.J. and HELGESON, H.C. (1985a). Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: I. Calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49:1-22.

JACKSON, K.J. and HELGESON, H.C. (1985b). Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: II. Interpretation of phase relations in the Southeast Asian Tin Belt. *Economic Geology*, 80:1365-1378.

JONES, W.R. (1972). *General geology and the mineralization at Argimela. Appendix in: Streets CG, Minas da Argemela, Portugal*. Covilhã (Portugal), Beralt Tin and Wolfram, relatório interno, 3 p.

KAMILLI, R.J. and CRISS, R.E. (1996). Genesis of the Silsilah tin deposit, Kingdom of Saudi Arabia. *Economic Geology*, 91:1414-1434.

KELLY, W.C. (1977). The relative timing of metamorphism, granite emplacement and hydrothermal ore deposition in Panasqueira district (Beira Baixa, Portugal). *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 61:239-244.

KELLY, W.C. and RYE, R.O. (1979). Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 74:1721-1819.

KISSIN, S.A. (1989). A reinvestigation of the stannite (Cu_2FeSnS_4) – kesterite (Cu_2ZnSnS_4) pseudobinary system. *Canadian Mineralogist*, 27:689-697.

KOIDE, H. and BHATTACHARJI, S. (1975). Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. *Economic Geology*, 70:781-799.

KRANIDIOTIS, P. and MACLEAN, W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82:1898-1911.

LATTANZI, P., CORAZZA, M., CORSINI, F. and TANELLI, G. (1989). Sulfide mineralogy in the polymetallic cassiterite deposits of Dachang, P. R. China. *Mineralium Deposita*, 24:141-147.

LEHMANN, B. (1990). *Metallogeny of tin*. In: Bhattacharji, S., Friedman, G.M., Neugebauer, H.J. and Seilacher, A., eds. Berlin, Springer-Verlag, *Lecture Notes in Earth Sciences*, No. 32, 211 p.

LINNEN, R.L. (1998). Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny: a comparison of western Thailand with other tin belts. *Mineralium Deposita*, 33(5):461-476.

LONDON, D. and MANNING, D.A.C. (1995). Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90:495-519.

LONDON, D., WOLF, M.B., MORGAN VI, G.B. and GARRIDO, M.G. (1999). Experimental silicate-phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Albuquerque Batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40:215-240.

LU, H.-Z., LIU YIMAO, WANG CHANGLIE, XU YOUZHI and Li HUAQIN (2003). Mineralization and fluid inclusion study of the Shizhuyuan W-Sn-Bi-Mo-F skarn deposit, Hunan province, China. *Economic Geology*, 98:955-974.

LUSK, J. and FORD, C.E. (1978). Experimental extension of the sphalerite geobarometer to 10 kbar. *American Mineralogist*. 63:516-519.

MARTINS, F.J.C.T. (2017). *Indicadores geoquímicos na prospecção de W e Sn: estudo aplicado à mina de Vale Pião, Góis*. Tese de Mestrado em Geologia Económica, Faculdade de Ciências, Univ. Lisboa, 79 p. [1 CD anexo]; English abstract.

MATERIKOV, M.P. (1977). Deposits of tin. In: Smirnov, V.I., ed., *Ore deposits of the USSR*. London (UK), Pitman Publishing, v. 3, p. 229-294.

MATEUS, A. and NORONHA, F. (2010). Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; exptressão da estruturação orogénica meso- a tardi-Varisca. In: Neiva, J.M.C., Ribeiro, A., Victor, M., Noronha, F. and Ramalho M., eds., *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História*. Associação Portuguesa de Geólogos – Sociedade Geológica de Portugal, v. II (Geologia Aplicada), cap. I (Geologia e Recursos Geológicos), p. 47-61; English abstract.

MICHAUD, J., MARCOUX, E., PICHAVANT, M., GUMIAUX, C. and GLOAGEN, E. (2017). From rare metal granite to Sn-W-Li-Nb-Ta mineralizations: results on Argemela (Central Portugal). *Goldschmidt 2017 Abstracts*.

MIGDISOV, A.A. and WILLIAMS-JONES, A.E. (2005). An experimental study of cassiterite solubility in HCl-bearing water vapour at temperatures up to 350ºC. Implications for tin ore formation. *Chemical Geology*, 217:29-40.

MÜLLER, B. and SEWARD, T.M. (2001). Spectrophotometric determination of the stability of tin(II) chloride complexes in aqueous solution up to 300ºC. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(22):4187-4199.

MÜLLER, B., FRISCHKNECHT, R., SEWARD, T.M., HEINRICH, C.A. and GALLEGOS, W.C. (2001). A fluid inclusion reconnaissance study of the Huanuni tin deposit (Bolivia), using LA-ICP-MS micro-analysis. *Mineralium Deposita*, 36:680-688.

NAKAMURA, Y. and SHIMA, H. (1982). Fe and Zn partitioning between stannite and sphalerite. *Abstracts of the Joint Meeting of the Society of Mining Geologists of Japan, the Mineralogical Society of Japan and the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, A-8.

NEIVA, A.M.R. (1996). Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist*, 34:745-768.

NEKRASOV, I.J., SOROKIN, V.I. AND OSADCHII, E.G. (1979). Fe and Zn partitioning between coexisting stannite and sphalerite and its application in geothermometry. In: Ahrens, L.H., ed., *Origin and distribution of the elements*. Pergamon Press, p. 739-742.

NIKULIN, N.N. (1969). The distribution of indium, niobium, and scandium in the cassiterites of the Khingan deposit. *Leningrad Univ., Vesta*, No. 6, *Geol. Geogr.*, No. 1, p. 81-87, and *Mineralogical Abstracts*, 20, p. 108.

NORONHA, F., DÓRIA, A., DUBESSY, J. and CHAROY, B. (1992). Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore-veins of the W-Sn deposit of Panasqueira, Central Portugal. *Mineralium Deposita*. 27:72-79.

NORONHA, F., RIBEIRO, M.A., ALMEIDA, A., DÓRIA, A., GUEDES, A., LIMA, A., MARTINS, H.C., SANT'OVAIA, H., NOGUEIRA, P., MARTINS, T. et al. (2013). Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. and Kullberg, J.C., eds., *Geologia de Portugal*. Lisboa, Escolar Editora, v. 1, 403-438.

NORRIS, D. (1962). Report on history of operations in Argemela. Covilhã (Portugal), Beralt Tin and Wolfram, relatório interno.

OOSTEROM, M.G. (1988). The geochemistry of granitoid-related tin and tungsten deposits in orogenic belts. In: Hutchison, C.S., ed., *Geology of tin deposits in Asia and the Pacific*. Berlin, Springer-Verlag, p. 187-199.

OOSTEROM, M.G., BUSSINK, R.W. and VRIEND, S.P. (1984). Lithogeochemical studies of aureoles around the Panasqueira tin-tungsten deposit, Portugal. *Mineralium Deposita*, 19:283-288.

PABALAN, R.T. (1986). *Solubility of cassiterite (SnO_2) in NaCl solutions from 200ºC - 350ºC, with geologic applications*. PhD dissertation, State College (PA), Pennsylvania State University, 141 p.

PALACHE, C., BERMAN, H. and FRONDEL, C. (1951). *The system of mineralogy*. New York (NY), John Wiley and Sons; v. 2, 1124 p.

PARRA, A.A.H.N. (1988). Jazida estanovolframítica de Vale Pião. Aspectos geológicos e cálculo preliminar de reservas. Lisboa, Serviço de Fomento Mineiro, relatório interno, 64 p. [2 Anexos].

PATTERSON, D.J., OHMOTO H.H. and SOLOMON, M. (1981). Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, Western Tasmania. *Economic Geology*, 76:393-438.

PEACOR, D.R., DUNN, P.J., ROBERTS, W.L., CAMPBELL, T.J. and SIMMONS, W.B. (1984). Sinkankasite, a new phosphate from the Barker pegmatite, South Dakota. *American Mineralogist*, 69:380-382.

POHL, W. and GÜNTHER, M.A. (1991). The origin of Kibaran (late Mid-Proterozoic) tin, tungsten and gold quartz vein deposits in Central Africa: a fluid inclusion study. *Mineralium Deposita*, 26:51-59.

POLYA, D.A. (1989). Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu(Ag)-Sn deposit, Portugal: Implications for models of ore genesis. *Economic Geology*, 84:1134-1152.

POTTER II, R.W. (1977). Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H_2O. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, 5:603-607.

POTTER II, R.W. and BROWN, D.L. (1977). Preliminary steam tables for NaCl solutions – the volumetric prop-

erties of aqueous sodium chloride solutions from 0ºC to 500ºC at pressures up to 2000 bars on a regression of available data in the literature. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1421-C, 36 p.

REN, S.K., WALSHE, J.L., PATERSON, R.G., BOTH, R.G. and ANDREW, A. (1995). Magmatic and hydrothermal history of porphyry-style deposits of the Ardlethan tin field, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 90:1620-1645.

RIBEIRO, A., CONDE, L. and CARVALHO, D. (1974). Relatório da visita às Minas da Argimela: Beja, Serviço de Fomento Mineiro (Portugal), relatório interno, 8 p.

RIBEIRO, A. and PEREIRA, E. (1982). Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 1(3):23-31; English abstract.

RODA-ROBLES, E., GIL-CRESPO, P., LIMA, A., PESQUERA, A., VIEIRA, R. and MARTINS, T. (2011). Pegmatites from the Central Iberian and Galizia-Trás-os-Montes zones (Iberian Massif) (Spain and Portugal): Characteristics and exploration significance for Li and other rare-elements, In: Martins, L.M.P., de Oliveira, D.P.S., Silva, R., Viegas, H.M.C. and Bôas, R.C.V., eds., *Valorização de pegmatitos litiníferos*. Lisboa (Portugal), DGEG/LNEG/ADI/CYTED, p. 67-68.

RODA-ROBLES, E., PESQUERA, A., GIL-CRESPO, P., VIEIRA, R., LIMA, A., GARATE-OLAVE, I., TORRES-RUIZ, J. and MARTINS, T. (2016). Geology and mineralization in the Central Iberian Zone (Spain and Portugal). *Mineralogical Magazine*, 80(1):103-126.

ROEDDER, E. (1984). *Fluid inclusions*. *Reviews in Mineralogy*, 12, 646 p.

ROEDDER, E. and BODNAR, R.J. (1980). Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 8:263-301.

ROMÃO, J., METODIEV, D., DIAS, R. and RIBEIRO, A. (2013). Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P.and Kullberg, J.C., eds., *Geology of Portugal*. Lisboa, Escolar Editora, v. 1, p. 205-257.

SANTARÉM, R. (1983). Interpretação fotogeológica da região centro de Portugal. Estruturas circulares e fracturas com base em imagens do Satélite Landsat 2. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 25(3-4):227-245; English abstract.

SANT'OVAIA, H., NOGUEIRA, P., LOPES, J.C. and GOMES, C. (2015). Building up of a nested granite intrusion: magnetic fabric, gravity modelling and fluid inclusion planes studies in Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa Morena Zone, Portugal). *Mineralogical Magazine*, 152(4):648-667.

SHCHERBA, G.N. (1970). Greisens. *International Geology Review*, 12:114-150, 239-255.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1982). Framework and mineralization of Hercynian mineralization in the Iberian Meseta. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 68(1):91-140.

SCOTT, S.D. and KISSIN, S.A. (1973). Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300ºC. *Economic Geology*, 68:475-479.

SHEPERD, T.J. and MILLER, M.F. (1988). Fluid inclusion volatiles as a guide to

tungsten deposits, southwest England: Applications to other Sn-W provinces in western Europe. In: Boissonnas, J. and Omenetto, P., eds., *Mineral deposits within the European Community*. Berlin (Germany), Springer-Verlag, p. 29-52.

SHEPERD, T.J., RANKIN, A.H. and ALDERTON, D.H.M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow (UK), Blackie & Son, 239 p.

SHEPPARD, S.M.F. (1981). Stable isotope geochemistry of fluids. *Physics Chemistry Earth*, 13-14:165-184.

SHIGLEY, J.E. and BROWN, G.E., JR. (1985). Occurrence and alteration of phosphate minerals at the Stewart Pegmatite, Pala District, San Diego County, California. *American Mineralogist*, 70:398-408.

SHIMIZU, M. and SHIKAZONO, N. (1985). Iron and zinc partitioning between coexisting stannite and sphalerite: a possible indicator of temperature and sulfur fugacity. *Mineralium Deposita*, 20:314-320.

SINCLAIR, W.D., KOOIMAN, G.J.A., MARTIN, D.A. and KJARSGAARD, I.M. (2006). Geology, geochemistry and mineralogy of indium resources at Mount Pleasant, New Brunswick, Canada. *Ore Geology Reviews*, 28:123-145.

SIORMINP (2002). Sistema de Informação de Ocorrências e Recursos Mineiros Portugueses (Coords., A. Parra e A. Filipe). Alfragide, Instituto Geológico e Mineiro: 2164 deposits.

SPRINGER, G. (1972). The pseudobinary system Cu_2FeSnS_4 - Cu_2FeSnS_4, and its mineralogical significance. *Canadian Mineralogist*, 27:689-697.

STEMPROK, M. (1984). Genetic types of tin deposits in the north-western part of the Bohemian Massif of Czechoslovakia. *Abstracts of the Chinese Academy of Geological Sciences "International Symposium on Geology of Tin Deposits", Beijing, China*, 1984, p.12-13.

STEVESON, B.G. and TAYLOR, R.G. (1973). Trace element content of some cassiterites from eastern Australia. *Proceedings Royal Society Queensland*, 84:43-54.

STREETS, C.G. (1972), Minas da Argimela, Portugal: Covilhã (Portugal), Beralt Tin and Wolfram, relatório interno, 20 p.

TAYLOR, R.G. (1979). *Geology of tin deposits*. Amsterdam: Elsevier, *Developments in Economic Geology*, v. 11, 543 p.

TAYLOR, R.G. and WALL, V.J. (1993). Cassiterite solubility, tin speciation and transport in a magmatic aqueous phase. *Economic Geology*, 88:437-469.

THADEU, D. (1951). Geology of the Panasqueira mining district. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 32:5-64.

THADEU, D. (1965). Carta Mineira de Portugal, 1:500 000 – Notícia Explicativa. Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 46 p.

WAGNER, T., MLYNARCZYK, M.S.J., WILLIAMS-JONES, A.E. and BOYCE, A.J. (2009). Stable isotope constraints on ore formation at the San Rafael tin-copper deposit, southeast Peru. *Economic Geology*, 94:223-248.

WHYTE, W.J. (1973). Minas da Argimela, Portugal: Ore reserve summary. Covilhã (Portugal), Beralt Tin and Wolfram, relatório interno, 12 p.

WILSON, G.A. and EUGSTER, H.P. (1990). Cassiterite solubility and tin speciation in supercritical chloride solutions. *Geochemical Society Special Publication* 2, p. 179-195.

WRIGHT, J.H. and KWAK, T.A.P. (1989). Tin-bearing greisens of Mount Bischoff, Northwestern Tasmania, Australia. *Economic Geology*, 84:551-574.

ZANE, A. and WEISS, Z. (1998). A procedure for classifying chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei – Academia dele Szienze Fisiche e Naturali*, s. 9, v. 9, p. 51-56.

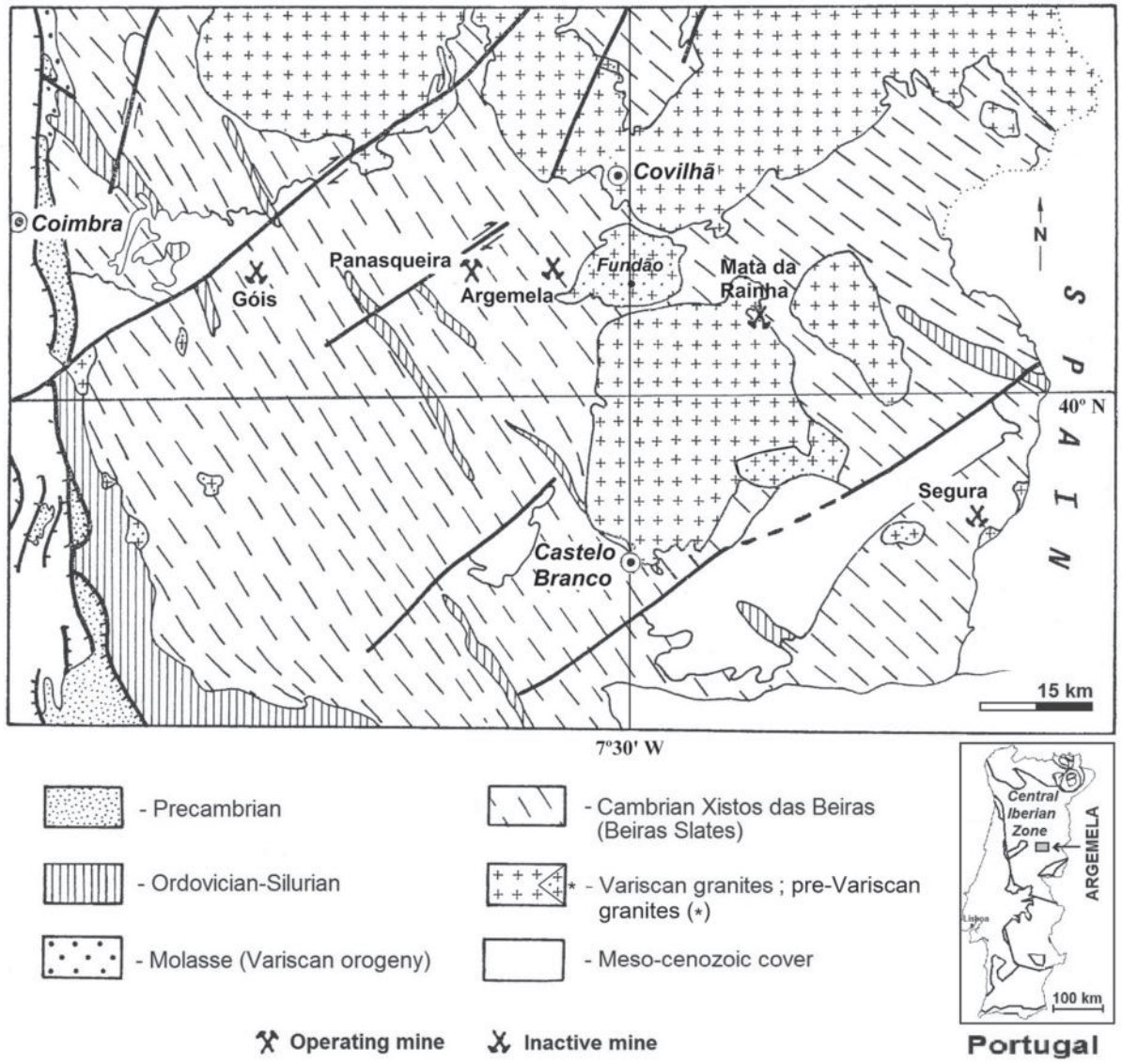


Fig. 1. Regional geology; inset with location of Argemela deposit in Portugal and within the Central Iberian Zone among the geotectonic zones (modified from INVERNO and RIBEIRO, 1980).

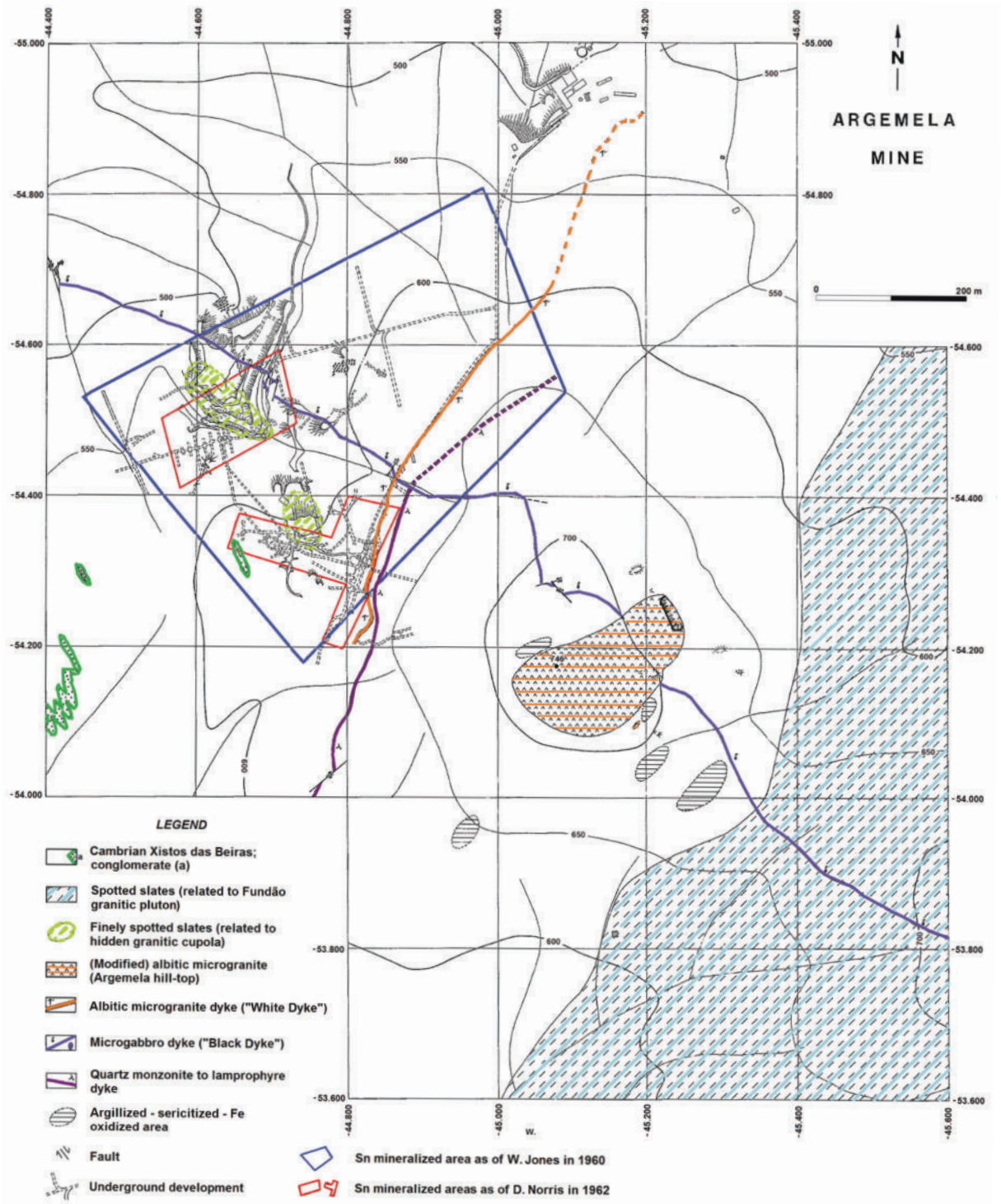


Fig. 2. Geologic surface map of Argemela deposit, reduced from a 1:2,000 scale (modified from INVERNO and RIBEIRO, 1980).

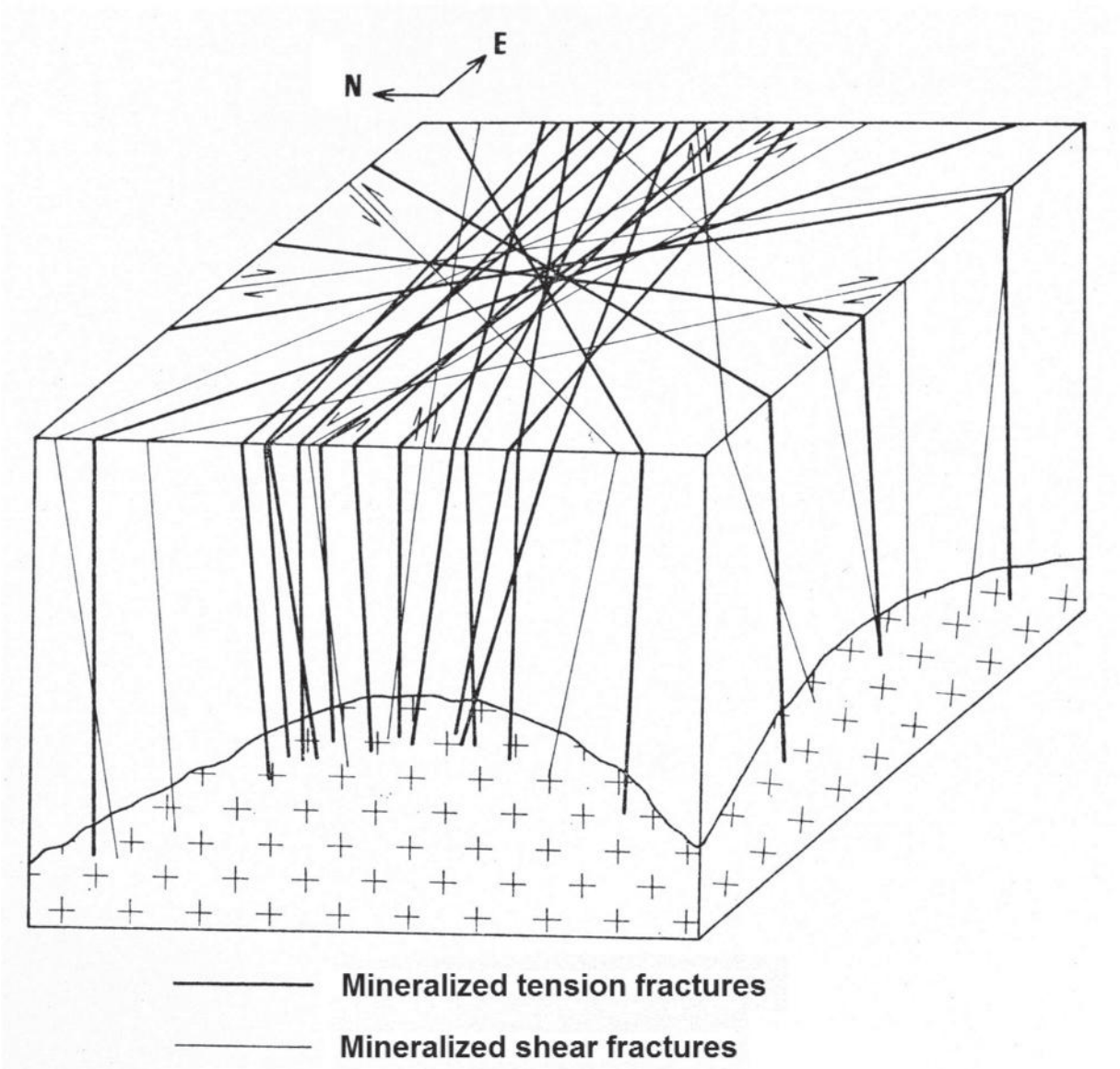


Fig. 3. Block-diagram with attitude of the different mineralised veins and a hidden granitic cupola (from INVERNO and RIBEIRO, 1980).

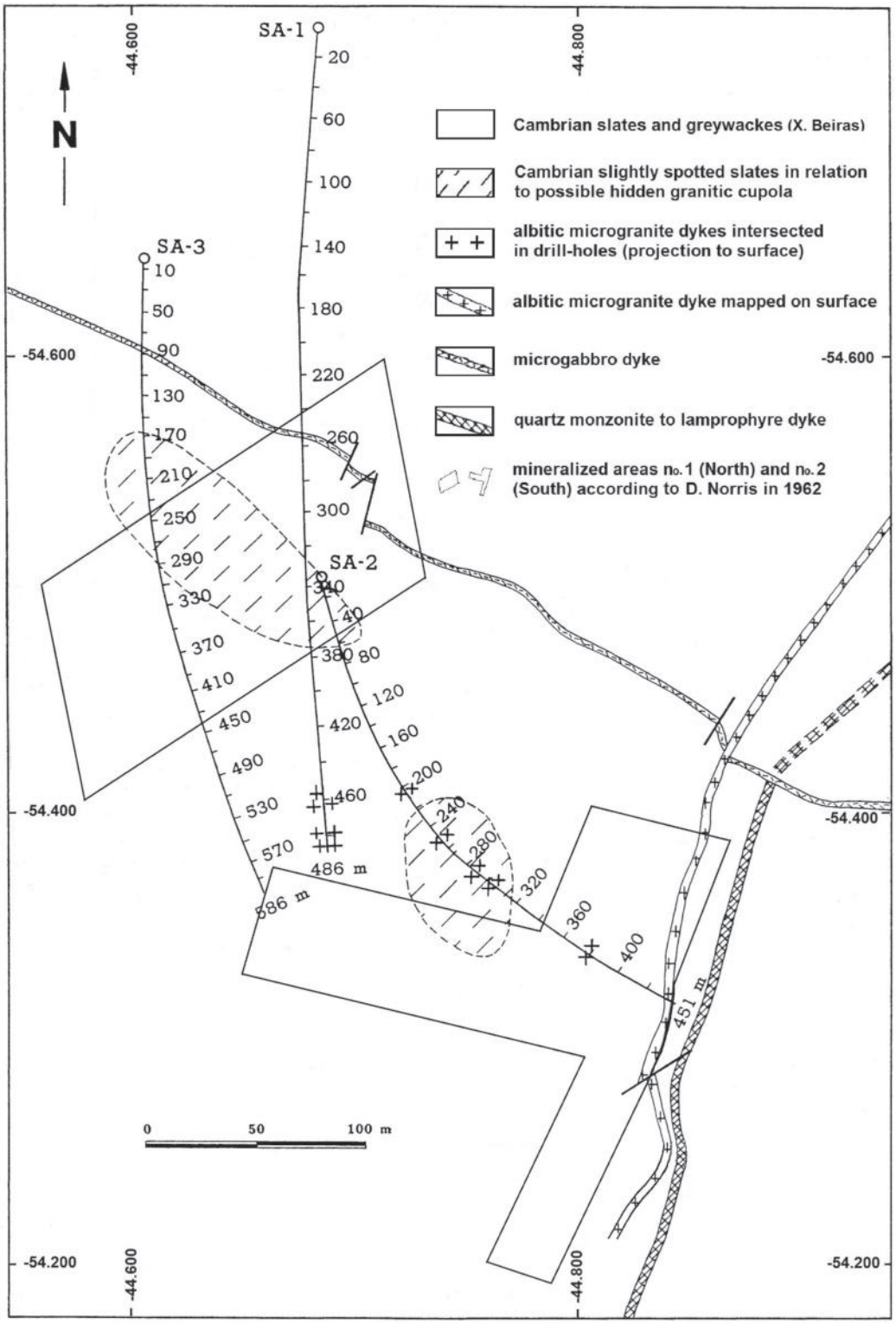


Fig. 4. Location of long, deep drill-holes in relation to slightly spotted slates and to dikes [on surface and in core, vertically projected to surface] (modified from INVERNO, 1998).

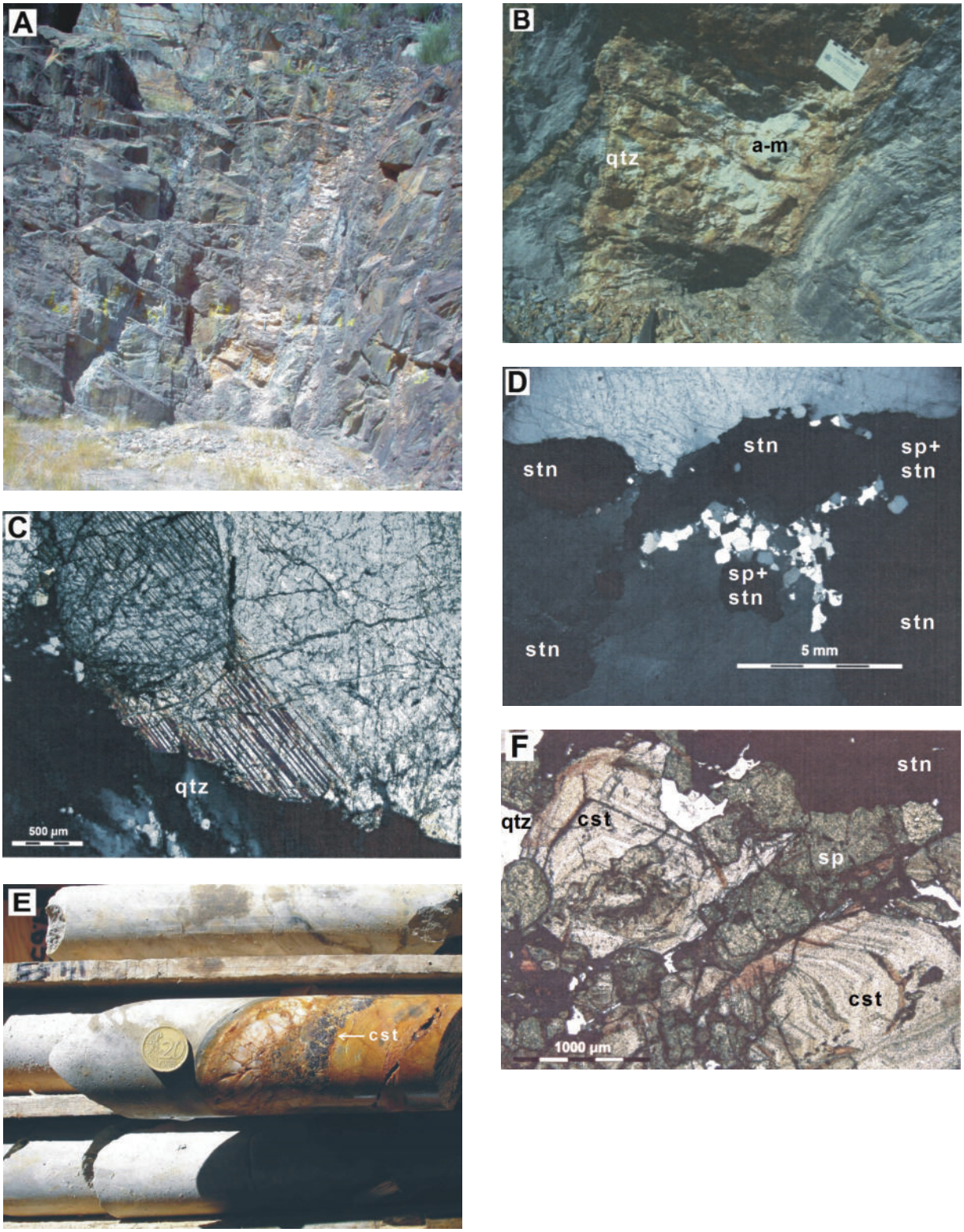
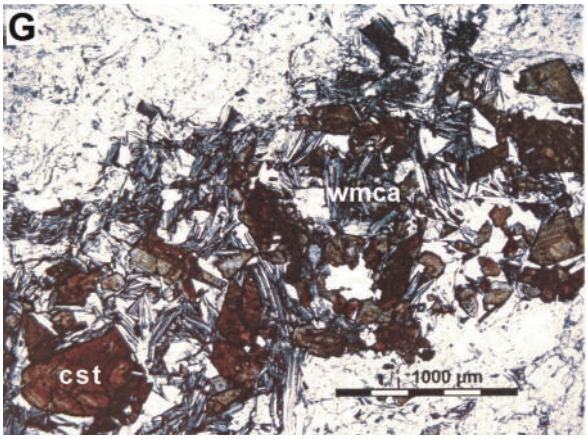
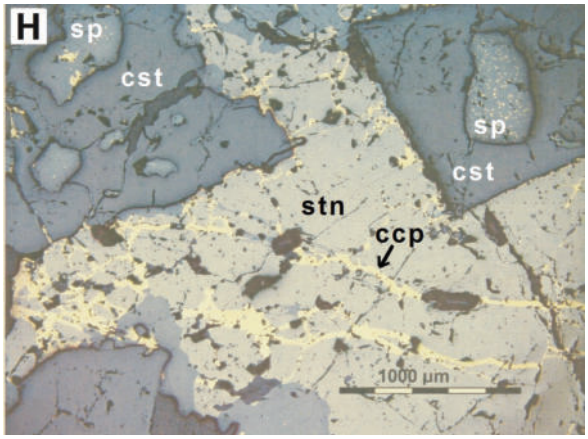
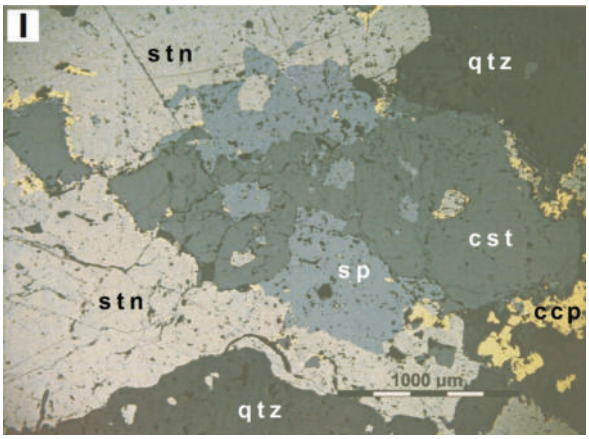
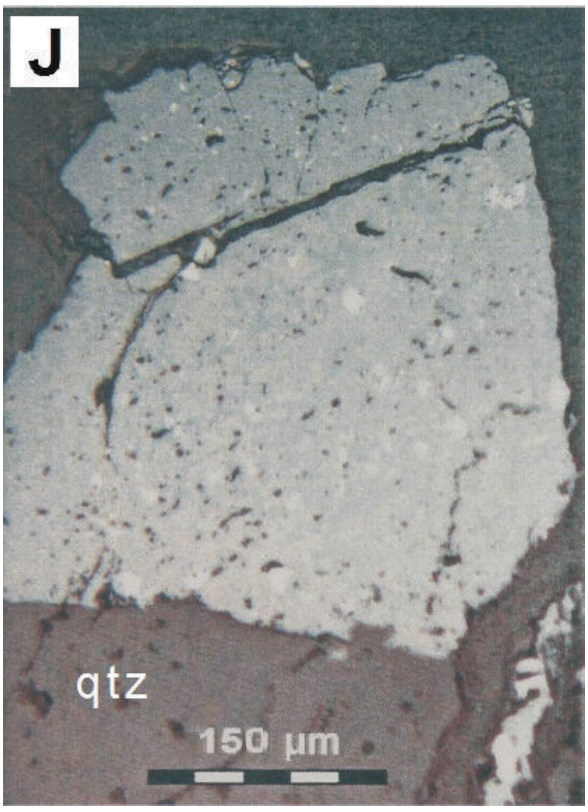


Fig. 5. Photographs of surface exposures and photomicrographs of polished thin sections of Argemela mineralised veins. (A) Stockwork mineralised veins, hosted in Cambrian slates, at open pit, from Level 1 upwards. The rock exposure is about 10 m high and the quartz veins in the central part of the lower bench have a









hammer for scale. (B) Detail of lower part of rock exposure in Figure 5A. Slate-hosted stockwork vein with quartz (qtz) and amblygonite-montebrasite (a-m) (plus supergene phosphates). (C) Amblygonite-montebrasite in contact with quartz I (qtz), that penetrates the former mineral as seen on lower right and upper left. Sample SA1-7; transmitted light (TL), crossed polars (P+). (D) Coarser quartz I, with abundant fluid inclusions and undulose extinction, and finer quartz II, with fewer fluid inclusions (both quartz I and II: light and dark grey), and adjacent to opaque minerals (in this case stannite[-group mineral] (stn) and sphalerite (sp)). Sample SA3-4; TL, P+. (E) Slate-hosted stockwork quartz vein with aggregate of cassiterite (cst) in internal vein wall. (F) Two crystals of cassiterite (cst) in quartz vein, with well-developed internal zoning, replaced by sphalerite (sp). –101– growth twins in longer cassiterite grain. Stannite[-group mineral] (stn) and quartz I (qtz) also present. Sample SA2-7a; TL. (G) White mica (wmca) – cassiterite (cst) microveinlet in albitic microgranite dyke. Sample SA1-9; TL. (H) Chalcopyrite (ccp) microveinlets in stannite[-group mineral] (stn). Also cassiterite (cst) grains replaced by sphalerite (sp) with chalcopyrite disease. Sample SA2-7a; reflected light (RL). (I) Cassiterite (cst) surrounded by sphalerite (sp), in turn wrapped by stannite[-group mineral] (stn). Chalcopyrite (ccp) mostly rimming cassiterite. Quartz I and II (qtz) on the bottom part and upper right corner, respectively. Sample SA1-6; RL. (J) Cassiterite grain, with abundant light-coloured columbite-tantalite inclusions (mostly up to 10 µm wide), surrounded by quartz I (qtz). Sample SA2-4a; RL.

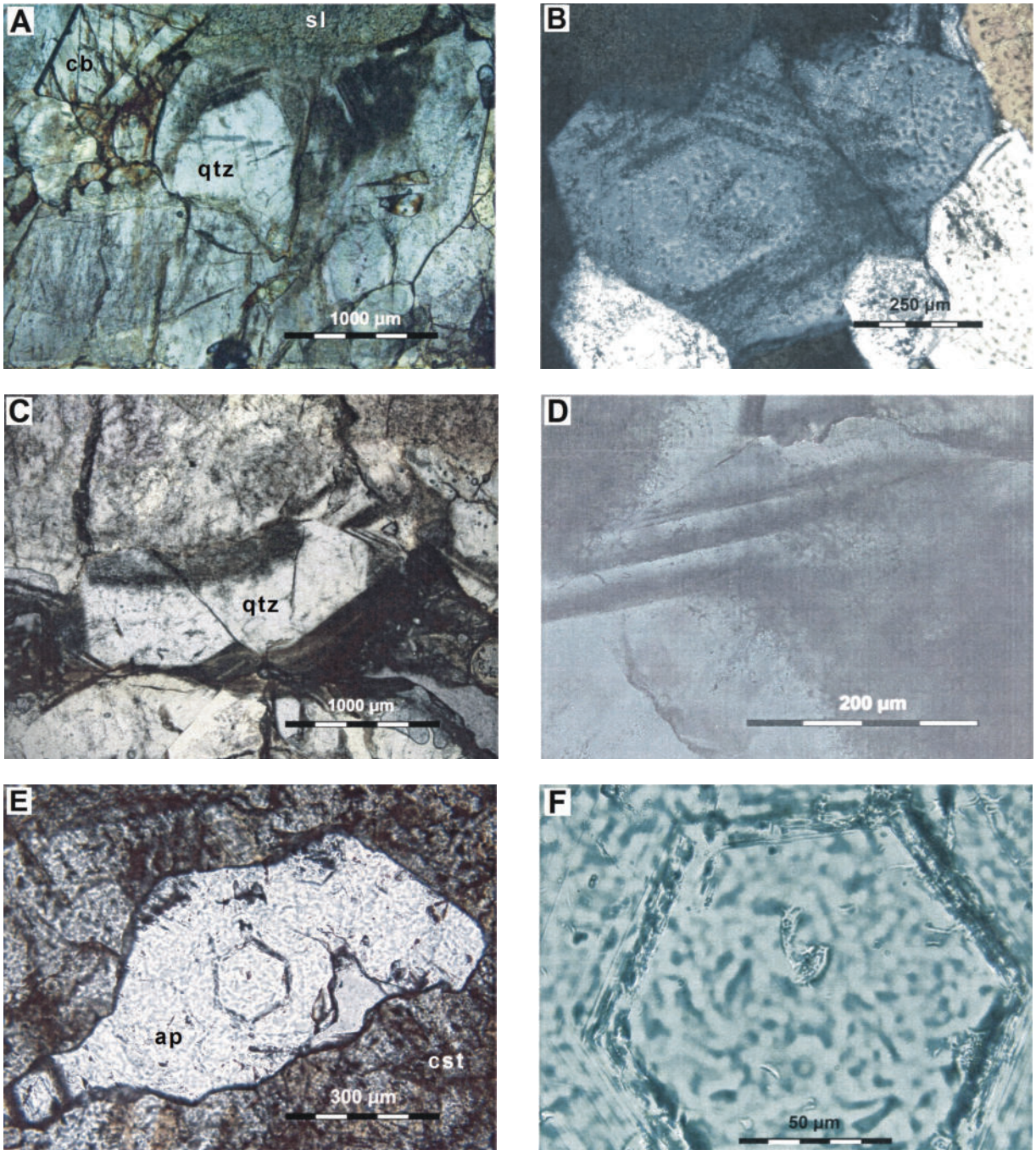


Fig. 6. Transmitted-light photomicrographs of Argemela stockwork vein crystals and their fluid inclusions. (A) A 4 mm-wide quartz I (qtz) crystal with prominent growth zones on the upper portion with primary fluid inclusions. Abundant swarms of secondary FIAs on lower left. Carbonate (cb) crystal with rhombohedral cleavage on upper left and slate (sl) host rock on top and upper right. Sample SA1-5. (B) Quartz II crystal (800 µm wide) exhibiting well-developed growth zones with primary fluid inclusions. Sample SA1-5(R). (C) Quartz I (qtz) grain (2.5 mm long) with growth zones, particularly well developed on the right tip, with primary fluid inclusions. Sample SA1-5. (D) Detail of right tip of quartz I crystal in Figure 6C, showing growth zones with very tiny primary fluid inclusions. Sample SA1-5. (E) Apatite (ap) grain with prominent growth zone with primary fluid inclusions. Surrounded by cassiterite (cst). Sample SA3-5. (F) Detail of apatite in

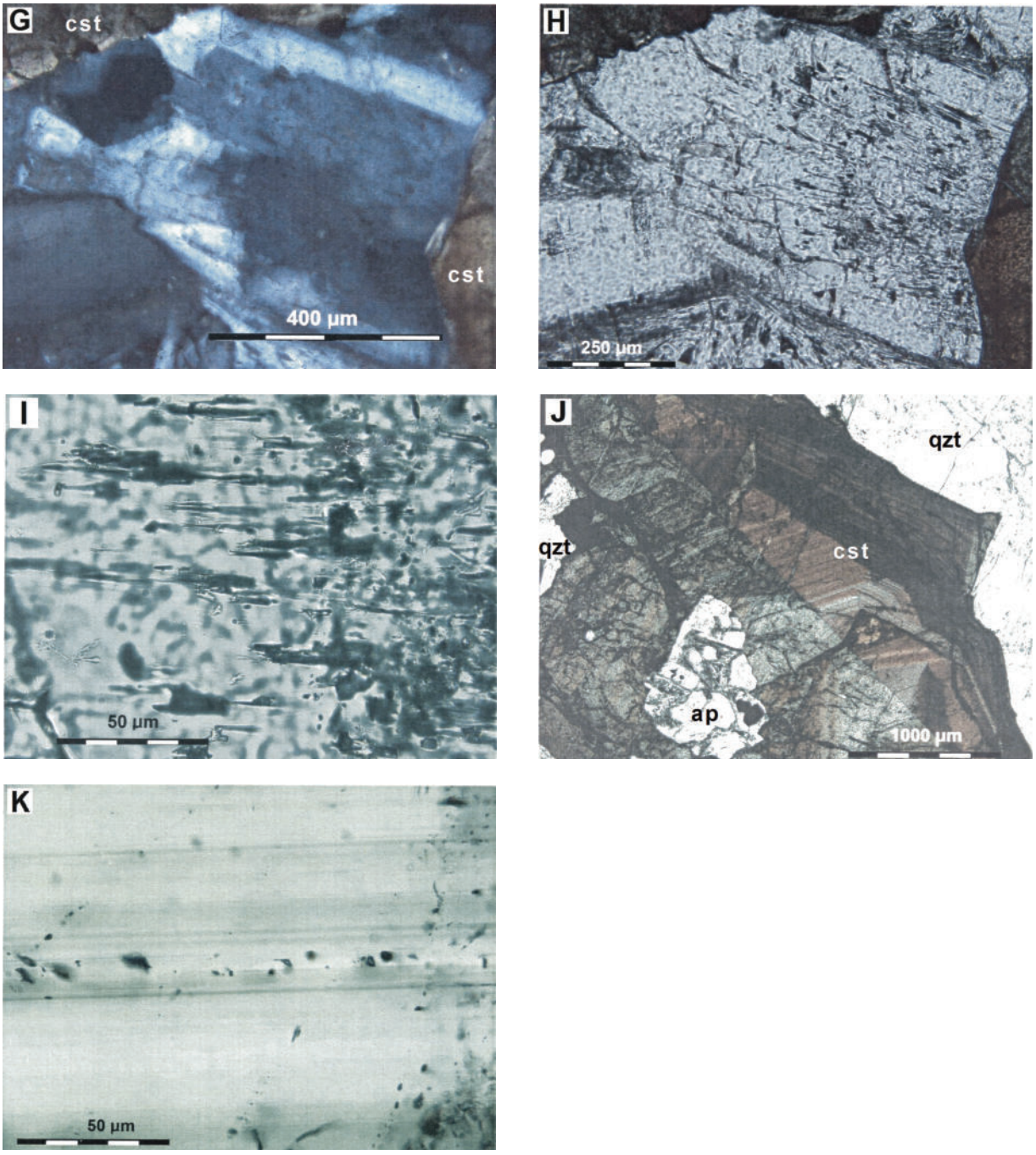


Figure 6E, showing growth zone with mostly V+L primary fluid inclusions and also abundant solid inclusions. Sample SA3-5. (G) Apatite crystal with well-developed growth zone on the outer portion. Cassiterite (cst) rimming apatite crystal. Sample SA3-5; P+. (H) Same apatite crystal from Figure 6G, with inner part of the growth zone with abundant primary, tubular, either 5-10 µm-wide V+L inclusions or 14-60 µm-wide, all dark V inclusions. Sample SA3-5. (I) Detail of central part of apatite crystal in Figure 6H, exhibiting primary tubular inclusions, either < 10 µm-wide V+L inclusions or darker and longer (14-60 µm) V inclusions. Sample SA3-5. (J) Growth bands in cassiterite. Also showing prominent –101– growth twin. Quartz I (qtz) and apatite (ap) also present. Sample SA3-5. (K) Detail of right part of cassiterite grain in Figure 6J, exhibiting growth bands with a few 1-10 µm-wide primary fluid inclusions. Also "NE-SW" planes, with FIAs containing secondary fluid inclusions, transecting the growth bands. Sample SA3-5.

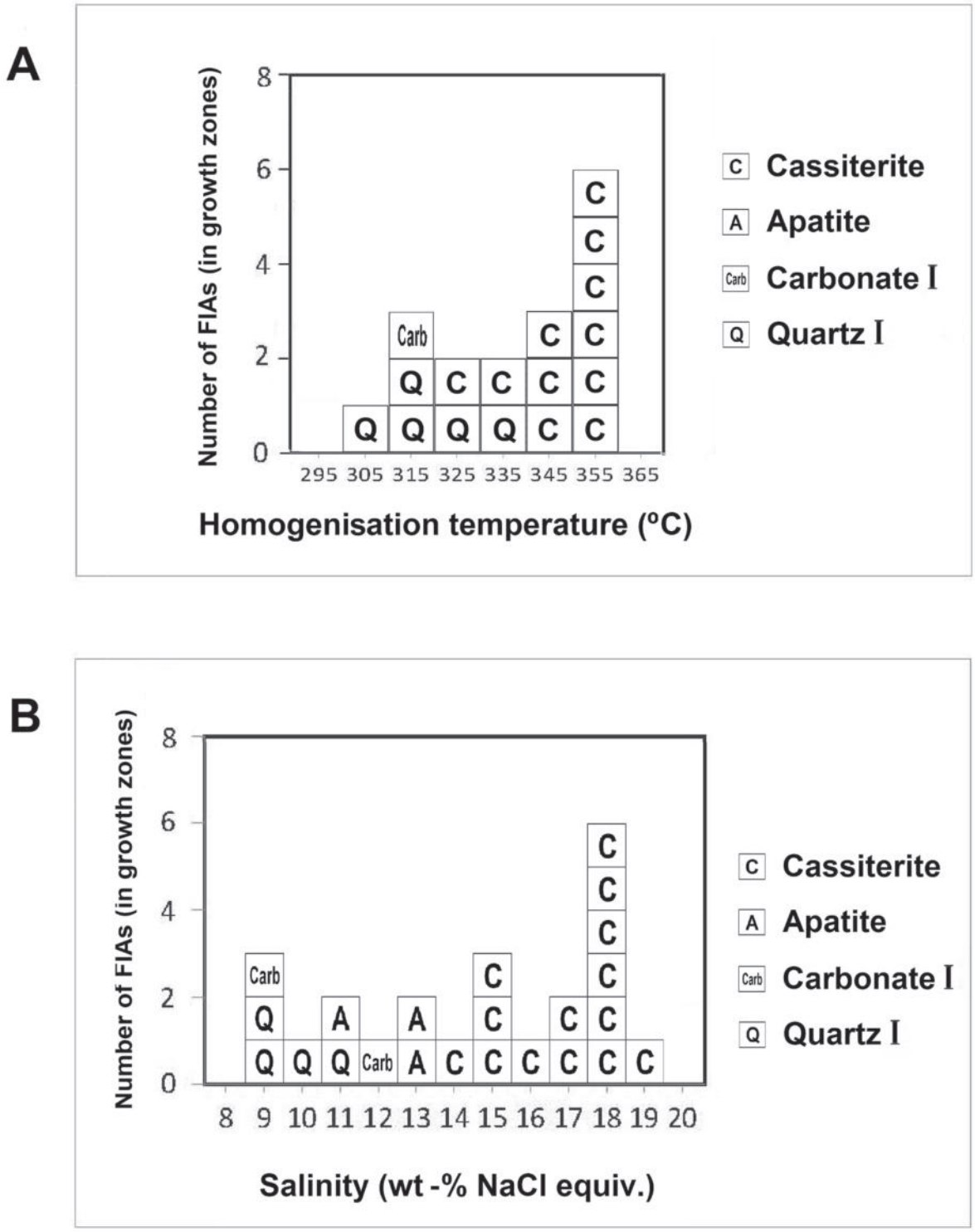


Fig. 7. Frequency histograms with number of FIAs with primary fluid inclusions (in growth zones) in quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite grains from mineralised quartz veins in the Argemela deposit, considering each FIA average for: (A) Homogenisation temperature; (B) Salinity.

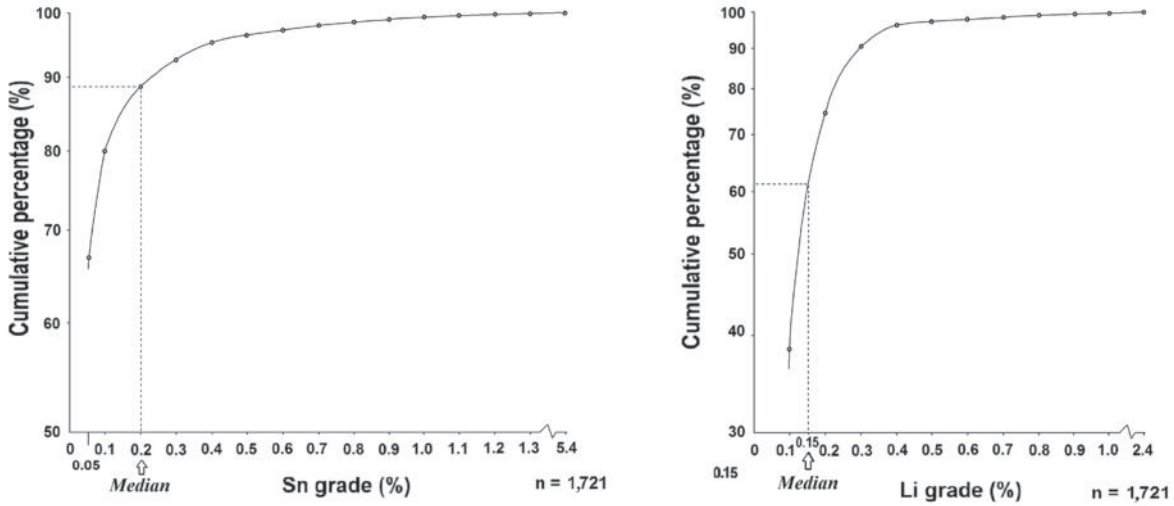


Fig. 8. Cumulative percentage plots for Sn and Li for all (n = 1, 759) the Argemela analysed samples (from surface, underground – Level 1, and core from deep and shallow drill-holes), with median values of 0.2 % Sn and 0.15 % Li.

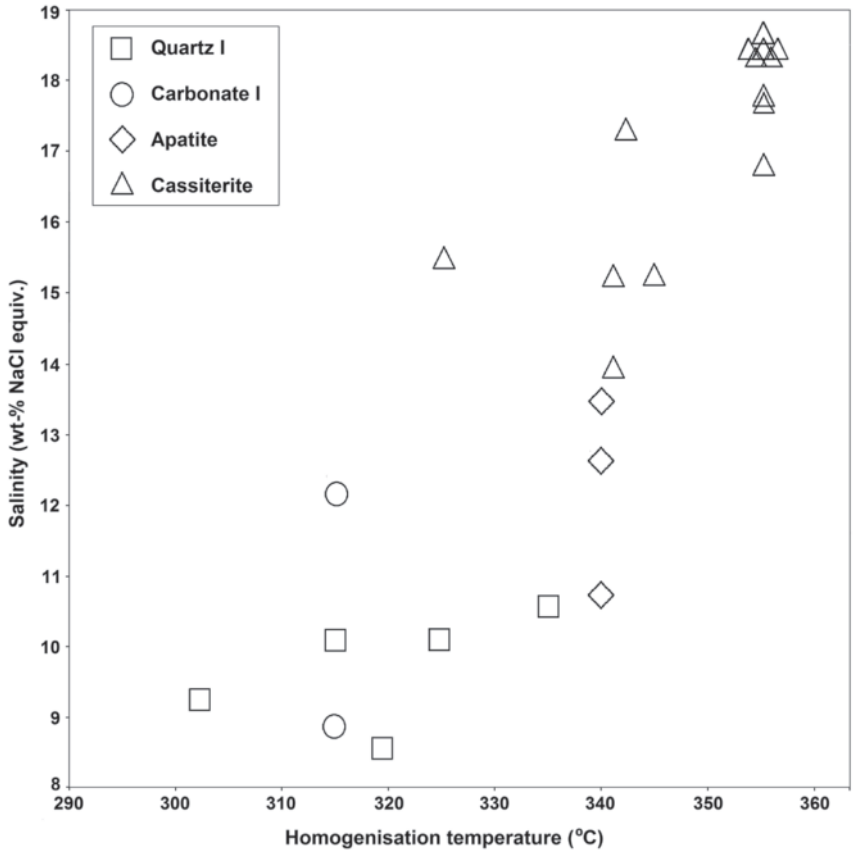


Fig. 9. Homogenisation temperature versus salinity for each set of determined primary inclusions in individual FIAS in growth zones in quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite.

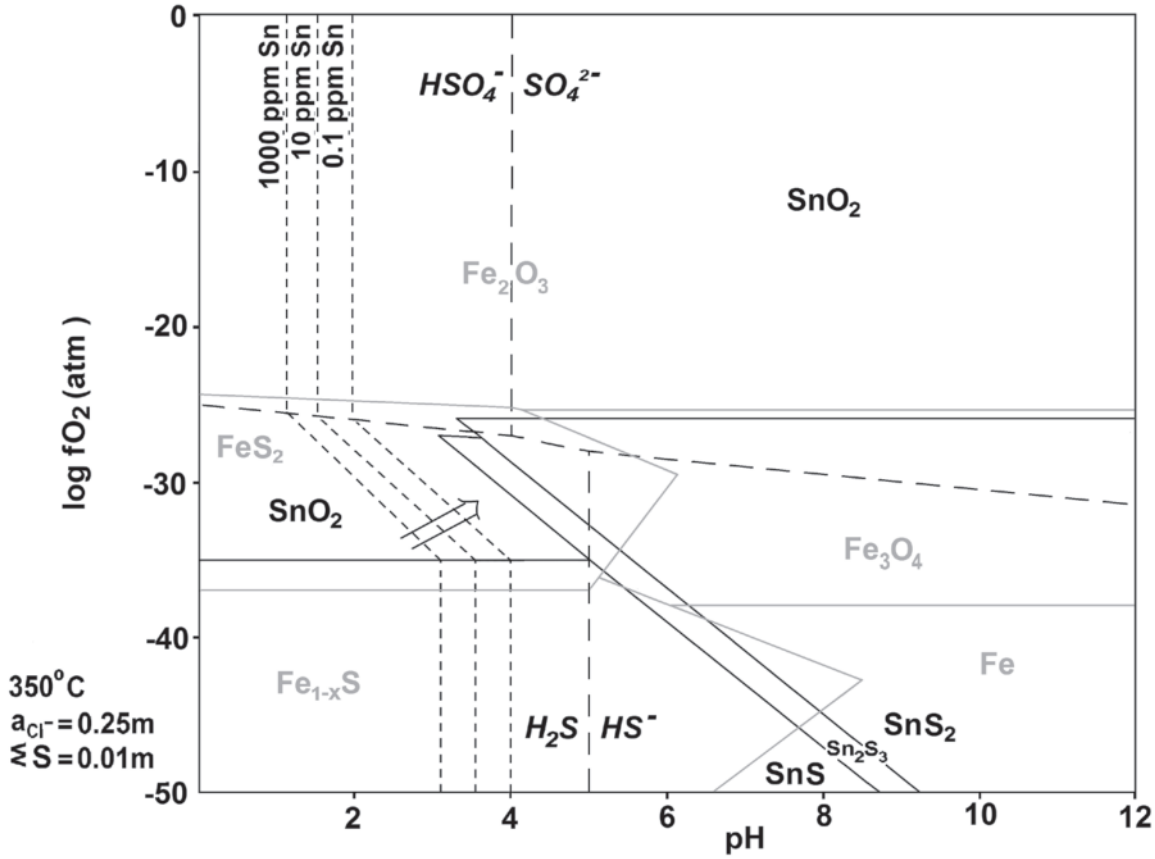


Fig. 10. Calculated fO2 – pH diagram for the system Sn – S – O, superimposed on the system Fe – S – O, and including the sulphur-containing aqueous species, at 350ºC, aCl- = 0.25 m and assuming an activity of ∑S of 0.01 m. Both Sn oxide and sulphide phases and Fe oxide and sulphide phases, as well as sulphur aqueous species are plotted, together with solubility contours for the sum of activities of SnCl2º and SnCl3+ representing total Sn solubility. Cassiterite precipitation in Argemela stockwork veins according to the deposition arrow.

Element	Line	Standard
Zn	Kα	ZnS
Fe	Kα	FeS_2
Cd	Kα	CdS
Mn	Kα	$MnTiO_3$
Cu	Kα	Cu_2O
Pb	Mα	PbS
Ag	Lα	Ag
Hg	Mα	HgS
Sn	Lα	SnO2
Bi	Mα	Bi
Ge	Lα	Ge
Ni	Kα	Ni
Co	Kα	Co
As	Kα	AsGa
S	Kα	FeS_2
W	Mα	W
In	Lα	InP
Si	Kα	Orthoclase
Al (in chlorite)	Kα	Orthoclase
Al (in montebrasite)	Kα	Almandine
Ti	Kα	$MnTiO_3$
Fe	Kα	$Fe2O_3$
Mg	Kα	MgO
Mn	Kα	$MnTiO_3$
Ca	Kα	Apatite
Ba	Lα	BaSo4
Na	Kα	Albite
K	Kα	Orthoclase
Cs	Lα	Cs Glass
Rb	Lα	Rb Glass
P	Kα	Apatite
F	Kα	CaF

Table 1. Elements, analytical lines and standards used for electron microprobe analyses

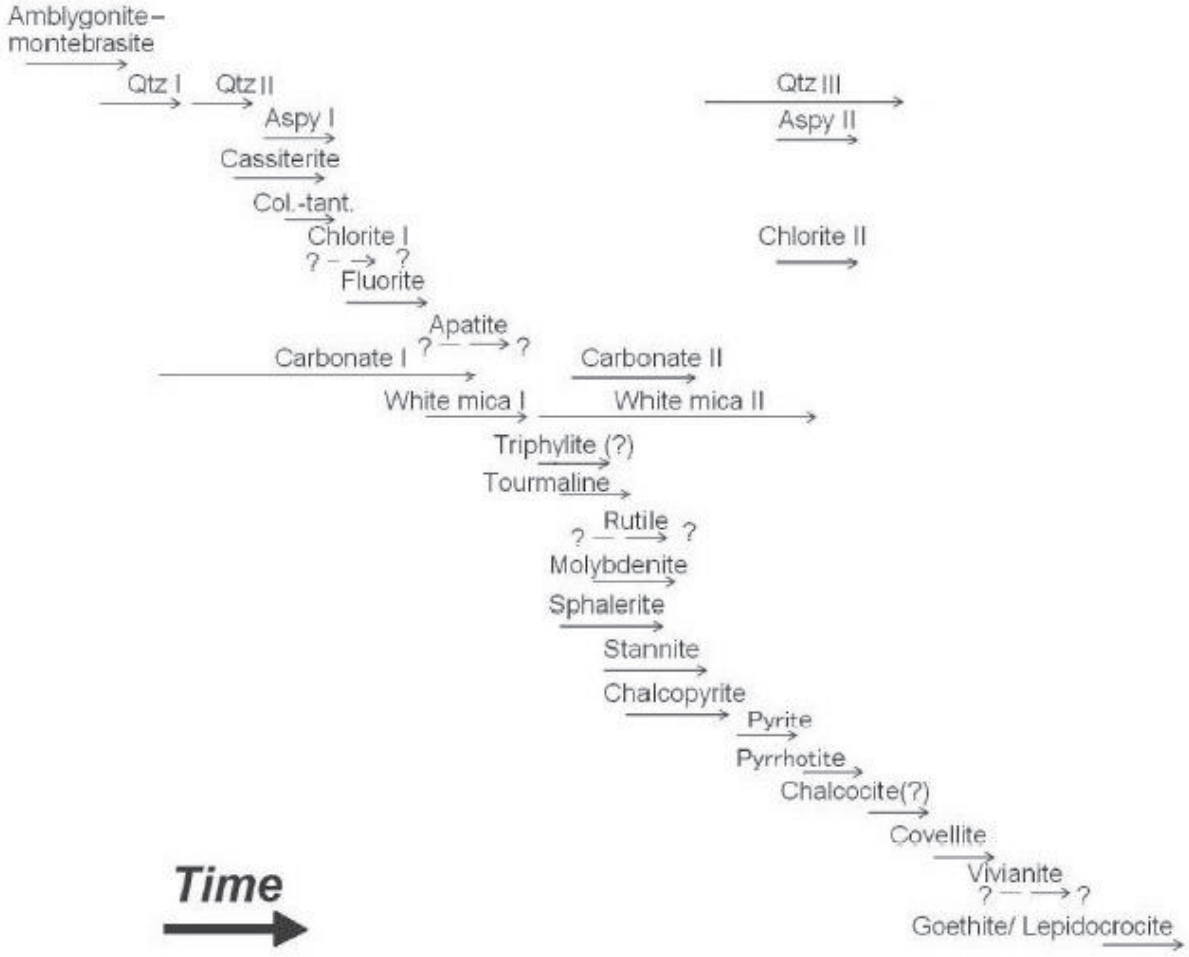


Table 2. Paragenetic sequence of Argemela stockwork vein minerals

Host	F.I. genetic type	FIA	Inclusion type	Inclusion size (μm)	Shape	V/L ratios	V/T ratios
Quartz I	P	Growth zones	L + V	1 - 3	Mostly elongated, rounded or irregular	Consistent	≅ 5%
	P	Growth zones	V	4 - 10	Irregular	---	---
	S	Fissures	L + V	a few μm	Mostly elongated, rounded or irregular; rarely negative-crystal	Inconsistent	10(-20)%
Quartz II	S	Fissures	V	≤ 50 - 60	Irregular	---	---
	P	Growth zones	L + V	1 - 2 (rarely 5)	Rounded, elongated or irregular	Consistent	5 - 10%
	PS	Inner part of overgrowths	L + V	1.5 - 3.5	Rounded, elongated or irregular	Consistent	5 - 10%
	P, PS	Growth zones + inner part of overgrowths	V	2 - 5	Irregular	---	---
Carbonate I	P	Growth zones	L + V	1 - 2.5	Rounded; rarely triangular or elongated	Consistent	2 - 5%
	S	Cleavage planes	L + V	≤ 50 - 60	Elongated	Inconsistent	2 - 20%
Apatite	P	Growth zones	L + V L + V	1 - 4 (5) 5 - 15	Rounded, elongated or negative-crystal Tubular	Consistent Consistent	5% 5%
	P	Growth zones	V	14 - 60	Tubular	---	---
Cassiterite	P	Growth bands	L + V	< 1 - 3 (rarely 4-6)	Rounded, elongated, irregular or neg.-crystal	Consistent	5 (- 10)%
			L + V	> 25	Tubular (very rare)	Consistent	5 (- 10)%
	P	Growth bands	V	5 - 15	Irregular	---	---
	S	Fissures	L + V, V	< 5 - 50	Stringy or irregular	---	---
F.I. = fluid inclusion, FIA = fluid inclusion assemblage, P = primary, S = secondary, PS = pseudosecondary							

Table 3. General characteristics of fluid inclusions, including host, genetic type, FIA type, inclusion type, size, shape, V/L and V/T ratios for Argemela stockwork quartz I, quartz II, carbonate I, apatite and cassiterite.

Sample no. (subsoil elevation - s.e.)	Drill-hole, m	Host mineral	Grain	F.I. genetic type	FIA #; number of inclusions	T_h (ºC) [1]	Avg.T_h (ºC)	T_m (ºC) [3]	Avg.T_m (ºC)	Salinity (wt-% NaCl equiv.)	Avg. Salinity (wt-% NaCl equiv.)
SA1-5	SA-1,	Qtz I	1	P	FIA-1; 6	292.5-337.5 [2]	319.5	-5.75 to -5.25 [3,4]	-5.50	8.21-8.88 [5]	8.56
(260 m s.e.)	413.5		2	P	FIA-1; 4	302.5 [2]	302.5	-8.25 to -4.75	-6.08	7.52-11.99 [5,6]	9.24
			3	P	FIA-1; 6	335	335	-9.75 to -4.75	-7.17	7.52-13.67 [5,6,7]	10.58
			4	P	FIA-1; 7	315-335	325	-9.75 to -4.5	-6.79	7.2-13.67 [4,5,6,7]	10.12
				P	FIA-2; 1	315	315	---	---	---	---
		Carb. I	1	P/P?	FIA-1; 3	315	315	-5.75	-5.75	8.88 [5]	8.88
				P	FIA-2; 3	---	---	-9.75 to -6.75	-8.42	10.18-13.67 [6,7]	12.14
SA1-1	SA-1,	Cass.	1	P	FIA-1; 2	355	355	-14.75	-14.75	18.43 [8]	18.43
(379 m s.e.)	236.1		2	P	FIA-1; 4	325-355	342.5	-15,25 to -11.25	-13.50	15.22-18.84 [7,8]	17.30
			3	P	FIA-1; 2	---	---	-15.25 to -12.75	-14.00	16.66-18.84 [7,8]	17.75
				P	FIA-2; 4	355	355	-15.25 to -12.75	-13.88	16.66-18.84 [7,8]	17.66
				P	FIA-3; 2	---	---	-15.25 to -14.75	-15.00	18.43-18.84 [8]	18.64
SA1-3	SA-1,	Cass.	1	P	FIA-1; 1	---	---	-11.25	-11.25	15.22 [7]	15.22
(312 m s.e.)	321.7			P?	FIA-2; 2	---	---	-10.75 to -9.25	-10.00	14.72-13.13 [7]	13.93
			2	P?	FIA-1; 2	345	345	-11.25	-11.25	15.22 [7]	15.22
				P?	FIA-2; 4	305-345	325	-13.25 to -9.75	-11.58	13.67-17.12 [7]	15.50
			3	P?/P	FIA-1; 3	355	355	-14.25 to -11.75	-12.92	15.72-18.01 [7,8]	16.80
SA2-4a	SA-2,	Cass.	1	P/P?	FIA-1; 3	355	355	-15.00 to -14.25 [3,4]	-14.67	18.01-18.60 [8]	18.35
(390 m s.e.)	179.9			P?	FIA-2; 1	355	355	---	---	---	---
SA2-7a	SA-2,	Cass.	1	P	FIA-1; 1	345	345	---	---	---	---
(230 m s.e.)	385.0			P	FIA-2; 2	---	---	-11.75 to -10.5 [3,4]	-11.13	14.50-15.72 [7]	15.11
SA3-5	SA-3,	Cass.	1	P	FIA-1; 2	---	---	-15.25 to -14.25	-14.75	18.01-18.84 [8]	18.43
(171 m s.e.)	391.1			P	FIA-2; 3	355	355	-14.75	-14.75	18.01 [8]	18.43
		Apatite		P?	FIA-1; 2	---	---	-11.0 to -8.25 [3,4]	-9.63	11.99-15.00 [6]	13.50
				P?	FIA-1; 3	---	---	-10.25 to -7.25 [3,4]	-8.83	10.80-14.20 [6,7]	12.63
				P?	FIA-1; 3	335-345	340	-8.75 to -5.75	-7.25	8.88-12.57 [5,6]	10.73

Abbreviations: F.I. = fluid inclusion, FIA = fluid inclusion assemblage, P = primary (in growth zone/band) fluid inclusion, P? = primary inclusion along growth zone/band, in proximity to microfissure with secondary inclusions, Qtz I = quartz I, Carb. I = carbonate I, Cass. = cassiterite

[1] Midpoint temperature (T_h) of a 10°C interval, unless stated otherwise

[2] Midpoint temperature (T_h) of a 5°C interval

[3] Midpoint temperature (T_m) of a 0.5°C interval, unless stated otherwise

[4] One-number temperature (Tm)

[5] Midpoint salinity of a 0.7 wt-% NaCl equiv. interval

[6] Midpoint salinity of a 0.6 wt-% NaCl equiv. interval

[7] Midpoint salinity of a 0.5 wt-% NaCl equiv. interval

[8] Midpoint salinity of a 0.4 wt-% NaCl equiv. interval

Table 4. Microthermometric data from FIAs with primary inclusions in growth zones from quartz I, carbonate I, apatite and cassiterite in Argemela stockwork veins.

Host	Drill-hole, m	Sample # (subsoil elevation - s.e.)	Grain (no. of analyses)	Position	Nb	Ta	Ti	Fe	Zr	Mn	W	Si	Mo	V	Cu	Pb	Zn	Ag	Bi	Co	SnO_2*	Total
					Wt-%																	
			1 (n=3)	Core	0.04	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	0.003	0.15	0.01	0.003	*bdl*	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	100.50	100.75
	SA-1,	SA1-3	1 (n=3)	Interm.	0.09	*bdl*	*bdl*	0.05	*bdl*	0.003	0.09	0.01	0.003	0.003	0.003	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	100.96	101.21
	321.7 m	(312 m s.e.)	2 (n=3)	Core	0.15	*bdl*	*bdl*	0.03	0.01	*bdl*	0.03	0.01	0.003	*bdl*	*bdl*	0.003	*bdl*	*bdl*	0.01	0.003	100.38	100.63
			2 (n=3)	Rim	0.13	*bdl*	0.05	0.07	0.01	*bdl*	0.01	0.01	*bdl*	0.01	0.003	0.003	*bdl*	*bdl*	0.003	*bdl*	100.27	100.57
Slate-			3 (n=2)	Core	0.03	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	0.33	0.01	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	0.02	0.01	99.83	100.26
hosted			1 (n=1)	Core	0.04	*bdl*	0.10	0.04	*bdl*	*bdl*	0.03	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	0.03	0.01	100.46	100.73
	SA-2,	SA2-7b	2 (n=1)	Core	0.16	0.03	*bdl*	0.05	*bdl*	*bdl*	0.03	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	99.84	100.13
stockwork	385.0 m	(230 m s.e.)	3 (n=1)	Core	0.12	*bdl*	*bdl*	0.05	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	99.91	100.10
			3 (n=1)	Rim	1.95	0.16	0.05	0.61	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	96.81	99.63
quartz																						
			1 (n=2)	Core	0.38	0.27	*bdl*	0.19	0.02	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	0.01	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	99.69	100.60
veins			1 (n=2)	Interm.	0.53	0.27	0.03	0.26	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	0.01	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	98.99	100.13
	SA-3,	SA3-5	1 (n=2)	Rim	0.41	0.05	*bdl*	0.20	0.03	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	100.02	100.75
	391.1 m	(171 m s.e.)	2 (n=2)	Core	0.74	0.19	0.13	0.39	0.01	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	0.02	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	98.53	100.05
			3 (n=2)	Core	0.61	0.37	0.03	0.26	*bdl*	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	99.02	100.38
			4 (n=1)	Core	0.43	0.21	*bdl*	0.23	0.05	0.01	0.03	0.01	*bdl*	0.02	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	98.23	99.24
Microgranite			1 (n=1)	Core	2.10	0.74	0.16	0.72	0.03	*bdl*	0.06	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	95.86	99.69
dyke-hosted			1 (n=1)	Rim	1.03	*bdl*	0.18	0.26	0.02	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	98.84	100.35
stockwork	SA-1,	SA1-8	2 (n=1)	Core	0.81	0.49	0.12	0.34	0.04	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	98.28	100.12
quartz	461.9 m	(229 m s.e.)	3 (n=1)	Core	0.73	0.12	0.18	0.25	0.02	*bdl*	0.07	0.01	*bdl*	0.01	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	99.16	100.56
veinlets			4 (n=1)	Core	0.79	0.86	0.16	0.31	0.02	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	97.85	100.01
			5 (n=1)	Core	0.33	0.32	0.32	0.16	0.05	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	98.75	99.95

* The total was computed, with respect to Sn, not by the use of SnO_2 percentage, but of Sn and O proportions in it

bdl = below detection limit or 0.00 wt%

The concentrations obtained for As, Sb, In, Sc and Ge were bdl in all analyses

Table 5. Electron microprobe analyses of cassiterite from Argemela stockwork veins.

Drill-hole, m	SA-2, 385.0	SA-3, 372.6	SA-1, 420.2	SA-3, 216.5
Sample # (subsoil elevation - s.e.)	SA2-7a (230 m s.e.)	SA3-4 (190 m s.e.)	SA1-6 (255 m s.e.)	SA3-1a (320 m s.e.)
No. of analysed grains	8	9	9	8
Wt-%				
Zn	65.48	64.88	65.46	56.40
Fe	1.17	1.35	1.10	8.84
Cd	0.45	0.43	0.52	1.02
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02
Cu	0.07	0.03	0.03	0.10
Pb	0.04	0.06	0.04	0.06
Sn	0.003	*bdl*	*bdl*	*bdl*
W	0.06	0.10	0.07	0.03
Bi	0.09	0.11	0.11	0.08
In	*bdl*	0.001	*bdl*	*bdl*
Ge	0.001	0.003	0.01	*bdl*
Ni	0.01	0.003	0.01	0.01
Co	0.004	0.01	0.01	0.02
As	*bdl*	0.004	*bdl*	*bdl*
S	32.52	32.45	32.58	32.81
Total	99.90	99.43	99.95	99.39
mole % FeS	2.10	2.44	1.95	15.92
Atomic proportions (2 atoms)				
Zn	0.978	0.975	0.980	0.839
Fe	0.021	0.024	0.019	0.154
Cd	0.004	0.004	0.005	0.009
Mn	0.0006	0.0003	0.0005	0.001
Cu	0.001	0.001	0.001	0.002
Pb	0.0003	0.0003	0.0003	0.001
Sn	0.0002	-	-	-
W	0.0007	0.001	0.001	0.0003
Bi	0.0005	0.001	0.001	0.001
In	-	0.0001	-	-
Ge	0.0001	0.0002	0.001	-
Ni	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003
Co	0.0002	0.0003	0.0003	0.0004
As	-	0.001	-	-
S	0.996	0.995	0.994	0.995
Total	2.003	2.004	2.003	2.003

bdl = below detection limit or 0.00 wt%

The concentrations obtained for Ag, Hg, Sb and Se were bdl in all analyses

Table 6. Electron microprobe analyses (averages) of sphalerite from Argemela slate-hosted stockwork veins.

Drill-hole, m	SA-2, 385.0		SA-3, 372.6		SA-1, 420.2		SA-3, 216.5
Sample # (subsoil elevation - s.e.)	SA2-7a (230 m s.e.)		SA3-4 (190 m s.e.)		SA1-6 (255 m s.e.)		SA3-1a (320 m s.e.)
No. of analysed grains	7	1	6	3	2	7	8
Mineral	ferro-kesterite	kesterite	ferro-kesterite	kesterite	ferro-kesterite	kesterite	stannite
Wt-%							
Zn	6.07	8.17	6.05	7.42	6.04	7.30	1.72
Fe	8.03	5.92	7.73	6.68	7.74	6.91	11.97
Cd	0.19	0.11	0.12	0.11	0.18	0.13	0.01
Mn	0.004	0.02	0.01	0.003	*bdl*	0.02	0.01
Cu	29.23	29.38	28.73	28.30	28.81	28.63	28.82
Pb	0.04	0.04	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03
Ag	0.004	0.02	0.19	0.31	0.01	0.08	0.14
Hg	0.01	*bdl*	0.002	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.001
Sn	27.75	27.88	27.91	27.68	27.74	27.73	27.74
Bi	0.10	0.06	0.10	0.04	0.06	0.11	0.10
Ge	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.004	0.01
Ni	0.01	0.04	0.01	0.003	*bdl*	0.01	0.003
Co	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
As	0.01	*bdl*	*bdl*	*bdl*	0.02	*bdl*	*bdl*
S	29.25	29.02	28.63	28.44	28.84	28.83	29.27
Total	100.72	100.68	99.50	99.05	99.49	99.81	99.84
Atomic proportions (8 atoms)							
Zn	0.403	0.545	0.408	0.503	0.406	0.490	0.114
Fe	0.624	0.462	0.610	0.530	0.609	0.543	0.930
Cd	0.006	0.004	0.005	0.006	0.007	0.005	0.001
Mn	0.002	0.002	0.001	0.001	-	0.001	0.001
Cu	1.994	2.014	1.993	1.976	1.993	1.979	1.969
Pb	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ag	0.002	0.001	0.008	0.013	0.001	0.003	0.006
Hg	0.001	-	0.0001	-	-	-	0.0002
Sn	1.014	1.023	1.037	1.035	1.027	1.026	1.014
Bi	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ge	0.002	-	-	-	-	0.002	0.002
Ni	0.002	0.003	0.001	0.001	-	0.002	0.002
Co	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
As	0.001	-	-	-	0.002	-	-
S	3.955	3.942	3.937	3.935	3.954	3.949	3.962
Total	8.011	8.001	8.005	8.005	8.004	8.005	8.006

bdl = below detection limit or 0.00 wt%

Concentrations for W, In, Sb and Se were bdl or 0.00% in all cases

Table 7. Electron microprobe analyses (averages) of stannite group minerals from Argemela slate-hosted stockwork veins.

Host	Drill-hole, m	Sample # (subsoil elevation - s.e.)	No. of analysed grains	Na_2O	Al_2O_3	P_2O_5	CaO	FeO	MnO	F	- O≡F	% ambligonite	
												range	*avg.*
				Wt-%									
Slate-hosted stockwork quartz veins	SA-1, 321.2 m	SA1-2 (310 m s.e.)	7	0.003	33.72	49.41	0.08	0.06	0.12	1.43	-0.60	09--14	11
	SA-1, 420.2 m	SA1-6 (255 m s.e.)	5	0.01	34.24	48.37	0.01	0.04	0.02	1.92	-0.81	12--19	15
	SA-2, 353.5 m	SA2-5a (255 m s.e.)	10	0.01	34.12	48.43	0.02	0.07	0.10	2.14	-0.90	14--20	17
Microgranite dyke-hosted stw quartz veinlets	SA-1, 461.9 m	SA1-8 (229 m s.e.)	8	0.01	34.38	49.12	0.01	0.11	0.11	1.77	-0.65	7--18	14

bdl = below detection limit or 0.00 wt%
stw = stockwork

Table 8. Electron microprobe analyses (averages) of amblygonite-montebrasite (not including Li2O concentrations) from Argemela slate-hosted and microgranite dyke-hosted stockwork vein(let)s.

Driil-hole/m	SA-1/461.9 m			
Sample # (subsoil elevation - s.e.)	SA1-8 (229 m s.e.)			
No. of analysed grains	5			
Wt-%		*Cations (for 24 O)*		
SiO_2	3760	Si	7.452	
Al_2O_3	23.77	Al(IV)	0.548	8.000
		Al(VI)	5.005	
TiO_2	0.07	Ti	0.010	
FeO	24.87	Fe	4.118	
MgO	1.18	Mg	0.349	
MnO	0.10	Mn	0.017	
CaO	0.51	Ca	0.109	
BaO	0.05	Ba	0.004	9.755
Na_2O	0.07	Na	0.025	
K_2O	0.30	K	0.075	
Cs_2O	0.01	Cs	0.001	
Rb_2O	*bdl*	Rb	-	
P_2O_5	0.18	P	0.040	
F	0.004	F	0.002	
Total	88.71	Fe/(Fe+Mn)	0.922	

bdl = below detection or 0.00 wt%

Table 9. Electron microprobe analyses (averages) of chlorite (not including Li_2O concentrations) from Argemela microgranite dyke-hosted stockwork veinlets.

Sample	Pair	Mineral	Fe (wt-%)	Zn (wt-%)	Fe/Zn	Kd	log Kd	t °C (1)	t °C (2)
	1	sphalerite	1.17	64.39	0.02	0.01	-1.89	142	246
	1	ferrokesterite	8.21	5.73	1.43				
SA2-7A	2	sphalerite	1.19	65.72	0.02	0.01	-1.85	148	250
	2	ferrokesterite	7.83	6.15	1.27				
	3	sphalerite	1.14	65.48	0.02	0.02	-1.62	183	274
	3	kesterite	5.92	8.17	0.72				
	1	sphalerite	1.50	64.48	0.02	0.02	-1.71	169	264
	1	ferrokesterite	7.64	6.40	1.19				
	2	sphalerite	1.29	64.75	0.02	0.01	-1.84	150	251
SA3-4	*2*	ferrokesterite	7.78	5.67	1.37				
	3	sphalerite	1.09	65.30	0.02	0.01	-1.83	151	252
	3	kesterite	7.22	6.43	1.12				
	4	sphalerite	1.43	64.35	0.02	0.04	-1,41	220	297
	4	kesterite	5.07	8.92	0.57				
	1	sphalerite	1.11	65.69	0.02	0.01	-1.90	142	246
	1	ferrokesterite	7.76	5.82	1.33				
	2	sphalerite	1.01	65.06	0.02	0.01	-1.90	141	245
SA1-6	*2*	ferrokesterite	7.72	6.25	1.24				
	3	sphalerite	1.03	65.61	0.02	0.03	-1.57	191	279
	3	kesterite	5.49	9.35	1.17				
	4	sphalerite	1.07	65.43	0.02	0.01	-1.85	148	250
	4	kesterite	7.74	6.62	1.17				
	1	sphalerite	8.92	56.65	0.16	0.02	-1.79	157	256
SA3-1a	*1*	stannite	12.21	1.26	9.69				
	2	sphalerite	9.09	56.11	0.16	0.03	-1.52	199	284
	2	stannite	12.10	2.23	5.42				

t °C (1): Temperature based on Nekrasov et al.'s (1979) geothermometer
t °C (2): Temperature based on Nakamura and Shima's (1982) geothermometer

Table 10. Chemical composition, Kd, and formation temperatures of coexisting and in equilibrium 13 (out of 34) representative pairs of sphalerite and stannite(-group minerals) from Argemela slate-hosted stockwork veins.

Volume 41. 2019
ISSN: 0213-4497

REVISTA DE XEOLOXÍA GALEGA
LABORATORIO XEOLÓXICO DE LAXE
E DO HERCÍNICO PENINSULAR

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE XEOLOXIA
ISIDRO PARGA PONDAL

Servizo de Publicacións
UNIVERSIDADE DA CORUÑA