

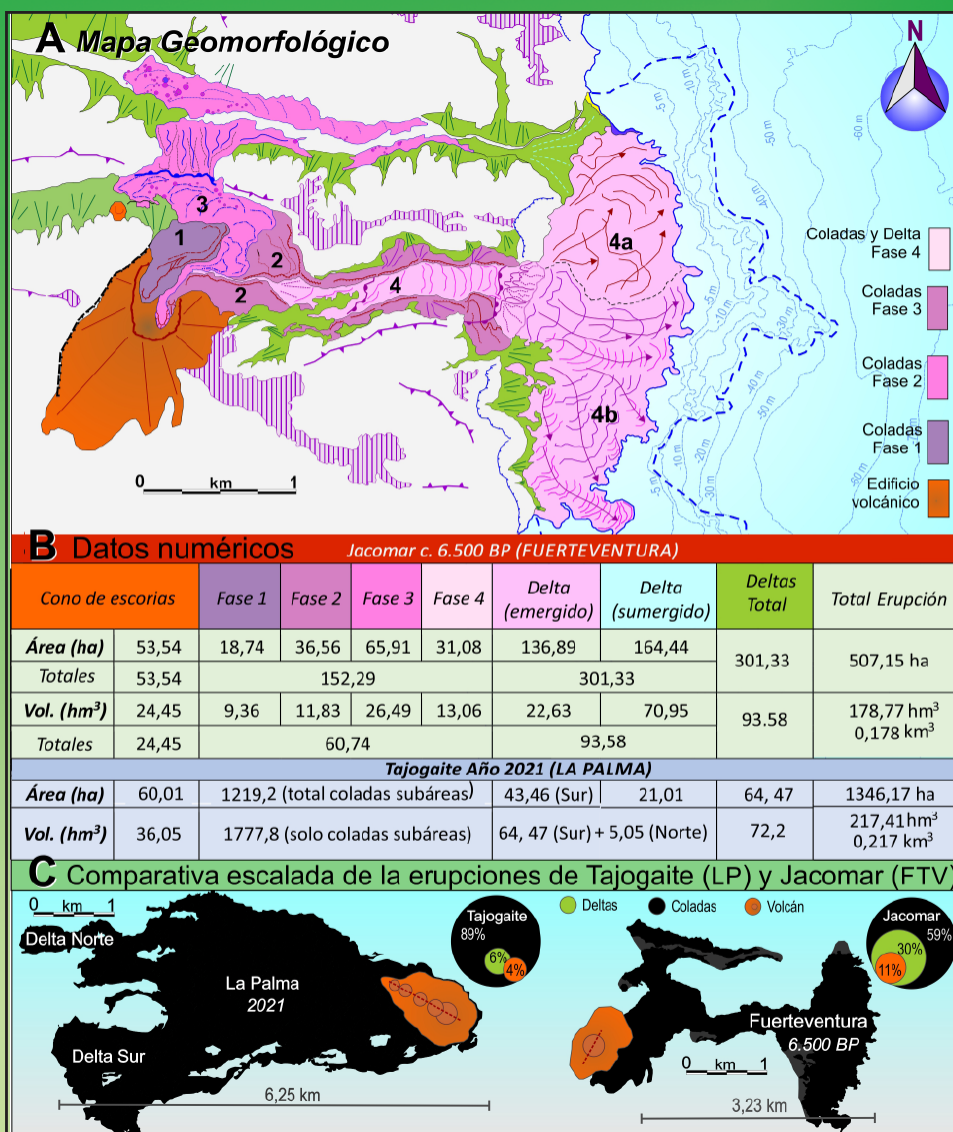
C y G

Vol. 38 (1-2)

Junio 2024

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589





CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

Revista de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Editores Principales - Editors in-Chief:

Askoa Ibisate González de Matauco (SEG). Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
Euskal Herriko Unibertsitatea. askoa.ibisate@ehu.es

Javier Élez Villar (AEQUA). Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. j.elez@usal.es

Editores Adjuntos - Associated Editors:

David Regüés Muñoz (SEG). Dpto. de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC).
Avda. de Montañana, 1005. 50059, Zaragoza. dregues@ipe.csic.es

Jesús Francisco Jordá Pardo (AEQUA). Dpto. Prehistoria y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia. UNED.
Paseo Senda del Rey 7. 28040, Madrid. jjorda@geo.uned.es

Gestor de la Revista - Editorial Manager:

María Begoña Bautista Davila. Administración. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. begovigo@usal.es

Comité Asesor – Advisory Board:

Benito Ferrández, G. (Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid)

García Ruiz, J.M. (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Gracia Prieto, J. (Universidad de Cádiz)

Jiménez Sánchez, Montserrat (Universidad de Oviedo, España)

Mather, Anne E. (Plymouth University, Reino Unido)

Rodríguez Vidal, J. (Universidad de Huelva, España)

Serrano Cañadas, E. (Universidad de Valladolid)

Silva Barroso, Pablo G. (Universidad de Salamanca, España)

Comité Editorial - Editorial Board

Alcántara-Ayala, Irasema (Universidad Nacional Autónoma de México)

Alcaraz Castaño, Manuel (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Audemard, Franck (Universidad Central de Venezuela, Venezuela)

Baena Escudero, Rafael (Universidad de Sevilla, España)

Bardají Azcárate, Teresa (Universidad de Alcalá de Henares, España)

Carrasco González, Rosa María (Universidad de Castilla-La Mancha, España)

Cearreta Bilbao, Alejandro (Universidad del País Vasco, España)

Faust, Dominik (Technische Universität Dresden, Alemania)

Galve Arnedo, Jorge Pedro (Universidad de Granada, España)

García García, Jesús Horacio (Universidad de Santiago de Compostela)

González Amuchastegui, María José (UNED)

Iriarte Avilés, Eneko (Universidad de Burgos, España)

Iroumé, Andrés (Universidad Austral de Chile)

Keizer, Jan Jacob (Universidade Aveiro, Portugal)

Nadal Romero, Estela (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

Peña Monné, José Luis (Universidad de Zaragoza)

Pérez Alberti, Augusto (Universidade de Santiago de Compostela)

Pérez López, Raúl (IGME, Madrid, España)

Pérez Torrado, Francisco J. (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España)

Porfido, Sabina (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia)

Proença Cunha, Pedro (Universidade de Coimbra, Portugal)

Reynard, Emmanuel (Université de Lausanne)

Romero Díaz, María Asunción (Universidad de Murcia, España)

Roquero García-Casal, Elvira (Universidad Politécnica de Madrid, España)

Rosas González, Antonio (M. Nac. CC. Naturales, CSIC, España)

Sampietro Vattuone, María Marta (CONICET)

Schnabel, Susana (Univ. Extremadura)

Seeger de la Muela, Manuel (Universität Trier)

Soldati, M. (Universidad de Módena, Italia)

Vieira, António (Universidade do Minho)

Cuaternario y Geomorfología (CyG) es una revista científica periódica, de carácter semestral, co-editada por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) y la Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Incluye trabajos de investigación originales acerca de cualquiera de los campos puros o aplicados del Cuaternario y la Geomorfología, que hayan sido seleccionados por los editores previa revisión y asesoramiento por el Comité editorial y especialistas anónimos. AEQUA y SEG no se hacen responsables de las opiniones vertidas por los autores en los artículos publicados. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La revista se distribuye entre los cerca de 600 socios que suman AEQUA y SEG, así como entre las bibliotecas de los departamentos de Geología, Geodinámica, Geografía y Ciencias de La Tierra de diferentes universidades e instituciones científicas nacionales e internacionales. La revista se encuentra indexada en: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) y **REDIB**.

Información On-line: <http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/> **AEQUA:** www.aequa.es **SEG:** www.segeomorfologia.es

Envío de manuscritos y repositorio de volúmenes publicados: <http://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/>

Cuaternario y Geomorfología (CyG) is a **periodical scientific journal** co-edited by the Spanish Quaternary Research Association (AEQUA) and the Spanish Society of Geomorphology (SEG). Our journal publishes innovative papers covering the full range of pure and applied fields on **Quaternary and Geomorphology** preferentially focused on the **Iberian Peninsula and iberoamerican countries**. All the submitted **manuscripts will be refereed by at least two reviewers**, members of the editorial board or anonymous reviewers selected by the editors. The Journal is indexed in: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) and **REDIB**.

Foto Portada / Cover:

Comparativa de áreas y volúmenes de las erupciones de Jacomar (Fuerteventura) y Tajogaite (La Palma). Ver leyenda en página 70.

Comparison of areas and volumes of the Jacomar (Fuerteventura) and Tajogaite (La Palma) eruptions. Legend available in page 70.

ÍNDICE / INDEX**Prólogos CyG**

<i>Pablo G. Silva Barroso (USAL); Teresa Bardají Azcárate (UAH). In memoriam. Elvira Roquero García-Casal.....</i>	3
<i>Alonso-Jiménez, A.; Álvarez Areces, E. Nuevo libro: Las construcciones defensivas de la Guerra Civil Española en el Frente de la Sierra (Subsector de Peguerinos-Robledo de Chavela). Su relación con la Geología y el paisaje</i>	10
<i>Reciente creación de un nuevo Grupo de Trabajo sobre Geoarqueología Costera, en el seno de la International Association of Geomorphology (IAG)</i>	13

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Bermejo, J.; Muñoz-Rodríguez, A.; Aguilar, I.; Navarro, F.; Ruiz, F.; Medina, N. Análisis palinológico de la ciudad romana de Arucci Turobriga (S.O. de la Península Ibérica)</i>	17
<i>Silva, P.G.; Ramírez Fragiol, J.D.; Elez, J.; Santamaría-López, A.; Bautista Davila, M.B. Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias Orientales)</i>	39



FECYT088/2022
Fecha de certificación: 3ª Convocatoria (2012)
Válido hasta: 22 de julio de 2023

CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



This Journal is also supported by International union for Quaternary Research (INQUA) and International Association of Geomorphologists (IAG)

© SEG, AEQUA



*Derechos de reproducción bajo licencia Creative Commons 3.0.
Se permite su inclusión en repositorios sin ánimo de lucro.*

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

Depósito Legal: Z-113-1996

Impresión:

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

Prólogo CyG

noticias de interés • información • opinión • debate • nuevas metodologías • proyectos • programas de doctorado • nuevas tendencias • universidades
• política científica • eventos • actividades • grupos de trabajo • actualidad
una sección abierta a todos los entusiastas de las ciencias del Cuaternario y Geomorfología.
Sección coordinada por Askoa Ibisate (askoa.ibisate@ehu.eus) y Javier Elez (j.elez@usal.es)



In memoriam

Elvira Roquero García-Casal

*Pablo G. Silva Barroso (USAL)
Teresa Bardají Azcárate (UAH)*

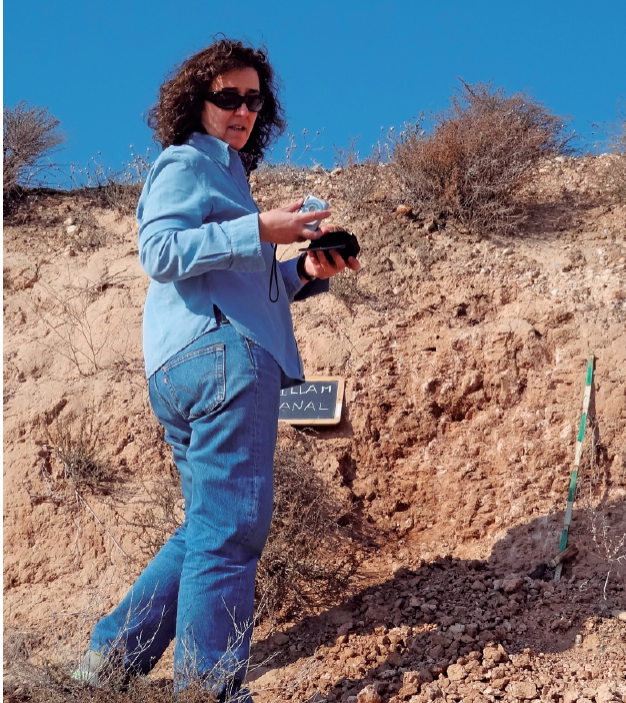
Tras cinco años de lucha contra la enfermedad Elvira, nuestra querida amiga y colega, falleció el pasado 6 de abril, pero permanecerá con nosotros para siempre. Los suelos y paleosuelos del solar hispano y parte del mundo están de luto, y todos los que la conocimos sentimos un profundo pesar.

María Elvira Roquero García-Casal nació en Madrid en marzo de 1963 y comenzó sus estudios en Ciencias Geológicas en el año 1982 en la Universidad Complutense de Madrid.

Ya con la vista puesta en el estudio de la génesis de suelos, cursó la especialidad de “Geología de Procesos Exógenos” que culminó en 1987 con la defensa de su Tesis de Grado sobre “Relaciones Geomorfología-Suelos en el Valle del Tajo” en el sector comprendido entre Aranjuez y Toledo. Este mismo perfil de investigación lo proyectó sobre su tesis doctoral que defendió en 1994 obteniendo un Sobresaliente “*Cum Laude*”.

Entre medias estuvo un año como Técnico Superior de la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI) para el Análisis de Suelos en Centroamérica (Costa Rica) y desarrolló labores docentes con distintos contratos (Profesora asociada, interina, etc.) en el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la ETSI Agrónomos de la UPM. Finalmente, en el año 1998 obtiene el puesto de Titular de Universidad que desempeñó con entusiasmo y dedicación hasta su jubilación forzosa por enfermedad en 2022. Desde que le diagnosticaron la enfermedad solo estuvo “de baja” lo es-

El pasado 6 de abril falleció Elvira Roquero, socia fundadora de AEQUA desde 1986 y geóloga especializada en las relaciones Geomorfología – Suelos y Paleosuelos desde sus primeros pasos como científica. Su especialización era casi única, ya que le venía de cuna, desarrollando su labor académica e investigadora en la Escuela Superior de Ingenieros Agrónomos de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM). Todos los que hemos trabajado con ella echaremos de menos su experiencia, dedicación y sabiduría en el campo de la Edafología, pero sobre todo echaremos en falta su compromiso con el trabajo bien hecho, su amistad y su compañía.



Elvira Roquero muestreando un suelo de La terraza fluvial del Guadalquivir de +29-35 m en las canteras de La Rinconada (Sevilla) Julio 2012, con su metro verdiblanco, pizarra y cuchillo romo (heredados de su Padre Don Carlos Roquero de Laburu).

trictamente necesario, o lo que su cuerpo la dejaba, siempre que se recuperaba medianamente se reincorporaba a las labores docentes. El curso 2021-22 fue el último. Su docencia en Agrónomos siempre estuvo centrada en la asignatura de Geología, que se impartía en los primeros cursos de los distintos grados de ingeniería que se imparten en esa escuela. No obstante, también ha impartido docencia en Climatología, Edafología o Riesgos Naturales en distintas asignaturas optativas o cursos de especialización en los que estaba involucrada en otras universidades. Dentro de esta labor docente, ha publicado distintos libros de Prácticas de Mapas Geológicos y/o Reconocimiento de Rocas y Minerales editados por el Servicio de Publicaciones de la UPM. Su labor académica le llevó a ser la coordinadora de la UPM e interuniversitaria madrileña en la Comisión de Elaboración de la Materia Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, para las pruebas de acceso a la universidad (Selectividad, EBAU), así como coordinadora y miembro de los

tribunales de las Pruebas de Acceso a la Universidad (PAU) regulares y para mayores de 25 años.

Su actividad profesional e investigadora se ha centrado en el estudio y análisis de suelos y paleosuelos. Su condición bivalente tanto de geóloga, como de edafóloga, impulsó su carrera científica hacia el estudio de la génesis y evolución de los suelos. Dentro de este amplio campo, se centró en el análisis de las relaciones geomorfología-suelos, especialmente en las cronosecuencias edáficas desarrolladas a lo largo de los sistemas de terrazas fluviales de la cuenca del río Tajo y de otros valles fluviales de la Península Ibérica (e.g. Duero, Guadalquivir, Júcar). Sin embargo, su amplio conocimiento sobre las relaciones geomorfología-suelos le llevó a aplicar sus conocimientos a otros campos de investigación como la tectónica cuaternaria, la paleosismicidad y los análisis paleoambientales de secuencias de suelos y paleosuelos aluviales, eólicas, litorales y volcánicas, en el Golfo de Cádiz, Cordillera Bética, Islas Baleares y Canarias. Además, de forma puntual extendió estas investigaciones al SW de Portugal, Cabo Verde, Túnez y la Región del Caribe (Puerto Rico y Panamá), entre otros lugares. Sus investigaciones han reforzado el valor de suelos y paleosuelos como importantes archivos climáticos, ambientales e incluso tectónicos, estudiándolos juntamente con análisis geocronológicos (por ejemplo, TL, OSL, C¹⁴) y características macro y micromorfológicas de los suelos. Esta última labor es la que estaba desarrollando en sus últimas etapas, para el análisis geológico de paleoterremotos que no llegan a romper la superficie del terreno (*no surface-faulting events*) y de los que tan solo quedan evidencias de deformaciones sin-sedimentarias únicamente visibles al microscopio. De esta temática queda mucho material elaborado por ella aún por publicar.

Si bien, la contribución que ella más apreciaba fue el establecimiento de índices cronológicos de suelos desarrollados a lo largo de secuencias fluviales y costeras bajo climas mediterráneos. Esta innovadora línea de trabajo aunó los estudios clásicos de edafología en campo (con libreta, metro, navaja, y escala Munsell) y los datos de laboratorio (granulometrías, geoquímica) con la cuantificación e interrelación de diferentes parámetros edáficos como son el contenido en arcillas, limos, óxidos de hierro, carbonatos, índices de color, etc. Estas investigaciones ampliaron los trabajos pioneros de importantes cuaternaristas (e.g. Jeniffer Harden, California) en catenas edáficas del SW de EEUU, haciéndolos aplicables al ámbito climático mediterráneo. El gran esfuerzo que realizó para establecer esta metodología geocronológica para secuencias edáficas se vio recompensado por la publicación de los mismos en importantes revistas internacionales como *Quaternary Science Reviews* o *Quaternary International*, así como su participación como conferenciante en Congresos internacionales de la IUSS (*International Union of Soil Science*) o INQUA (*International Union for Quaternary Research*). Precisamente, en un Congreso del Grupo de Trabajo en “*Past Soils*” de INQUA realizado en Calabria (Italia), en octubre de 2015, coincidimos con la Profesora Jennifer Harden (Universidad de Berkeley) con quien tuvo ocasión de hablar y discutir sobre el uso de la estadística con parámetros edáficos para el establecimiento de índices de evolución de suelos. Ese encuentro le hizo especial ilusión.

Tampoco hay que olvidar que ha tenido una importante actividad en trabajos geoarqueológicos en secuencias de terrazas, colaborando en estudios de los paleosuelos ligados a relevantes yacimientos paleolíticos en valles fluviales, como son los Yacimientos de Pinedo (Toledo) en el Valle del Tajo, Arriaga-Salmedina (Madrid) en el del Manzanares, o el de Las Jarillas (Sevilla) en el del Guadalquivir. Esta actividad se extendió también a los estudios paleosismológicos de diferentes yacimientos, entre los que cabe destacar los yacimientos romanos de *Complutum* (Madrid), *Baelo Claudia* (Cádiz), *Mulva-Munigua* (Sevilla), u otros importantes conjuntos patrimoniales históricos con afecciones paleosísmicas, como *Medina Azahara* (Córdoba), *Panamá La Vieja* (Panamá) o *Teotihuacán* (México DF). Esta última publicación aparecida en marzo de este mismo año (2024), poco antes de que nos dejara.

Desde sus inicios, perteneció a las familias españolas de Cuaternario, Geomorfología y Suelos, siendo miembro activo de la **Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)** desde su creación en 1986. Entre 2001 y 2009 fue Secretaria de la asociación y vocal electo de su Junta Directiva entre 2009 y 2012. Posteriormente, durante el periodo 2013-2016 ejerció como **Presidenta del Grupo de Cuaternario Madrileño (GQM)**. También fue socia y vocal de la **Sociedad Española de Geomorfología (SEG)** donde ocupó la tesorería cuatro años entre 1997 y el 2000. Como no podía ser de otra forma, también pertenecía a la **Sociedad Española de la Ciencia del Suelo (SECS)**, donde ocupaba desde 2018 el cargo de presidenta de la Sección de Génesis de Suelos. Después del lógico paréntesis maternal y crianza de sus mellizos (Marta y Daniel), a partir de 2008 comenzó a participar más activamente en la esfera internacional. Estuvo profundamente involucrada en las actividades internacionales en INQUA a través de varios proyectos y grupos de trabajo dentro de la Comisión de Procesos Terrestres (TERPRO) como son los Focus Groups on “*Past Soils*” y “*Paleoseismology, archaeoseismology & Active Tectonics*”. Así como en la serie de “*International Conferences on Soil Micromorphology*” (ICSM) organizadas por la International Union on Soil Science (IUSS). En los Congresos de la ICSM celebrados en Lleida (2013) y México DF (2015) presidió sesiones conjuntamente con personalidades del mundo de la edafología tan relevantes como los Profesores Dimitri Fedorov-Davydov (Russian Academy of Sciences) y Sergey Sedov (Universidad Autónoma de México). Ella, a

modo de broma, sentada junto a ellos, decía que se sentía como la lamparita que había en la mesa de presidencia para dar algo de luz. En su paso por estas diferentes sociedades y eventos científicos tanto nacionales como internacionales siempre dejó la huella de su fuerte personalidad como investigadora y como persona.

En cuanto a su contribución científica, colaboró en la elaboración de cartografías geomorfológicas y caracterización de suelos en diferentes hojas del Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA, IGME) pertenecientes a la Cuenca de Madrid, así como en unos 22 proyectos financiados Nacionales e Internacionales. Su producción científica incluye más de 130 publicaciones en monografías, libros y revistas científicas. De ellas alrededor del 20% se ha publicado en revistas internacionales indexadas en WOS o Scopus, acreditando dos tramos de investigación (sexenios) del MICIN hasta el año 2019. A pesar de que la fatal enfermedad la atacó a comienzos de 2019, su actividad científica no ha cesado en estos últimos cinco años y ha seguido colaborando en numerosas publicaciones e investigaciones. Hasta la primera quincena de marzo, estuvo haciendo correcciones a los diferentes trabajos que se presentarán en el próximo Simposio de Cuaternario Ibérico en el marco del XI Congreso Geológico de España a celebrar en Ávila. Algunas de sus investigaciones han quedado aun por terminar de perfilar. En los próximos años seguiremos viendo el nombre de Elvira Roquero en muchos trabajos que nos encargaremos de rematar sus compañeros de fatigas.

No cabe duda de que Elvira ha dejado un importante legado científico, una profunda huella entre sus amigos y un gran roto en los corazones de sus más allegados. El tiempo aplacará el dolor generado por su temprana ausencia, pero el apellido Roquero seguirá flotando en la ciencia todavía durante muchos años. Los Roquero, viejos o jóvenes, nunca mueren, y Elvira era una autentica Rocker. Hasta Siempre Elvis.

Desde esta nota, nuestro más sentido pésame a su familia y al numeroso grupo de amigos que ha dejado, a lo largo de los años, en el mundo de las Ciencias del Cuaternario, la Geomorfología, la Edafología y su querida Escuela de Agrónomos. Los que le hemos escrito esta nota hemos sido sus compañeros de fatiga en la senda geológica que hizo que nos conociéramos, compartiendo alegrías y tristezas, ilusiones y decepciones. Aquí dejamos un pequeño listado de las contribuciones más reseñables de la entrañable Profesora Elvira Roquero que ilustran su andadura por el mundo de los Suelos, el Cuaternario y la Geomorfología.

Pablo G. Silva Barroso
Universidad de Salamanca

Teresa Bardají Azcárate
Universidad de Alcalá

Algunas de las Referencias más reseñables:

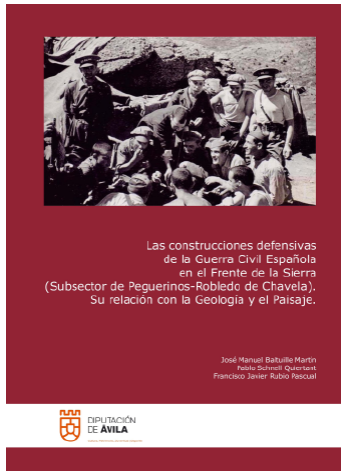
Bardají, T., **Roquero, E.**, Cabero, A., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. Machado, M.J., Lario, J., Silva, P.G., Martínez-Graña, A.M. (2022). Abrupt environmental changes during the last glacial cycle in Western Mediterranean (Formentera Island, Balearic archipelago, Spain). *Quaternary International*, 638-639, 159-179 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.01.002>

López Recio, M., Silva, P.G., **Roquero, E.**, Tapias, F., Baena Preysler, J., Carrancho, A., Arteaga, C. J. Morín, I. et al., (2014). Geochronology and Geoarchaeology of the Pleistocene fluvial

- deposits of the Prados-Guatén Depression (Madrid Basin, Central Spain). *Quaternary International*, 328-329, 120 - 135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.029>
- López Recio, M., Silva, P.G., **Roquero, E.**, Cunha, P.P., Tapias, F., Alcaraz-Castaño, M.; Baena Preysler, J., et al. (2015). Geocronología de los yacimientos achelenses de Pinedo y Cien Fanegas (Valle del Tajo) e implicaciones en la evolución fluvial en el entorno de Toledo (España). *Estudios Geológicos*, 71(1): e029. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.41816.340>
- Pardo, E., **Roquero, E.** (1997). Mineralogía de suelos del sistema de terrazas del río Tajo: procedencia e índices de alteración (Zona de las confluencias del río Jarama y el río Alberche). *Edafología*, 3-2, 433 - 440.
- Pérez-López, R., Moragas-Segura, N., Elez, J., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Ramos, A., Perucha, M.A., **Roquero, E.**, Garduño-Mnroy, V.H. (2024). Teotihuacan ancient culture affected by megathrust earthquakes during the early Epiclassic Period (Mexico). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 55, 104528. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2024.104528>
- Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Silva, P.G., Montejo-Córdoba, F.J., Giner-Robles, J.L., Elez, J., **Roquero, E.**, Bardají, T. (2023). Archaeoseismological Evidence of Seismic Damage at Medina Azahara (Córdoba, Spain) from the Early 11th Century. *Applied Sciences*, 13, 1601. <https://doi.org/10.3390/app1303160112>
- Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Perucha, M.A., Giner-Robles, J.L., Heras, C., Bastida, A.B., Carrasco, P., **Roquero, E.**, Bardají, T., Lario, J., Pérez-López, R., Elez, J. (2016). Seismically induced liquefaction structures in La Magdalena archaeological site, the 4th century AD Roman Complutum (Madrid, Spain). *Sedimentary Geology*, 344, 34-46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.025>
- Roquero, E.** (1991). The Nijar Dam (Almería, Spain): A case study of geomorphic influence on accelerated siltation. *Z.F. Geomorphologie*, 83, 9 - 16.
- Roquero, E.** (1994). Relación suelos-geomorfología en el sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. 550 pp.
- Roquero, E.** (2000). Soils Geomorphology relationship in Spain: recent evolution and perspective. In: *Recent developments in Spanish Geomorphology*. Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Zaragoza, Spain. pp. 13 - 48.
- Roquero, E.**, Torcal, L, Roquero de Laburu, C. (1991). Origen y génesis de la acumulación de la caliza en los suelos de las Islas Canarias, con una aplicación a Fuerteventura. *XVIII Reunión Nacional de Suelos*. Laguna, Tenerife. pp. 371 -385
- Roquero, E.** Goy, J.L. Zazo, C. (1997). Nuevos índices cronológicos de la evolución de los suelos en terrazas fluviales. *Estudios Geológicos*, 53, 3 -15. <https://doi.org/10.3989/egeol.97531-2242>
- Roquero, E.** Goy, J.L. Zazo, C. (1999). Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: Valle del río Tajo, Madrid-Toledo, España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12(3-4), 329 - 338.
- Roquero, E.** Goy, J.L. Zazo, C., Artieda (2001). Control geomorfológico de la salinidad en suelos aluviales. Sector Central del Valle del Tajo. Madrid-Toledo. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (3-4), 95 - 107.
- Roquero, E.** Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Borja, F. (2013). Micromorphology of hydromorphic soils developed in fluvio-marine sediments during the Middle-Late Pleistocene transit in the Gulf of Cadiz (Atlantic South Spain). *Spanish Journal of Soil Science* 3 (3), 22-38. <http://dx.doi.org/10.3232/SJSS.2013.V3.N3.02>
- Roquero, E.** Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., T. Bardají, et al., (2013). Development of a numerical system and field-survey charts for earthquake environmental effects based on the Munsell Soil Color-Charts. *Seismic Hazard, Critical Facilities and Slow Active Faults*. INQUA - RWTH Aachen University. pp. 241 - 245. ISBN: 978-3-000-042796-1.
- Roquero, E.**, Silva, P.G., C. Zazo, J.L. Goy, Massana, J. (2015). Soil evolution indices in fluvial terrace chronosequences of Central Spain (Tagus and Duero fluvial basins). *Quaternary International*, 376, 101 - 112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.036>
- Roquero, E.**, Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Huerta, P. (2016). Micromorphology of seismic liquefaction processes (Betic Cordillera, SE Spain). *Abstracts 15th Int. Conference on Soil Micromorphology* (15th ICSM). Instituto Geología UNAM, México City, pp. 88-89.
- Roquero, E.**, Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Huerta, P., Bardají, T., Giner-Robles, J.L., Perucha, M.A. (2016). Record of a Roman Earthquake (2nd Century AD) in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Micromorpho-

- logical analysis of liquefaction. *Geotemas*, 16 (1), 391 - 394.
- Roquero, E.**, Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A. (2018). Micromorphology of Seismic Liquefaction Structures: A Tool to record lost seismic events (Betic Cordillera, Spain). Resúmenes de la 3ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología, *Iber-fault III*, Alicante, España. Pp. 195 - 198.
- Roquero, E.**, Silva, P.G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., Medialdea, A., Giner Robles, J.L., Pérez-López, R., Bardají, T. (2019). Pedological record of paleoenvironmental changes in Guadalentín Depression during the Holocene, Murcia, SE Spain. *XV Reunión Cuaternario Ibérico*, AEQUA, UPV-EHU, Bilbao. pp. 235 - 238.
- Silva P.G., **Roquero, E.** (2022). Cronofunciones: modelización estadística de conjuntos de dataciones numéricas para el estudio del Cuaternario: Ejemplos para la Península Ibérica. *Cuaternario y Geomorfología*, 36 (3-4), 123 - 142. <https://doi.org/10.17735/cyg.v36i3-4.93733>
- Silva, P.G., **Roquero, E.**, Pérez-López, R., Bardají, T., Santos Delgado, G., Elez, J. (2023). Lichenometric Analysis Applied to Bedrock Fault Scarps: The Sencelles Fault and the 1851 CE Mallorca Earthquake (Balearic Islands, Spain). *Applied Sciences*, 13, 7639. <https://doi.org/10.3390/app13116739>
- Silva, P.G., **Roquero, E.**, Medialdea, A., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M.A., (2022). Dating of Holocene Sedimentary and Paleosol Sequence within the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Paleoclimatic Implications and Paleoseismic signals *Geosciences*, 12, 4459e <https://doi.org/10.3390/geosciences12120459>
- Silva, P.G., **Roquero, E.**, Bardají, T., Medialdea, A. (2020). Pleistocene to Holocene phases of sedimentation and soil formation in the semiarid SE Spain (Eastern Betic Cordillera). *Cuaternario y Geomorfología*, 34 (3-4), 41 - 61. <https://doi.org/10.17735/cyg.v34i1-2.78815>
- Silva, P.G., **Roquero, E.**, López-Recio, M., Huerta, P., Martínez-Graña, A.M. (2017). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews* 166, 188 - 203. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>
- Silva, P.G., Bardají, T., **Roquero, E.**, Baena-Preysler, J., Cearreta, A., Rodríguez-Pascua, M.A. Rosas, A., Goy, J.L., Zazo, C. (2017). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 31 (3-4). 51 - 92. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588>
- Silva, P.G.; Bardají, T.; **Roquero, E.**; Martínez-Graña, A.; Perucha, M.A.; Huerta, P.; Lario, J.; Giner-Robles, J.L.; Rodríguez-Pascua, M.A., et al. (2015). Seismic palaeogeography of coastal zones in the Iberian Peninsula: Understanding ancient and historic earthquakes in Spain. *Cuaternario y Geomorfología*, 29. 31 - 56. <http://dx.doi.org/10.17735/cyg.v29i1-2.31012>
- Silva, P.G., Elez, J., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., **Roquero, E.**, Bardají, T., Martínez-Graña, A.M. (2017). ESI-07 ShakeMaps for instrumental and historical events in the Betic Cordillera (SE Spain): An approach based on geological data and applied to seismic hazard. *Quaternary international*, 451, 185-208. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.020>
- Silva, P.G., Elez, J., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., **Roquero, E.**, Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají, T. (2023). The AD 1755 Lisbon Earthquake-Tsunami: Seismic source modelling from the analysis of ESI-07 environmental data. *Quaternary International*, 651, 6-24. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.11.006>
- Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Reicherter, K., Rodríguez-Pascua, M.A., Grützner, C., García-Jiménez, I., Carrasco, P., Bardají, T., Santos, G., **Roquero, E.**, Röth, J., et al., (2016). Los terremotos antiguos del conjunto arqueológico romano de Baelo Claudia (Cádiz, Sur de España): Quince años de investigación arqueosismológica. *Estudios Geológicos* 72 (1), e050. 24 pp. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42284.392>
- P.G. Silva, M. López Recio, F. Cuartero, F. Tapias, E. **Roquero**, J. Morín, I. Rus, P., Carrasco-García, P., et al. (2013). Stratigraphy of the Arriaga Palaeolithic sites. Implications for the geomorphological evolution recorded by thickened fluvial sequences within the Manzanares River valley (Madrid Neogene Basin, Central Spain). *Geomorphology* 196, 138-161. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.019>
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., Giner-Robles, J., Medialdea, A., **Roquero, E.**, Sánchez-Sánchez, Y., (2024). Tectónica Cuaternaria de la Cuenca de Madrid (España). Libro de Excursiones XI Congreso Geológico de España. *Geo-Guías*, 10. (en prensa)
- Silva, P.G., Tapias, F., Elez, F. Gutiérrez, F., **Roquero, E.**, Del Val, M., Pérez-Torrado, F.J., Giner-

- Robles, J., Moreno, D. (2024). Evolution of the Júcar-Cabriel fluvial system on the Mediterranean watershed of the Iberian Peninsula (Valencia, eastern Spain). *Geomorphology*, 450, 109066 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109066>
- Zazo, C., Mercier, N., Lario, J., **Roquero, E.**, Goy, J.L., Silva, P.G., A. Cabero, F. Borja, C.J. Dabrio, T. Bardají, V. Soler (2008). Palaeoenvironmental evolution of the Barbate-Trafalgar coast (Cádiz) during the last 140Ka: Climate, sea level interactions and tectonics. *Geomorphology* 100, 212-222. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.031>
- Zazo, C., C.J. Dabrio, J.L. Goy, J. Lario, A. Cabero, Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., **Roquero, E.** (2008). The coastal archives of the last 15 kyr in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, 72-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.05.021>
- Zazo, C., Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., **Roquero, E.**, et al. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva Coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68, 269-290. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.022>



Nuevo libro: Las construcciones defensivas de la Guerra Civil Española en el Frente de la Sierra (Subsector de Peguerinos-Robledo de Chavela). Su relación con la Geología y el paisaje

New book: The defensive constructions of the Spanish Civil War in the Front of the Sierra (Subsector of Peguerinos-Robledo de Chavela). Its relation with the Geology and the landscape

Alonso-Jiménez, A. ⁽¹⁾; Álvarez Areces, E. ⁽¹⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, CSIC, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España. antonio.alonso@csic.es

Resumen

Este libro explora la intersección del patrimonio arquitectónico de la Guerra Civil Española con los paisajes geológicos y geomorfológicos, abordando una brecha crítica en la literatura existente. Los autores detallan su estudio de seis años, empleando técnicas convencionales y modernas para documentar más de 2.000 estructuras defensivas en 245 km² de la sierra de Guadarrama. Analizan el despliegue estratégico de estas defensas en relación con las características del terreno, revelando una adaptación matizada a las condiciones geológicas y geomorfológicas. El estudio subraya cómo ambos ejércitos utilizaron eficazmente las características del terreno, correlacionando sustrato geológico con los tipos de construcción defensiva. La metodología también arroja luz sobre consideraciones estratégicas más allá de las ventajas naturales del terreno. Con una extensa bibliografía, documentación fotográfica y un apéndice sobre armamento, el libro ofrece valiosos conocimientos sobre los legados arquitectónicos y ambientales de la Guerra Civil Española, convirtiéndolo en una contribución significativa para comprender la historia militar y la interacción con el paisaje.

Palabras clave: Guerra Civil, Patrimonio arquitectónico, Geología, Geomorfología, Despliegue defensivo, Metodología.

Abstract

This book explores the intersection of architectural heritage from the Spanish Civil War with geological and geomorphological landscapes, addressing a critical gap in existing literature. Authors detail their six-year study, employing conventional and modern techniques to document over 2,000 defensive structures across 245 km² of the Guadarrama mountain range. They analyse the strategic deployment of these defences in relation to terrain features, revealing a nuanced adaptation to geological and geomorphological conditions. The study underscores how both armies effectively utilized terrain characteristics, correlating geological substrate with types of defensive construction. The methodology also sheds light on strategic considerations beyond natural terrain advantages. With an extensive bibliography, photographic documentation, and an appendix on weaponry, the book offers valuable insights into the Spanish Civil War's architectural and environmental legacies, making it a significant contribution to understanding military history and landscape interaction.

Key words: Civil War, Architectural heritage, Geology, Geomorphology, Defensive deployment, Methodology.

1. Reseña del Libro

Dada la enorme complejidad de los elementos que llevaron a un país al enfrentamiento sangriento que supone una guerra civil, las posibilidades de afrontar el estudio de esta época eran prácticamente infinitas. Desde hace un par de décadas se empezó a afrontar el estudio de los restos que aún quedaban en pie del conflicto, con el fin de tratar de conocer y preservar un patrimonio que en Europa se valora y se pone en conocimiento de la sociedad.

Siendo la temática de la Guerra Civil la que mayor número de libros han propiciado en nuestro país, no ha habido uno solo que trate de aunar el patrimonio arquitectónico del conflicto con su marco geológico y geomorfológico. Para solucionar ese hueco está el libro que hoy se reseña.

Los autores de ***Las construcciones defensivas de la Guerra Civil Española en el Frente de la Sierra (Subsector de Peguerinos-Robledo de Chavela). Su relación con la Geología y el paisaje***, cuentan con una amplia experiencia profesional en los campos de la recuperación de restos de la Guerra, la cartografía geológica y geomorfológica y el patrimonio arquitectónico y sus rocas constructivas y reflejan, en las 447 páginas del libro, su trabajo de más de seis años (2016-2022), entre roquedales y jaras, a lo largo de 245 km² de la sierra de Guadarrama, en las provincias de Madrid y de Ávila.

El trabajo cuenta con una metodología específica, donde se han complementado tanto técnicas geológicas y arqueológicas convencionales junto con la incorporación de nuevas tecnologías de localización espacial y fotogrametría (drones), documentándose más de 2.000 obras arquitectónicas defensivas agrupadas en 120 conjuntos defensivos, de ambos bandos, dibujando un frente de guerra continuo de más de 35 km de longitud.

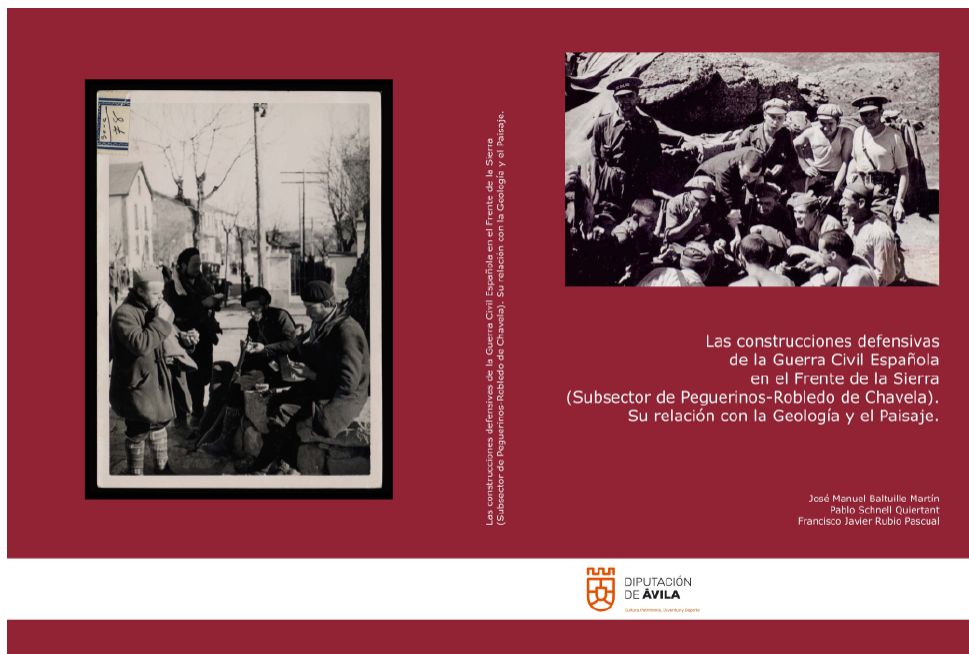


Figura 1: Portada libro.
Figure 1: Cover of the Book.

Las Ciencias de la Tierra aplicadas a este trabajo enfocan la relación entre elementos militares defensivos y el terreno desde tres puntos de vista: la litoestratigrafía y las características petrológicas y reológicas de los materiales, la tectónica y la estructura del terreno, y con una especial dimensión, la geomorfología. Las formas del terreno son, sin duda, factores fundamentales para su aprovechamiento militar y en este estudio se analiza e intenta cuantificar la adaptación de los sistemas defensivos de los ejércitos contendientes a las particularidades geomorfológicas del frente de guerra. Sobre una adecuación de la cartografía geomorfológica existente de este sector del Sistema Central, se estudia la relación de los conjuntos defensivos con las unidades geomorfológicas que definen ese paisaje. Planicies en cumbres, parameras y pediments, laderas y fondos de corredores son los principales compartimentos con arreglo a los cuales se reparten fortines, trincheras, pozos de tirador y gran variedad de otros emplazamientos. A escala de mayor detalle, las posiciones se reparten por elementos geomorfológicos como domos graníticos y berrocales, cabeceras torrenciales y especialmente los relieves residuales como *monadnocks*, *inselbergs* y crestas.

La conclusión es que los despliegues defensivos de ambos ejércitos en la zona de estudio muestran un buen aprovechamiento de las características reológicas y morfológicas del terreno, cuantificándose mediante un análisis básico de porcentajes e índices de correlación propuesto por primera vez como metodología de trabajo. Las litologías más duras fueron mejor aprovechadas mediante construcciones tipo fortín, parapeto, alojamientos u otras estructuras parcialmente sobreelevadas, mientras que las litologías más blandas o las zonas alteradas de litologías duras fueron empleadas para trincheras y puestos de tirador/granadero excavados. Desde el punto de vista geomorfológico, los conjuntos defensivos se adaptan a los bordes de las superficies elevadas, incluso en las cabeceras torrenciales, cerrando el acceso al enemigo a estos terrenos. Una gran densidad de emplazamientos se da en los relieves residuales, incluyendo aquellos de origen tectónico y especialmente los correspondientes a etapas tardivariscas.

La metodología empleada en este trabajo, el análisis del grado de adaptación a la geología y geomorfología de los despliegues militares, muestra ser también eficaz para destacar características de los dispositivos defensivos que no obedecen estrictamente al aprovechamiento del terreno en tanto que medio natural, sino a otras consideraciones estratégicas o necesidades tácticas. El reconocimiento de estas singularidades y sus posibles motivaciones aportan una perspectiva diferente al estudio de la historia de un sector limitado de un frente de batalla.

Para finalizar, el libro cuenta con una amplia bibliografía actualizada, una excelente cobertura fotográfica y un anexo con una amplia panoplia del armamento ligero empleado en el conflicto, lo que le proporciona un atractivo extra a la lectura.

Por todo ello creemos que este libro será referente, por la cantidad de nuevas aportaciones que proporciona tanto en aspectos tipológicos sobre los diferentes elementos defensivos como en las relaciones que es capaz de establecer entre conjuntos defensivos (elemento militar) y las características petrológicas, estructurales y morfológicas (elemento del paisaje).



Reciente creación de un nuevo Grupo de Trabajo sobre Geoarqueología Costera, en el seno de la *International Association of Geomorphology (IAG)*

Grupo de Trabajo de la IAG sobre Geoarqueología Costera

Se acaba de crear dentro de la *International Association of Geomorphology (IAG)* un nuevo Grupo de trabajo sobre Geoarqueología Costera, el cual nace con una filosofía científica muy inter- y pluridisciplinar, que pretende crear un foro de discusión donde se facilite la discusión e intercambio de ideas sobre todos aquellos aspectos relacionados con la reconstrucción y análisis de la evolución de paisajes costeros, habitados por el ser humano a lo largo del tiempo.

Se pretende crear una red donde converjan investigadores sénior y júnior, compartiendo su experiencia, dando cabida a todo tipo de científicos dedicados al estudio de estos paisajes costeros. En esta gran horquilla se incluyen arqueólogos, geólogos y/o geomorfólogos interesados en modelizar y estudiar todos los procesos que han contribuido a la configuración de los paisajes costeros tal y como los vemos hoy en día, así como en reconstruir la evolución de la zona costera. Este estudio y reconstrucción de la evolución en el pasado, nos permitirá a su vez analizar las adaptaciones que el ser humano ha ido desarrollando ante este paisaje cambiante.

Los principales objetivos y temas de discusión de este nuevo Grupo de Trabajo son:

- Geoarqueología en zonas costera. Este objetivo principal persigue abarcar el análisis geoarqueológico desde diferentes perspectivas, que incluyen tanto datos de campo como aproximaciones mediante modelos matemáticos.
- Aplicación de nuevas tecnologías para la reconstrucción del paleo-paisaje en zonas fuertemente antropizadas. Este objetivo persigue el poder conocer cuál era el paisaje previo a la ocupación humana y cómo dicha antropización puede haber condicionado los procesos
- Evaluación de las adaptaciones humanas a los cambios climáticos y del nivel del mar pasados y recientes. Ante un escenario de cambio constante tanto del clima como del nivel del mar, es imprescindible conocer cómo el ser humano nos hemos ido adaptando a estos cambios en zonas, como es la zona costera, en donde el equilibrio dinámico es tan inestable.
- Analizar todas aquéllas nuevas perspectivas que puedan surgir en las reconstrucciones de paleo-paisajes antropizados.
- Estudio de la respuesta de las sociedades antiguas frente a inundaciones costeras rápidas y súbitas asociadas a eventos de oleaje extremo, como pueden ser tsunamis, ciclones tropicales, etc. Este estudio permitirá a su vez analizar la capacidad de respuesta, o resiliencia, de las sociedades antiguas ante estos cambios.
- Análisis de todas las posibles interacciones entre el ser humano y los procesos costeros fundamentalmente en sociedades antiguas, aunque sin olvidar el pasado más reciente y la actualidad.

Para abordar todos estos objetivos, el Grupo de Trabajo planificará diferentes tipos de actividades entre las que se incluyen:

- Organización de eventos (*workshops, meetings, field-trips, thematic conferences, etc.*), tanto presenciales como virtuales, que aseguren una continua interacción e intercambio de experiencias entre los miembros del Grupo de Trabajo. En este tipo de actividades se promoverá la implicación de estudiantes de doctorado y *Early Career Researchers*, a través de becas de asistencia, sesiones especialmente dirigidas por y para ellos, etc.
- Sesiones temáticas en los principales congresos geocientíficos internacionales, como pueden ser los IAG International and Regional Conferences on Geomorphology, International Congresses of INQUA o EGU Meetings, entre otros.
- Edición de *Special Issues* en las principales revistas internacionales dedicadas a Geoarqueología, Geomorfología y Cuaternario, donde compartir los resultados de la investigación sobre geoarqueología costera.
- Crear canales para fomentar el intercambio de información a través de una web propia, *newsletters* periódicas, redes sociales, etc.



Palazzo degli Spiriti, edificio del s.I BCE anexo a la villa Pausilypon en la costa de Nápoles (Sur de Italia).
La posición de este edificio no es congruente con la actual posición del nivel del mar.

Toda la información sobre este nuevo Grupo de Trabajo, y sus actividades los podéis obtener en <http://www.geomorph.org/coastal-geoarchaeology-working-group/>

WG Chairs:

Chair: Pietro P.C. Aucelli. Parthenope University of Naples, Italy.
e-mail: pietro.aucelli@uniparthenope.it

Co-chair: Teresa Bardají. University of Alcalá, Madrid, Spain.
e-mail: teresa.bardaji@uah.es

Co-chair: Hayley Cawthra. Council for Geoscience Western Cape office, South Africa.
e-mail: cawthra.h@gmail.com

Secretary: Gaia Mattei. Parthenope University of Naples, Italy
e-mail: gaia.mattei@uniparthenope.it



**Análisis palinológico de la ciudad romana de Arucci Turobriga
(S.O. de la Península Ibérica)**

*Palynological analysis of the Roman city of Arucci Turobriga
(SW Iberian Peninsula)*

Bermejo, J. ^(1,2); Muñoz-Rodríguez, A. ⁽³⁾; Aguilar, I. ⁽¹⁾;
Navarro, F. ⁽²⁾; Ruiz, F. ^(2,4,*); Medina, N. ⁽⁵⁾

(1) Grupo Urbanitas: Arqueología y Patrimonio, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, 21007-Huelva, Spain

(2) Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural, Universidad de Huelva.
Campus de El Carmen, 21007-Huelva, Spain

(3) Departamento de Ciencias Integradas, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, 21007-Huelva, Spain

(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, 21007-Huelva, Spain

(5) Ayuntamiento de Aroche, 21240-Aroche, Spain.

*Correspondencia: ruizmu@uhu.es (F. Ruiz)

Resumen

Una de las aplicaciones más frecuentes de la Palinología es la reconstrucción paleoambiental de antiguos asentamientos arqueológicos, basada a menudo en la comparación con análogos modernos. En este trabajo se presenta un análisis de los registros de polen y esporas asociados al complejo termal de Arucci Turobriga, una ciudad romana (siglos I BCE-III CE) situada en el suroeste de España. El registro polínico representa un entorno constituido principalmente por encinares y alcornoques y fresnedas como vegetación de ribera, a los que acompañan pinos y acebuches, así como matorrales de coscojares, lentiscas, jarales y retamares. Por su abundancia durante el periodo de desarrollo de la ciudad, algunas especies podrían haber sido utilizadas como recursos forestales, agrícolas u ornamentales, como sería el caso de las especies de Cupressaceae y de *Pinus*, así como del olivo, el algarrobo y el avellano. El cortejo de especies herbáceas representa una flora ruderal, probablemente asociada a enclaves antropizados, dado el gran número de especies nitrófilas que incluye. El registro de esporas está dominado por hongos parásitos (principalmente tipo *Ustilago* y tipo *Puccinia*) y hongos micorrícicos (principalmente *Glomeromycota* p.p. y tipo *Glomus*). Por otro lado, la presencia de esporas de hongos coprófilos corrobora la identificación de una letrina en el sector norte de las termas de la ciudad.

Palabras clave: Palinología; reconstrucción paleoambiental; termas; ciudad imperial romana; SO España.



Abstract

One of the most frequent applications of palynology is the palaeoenvironmental reconstruction of ancient archaeological settlements, often based on comparison with modern analogues. This paper presents an analysis of the pollen and spore records associated with the thermal complex of Arucci Turobriga, a Roman city (1st century BCE-3rd century CE) located in southwestern Spain. The pollen record represents an environment consisting mainly of holm oak and cork oak groves and ash groves as riparian vegetation, accompanied by pine and wild olive trees, as well as thickets of kermes oak, mastic, rockrose and broom. Due to their abundance during the period of the town's development, some species could have been used as forestry, agricultural or ornamental resources, such as Cupressaceae and *Pinus* species, as well as olive, carob and hazel trees. The group of herbaceous species represents a ruderal flora, probably associated with anthropised enclaves, given the large number of nitrophilous species it includes. The spore record is dominated by parasitic fungi (mainly *Ustilago* type and *Puccinia* type) and mycorrhizal fungi (mainly *Glomeromycota* p.p. and *Glomus* type). On the other hand, the presence of spores of coprophilous fungi corroborates the identification of a latrine in the northern sector of the city's hot springs.

Key words: Palynology; palaeoenvironmental reconstruction; thermal baths; Imperial Roman city; SW Spain.

1. Introducción

La Palinología es un instrumento poderoso para la reconstrucción paleoambiental de yacimientos arqueológicos, con una aplicación creciente desde los inicios del siglo XX. En estos contextos, los análisis de polen, esporas y palinomorfo no polínicos proporcionan una valiosa información sobre actividades humanas pretéritas, variabilidad paleoclimática y paleoambiental, cambios paleogeográficos o en los hábitos alimentarios, entre otras posibilidades.

Durante el periodo imperial romano (27 BCE-476 CE), la Península Ibérica estaba dividida en tres provincias (Fig. 1): Tarraconensis, Lusitania y Baetica. La ciudad de Arucci Turobriga fue fundada entre 15-13 BCE en tiempos del emperador Augusto en el noreste de esta última provincia. Estaba localizada en una colina situada en la ribera del río Chanza, un afluente del río Guadiana. Hoy, sus restos han sido excavados cerca del pueblo de Aroche, dentro del Parque Natural de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche, que se extiende por el norte de la provincia de Huelva.

Esta ciudad experimentó un rápido crecimiento y un notable desarrollo urbanístico durante

el siglo I CE. La construcción del foro se llevó a cabo entre los años 37 CE y 54 CE, con una plaza porticada en la que se albergaban las funciones administrativas, judiciales y religiosas (Bermejo, 2013). Posteriormente, durante la época Flavia (69 CE-96 CE), se construyen las termas y el Campo de Marte, monumentales edificios públicos que denotan una importante actividad constructora para la época, alcanzando la ciudad su máximo esplendor en el siglo II CE (Bermejo, 2011). La ciudad comenzó a decaer a mediados del siglo III CE y fue abandonada paulatinamente, dentro del contexto general de crisis urbana que se registró en ese momento en todo el Imperio Romano. La ciudad sirvió entonces de cantera para la construcción de las numerosas *villae rusticae*, documentadas en sus inmediaciones (Bermejo y Campos, 2022).

En el presente trabajo se analiza el registro palinológico de seis muestras de distinta cronología y procedentes de diversas ubicaciones dentro del complejo termal de Arucci Turobriga, con el objetivo de efectuar una reconstrucción del paisaje urbano y del entorno de esta ciudad, así como realizar una aproximación a su evolución temporal.

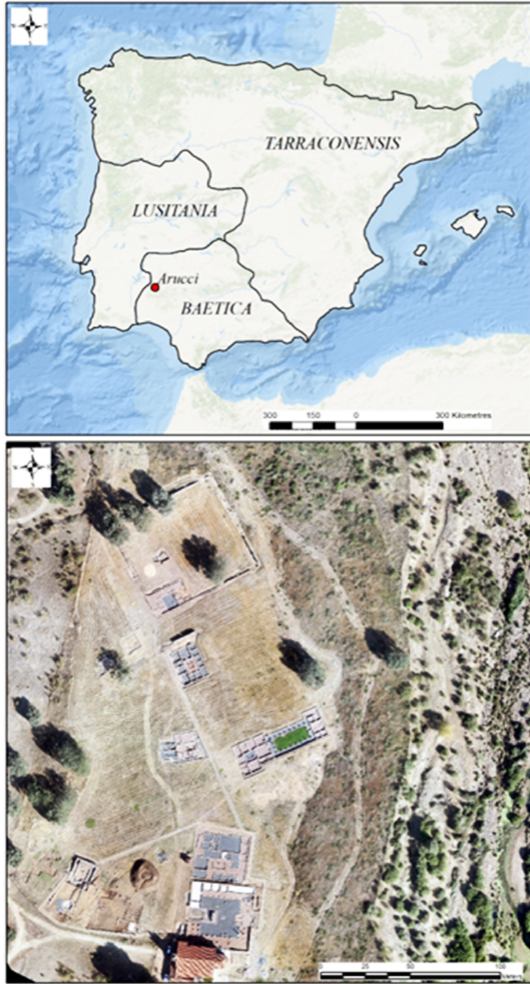


Figura 1. Localización de Arucci Turobriga en las provincias romanas imperiales de la Península Ibérica y vista aérea de la ciudad.

Figure 1. Location of Arucci Turobriga in Roman Imperial Provinces of the Iberian Peninsula and aerial view of the city.

2. Arucci Turobriga y su vegetación actual

2.1. La estructura urbana de Arucci

Las excavaciones e investigaciones que se han llevado a cabo durante las dos últimas décadas en la ciudad romana de Arucci Turobriga han puesto al descubierto unas ocho hectáreas que corresponden al plano de una ciudad dotada de todos los elementos característicos del urbanismo clásico (Bermejo, 2013). La

estructura urbana documentada define esta ciudad como un enclave de servicios, un núcleo de control territorial dotado de los elementos necesarios para articular un conjunto de prestaciones necesarias para la población adscrita al territorio. Esta idea se deriva del importante papel adquirido por los edificios públicos monumentales (Fig. 2: *forum*, *thermae*, *campus* y *macellum*) frente a la escasa superficie ocupada por el área doméstica residencial (Bermejo *et al.*, 2020a).

El edificio termal está situado en uno de los niveles más altos de la ciudad y las excavaciones realizadas a principios del siglo XXI sacaron a la luz una gran *natatio* de forma

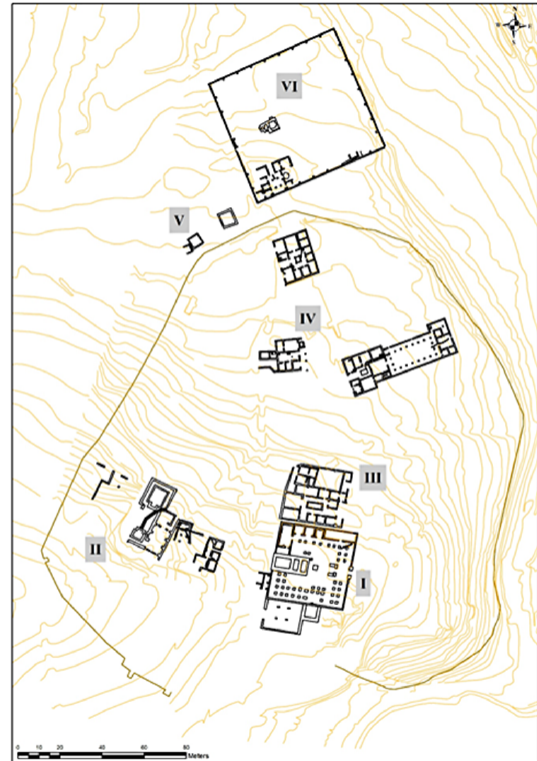


Figura 2. Planimetría de Arucci Turobriga con indicación de los elementos conocidos en la actualidad. I: *forum*; II: *thermae*; III: *posible macellum*; IV: *area doméstica*; V: *necropolis*; VI: *campus*.

Figure 2. Planimetry of Arucci Turobriga with indication of currently known elements. I: *forum*; II: *thermae*; III: *possible macellum*; IV: *domestic area*; V: *necropolis*; VI: *campus*.

cuadrangular, lo que confirmó la existencia de una zona de baño en la ciudad (Campos *et al.*, 2006). Nuevas excavaciones efectuadas en 2008 revelaron la existencia de otra piscina de menores proporciones que la primera, pero ambas conectadas entre sí por su sistema de drenaje. Además, se documentaron dos estructuras hidráulicas de almacenamiento o aljibes, relacionadas con el abastecimiento de agua al complejo termal (Medina, 2009). Una posterior campaña de excavación llevada a cabo en 2019 puso al descubierto un importante conjunto de edificaciones al este de las termas, con un gran espacio central porticado, a modo de *palestra*, tras el que se

disponían una serie de estancias dispuestas en batería, identificándose una de ellas con una letrina (Bermejo *et al.*, 2020b).

2.2. Las *thermae* de Arucci Turobriga

Este edificio tiene una superficie excavada de 1400 m² y está formado por dos grandes construcciones cuadrangulares que constituían su planta baja. Básicamente, las partes principales que lo definen son una *letrina*, un *apodyterium*, una gran sala para baños fríos compuesta por una *natatio* y una piscina, así como estructuras hidráulicas que abastecerían de agua al edificio (Fig. 3).

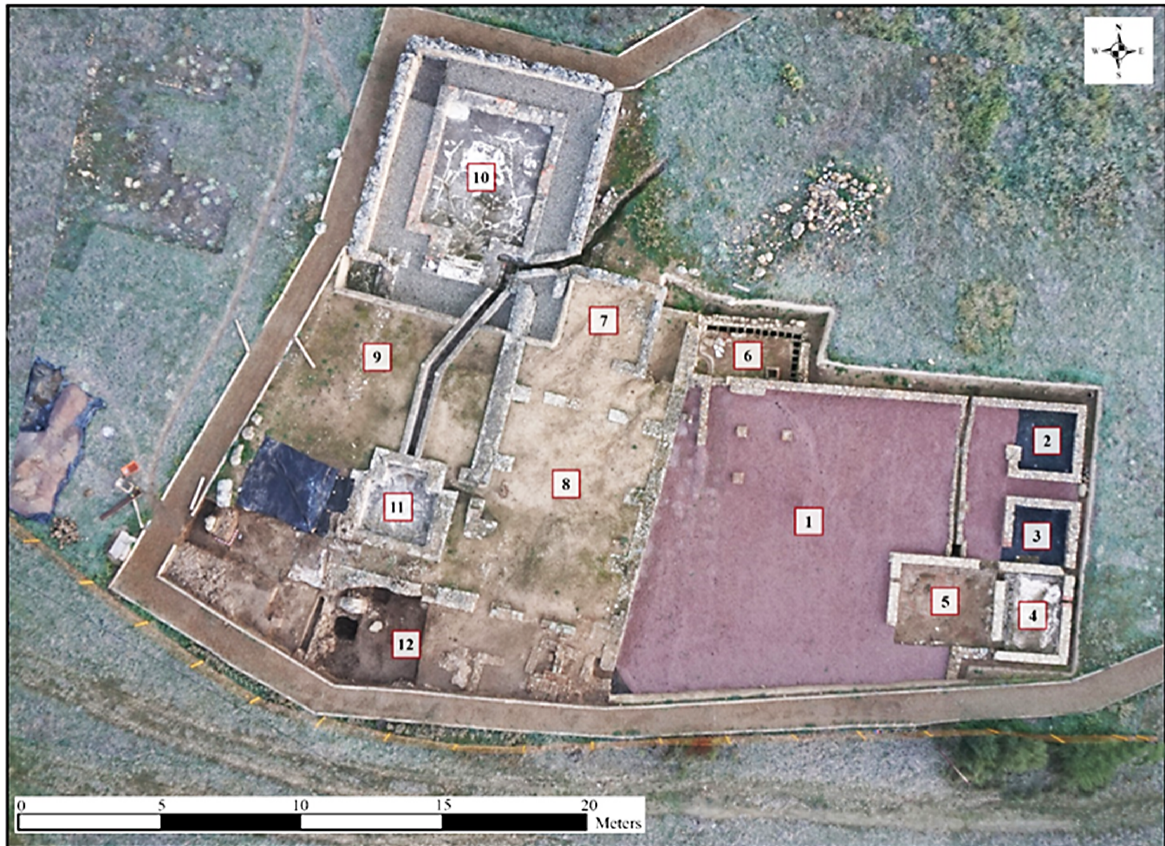


Figura 3. Planimetría de las termas con interpretación de las zonas documentadas. 1: Palaestra; 2: Destructarium?; 3: Sudatoria/Caldaria?; 4: Cisterna I; 5: Cisterna II; 6: Latrinae; 7: Vestibula?; 8: Apodyterium; 9: Frigidarium; 10: Natatio; 11: Piscina; 12: Caldarium?

Figure 3. Planimetry of the *thermae* with interpretation of the documented environments. 1: Palaestra; 2: Destructarium?; 3: Sudatoria/Caldaria?; 4: Cisterna I; 5: Cisterna II; 6: Latrinae; 7: Vestibula?; 8: Apodyterium; 9: Frigidarium; 10: Natatio; 11: Piscina; 12: Caldarium?

Se han identificado seis fases de construcción estructuradas en tres momentos bien definidos. Las dos primeras fases comprenden la edificación de la *palestra* y la construcción de las salas contiguas y muy probablemente tuvieron lugar antes de la segunda mitad del siglo I CE. Las tres fases siguientes corresponden a la construcción de la parte monumental del complejo y a las posteriores remodelaciones y reestructuraciones que se llevarán a cabo en algunas salas construidas en fases anteriores. Estas tres fases, fechadas en época Flavia, se enmarcan en el proceso general del nuevo impulso urbanístico sufrido por las ciudades de Hispania en general al calor de las nuevas promociones jurídicas. El uso de las *thermae* debió extenderse a lo largo del siglo II CE, como se desprende de la cultura material recuperada en los niveles de uso de ambientes como el *apodyterium* y diferentes estancias, representados por conjuntos cerámicos de fina producción hispana y, en menor medida, africana, con sólo algunas cerámicas comunes que pueden extenderse hasta el siglo III CE (Delgado, 2008; O’Kelly, 2008).

La sexta fase corresponde a su abandono y posterior derrumbe y no parece ir más allá del siglo III CE. La ausencia de formas cerámicas típicas de la primera mitad del siglo III CE en las unidades de relleno, así como la datación de varias muestras de carbón recuperadas bajo niveles de escombros (con una cronología que no supera el año 210 CE), indican que la funcionalidad del edificio como zona de baño estuvo en desuso en momentos anteriores al primer cuarto del siglo III CE (Aguilar y Bermejo, 2022).

2.3. Entorno vegetal actual de Arucci Turobriga

Arucci Turobriga se localiza en el dominio de la serie mesomediterránea luso-extremadura-seca-subhúmeda silicícola de la encina —*Pyro bourgaeanae-Querceto rotundifoliae*

sigmetum— (Rivas-Martínez, 1987; Valle y Costa, 2003; Costa, 2005; Muñoz-Rodríguez *et al.*, 2008) y, dentro de ésta, en su faciación termófila mariánico-monchiquense con *Pistacia lentiscus*, la cual ocupa parte de la comarca del Andévalo, localizada al sur de Arucci Turobriga, la parte este del Parque Natural de Sierra de Aracena y Picos de Aroche y el valle del río Chanza.

La vegetación potencial actual estaría formada por bosques mixtos o en mosaico de encinas y alcornoques luso-extremadurenses, acidófilos, mesomediterráneos o localmente supramediterráneos, con posible presencia esporádica de *Pinus pinaster* y/o *P. pinea*. El maquis estaría representado por coscojares de *Hyacinthoides hispanicae-Quercetum cocciferae* que, por tratarse de la faciación termófila, tendrían un carácter intermedio con los lentiscares y acebuchales de *Asparago albi-Rhamnetum oleoidis* del Andévalo, ricos en *Pistacia lentiscus* y *Olea europaea*. Los matorrales más frecuentes serían los jarales de *Genito hirsutae-Cistetum ladaniferi* y de *Ulici eriocladi-Cistetum ladaniferi*, los cantuesales de *Scillo maritimae-Lavanduletum pedunculatae* y los matorrales retamoides de *Retamo sphaerocarpace-Cytisetum bourgaei*, apareciendo puntualmente comunidades de *Genistetum polyanthi* (Muñoz-Rodríguez *et al.*, 2008).

Actualmente el paisaje está formado principalmente por dehesas monoespecíficas o mixtas, de encinas y alcornoques, dedicadas a la ganadería, con matorrales dispersos de jarales y retamares. En cuanto al río Chanza, cuya vegetación de ribera debería estar formada por fresnedas de *Ficario ranunculoidis-Fraxinetum angustifoliae*, en la actualidad está representada por fresnos dispersos y frecuentes masas de adelfas (*Nerium oleander*). Las zonas cultivadas son escasas y dedicadas en gran parte al olivar, aunque recientemente han proliferados los cultivos de arándanos en la zona.

3. Material y métodos

Se han seleccionado seis puntos de muestreo situados en diversos enclaves del complejo termal de Arucci Turobriga (Fig. 4: A-1 a A-6) y cuya cronología abarca desde la fase de cimentación de la ciudad (50-70 CE) hasta los niveles de expolio posteriores al siglo XVII CE (Tabla 1), de acuerdo con los trabajos previamente citados en la introducción de este estudio. La muestra A-4 (50-70 CE) procede de la fase constructiva de Arucci Turobriga, ya que la ciudad se fundó en tiempos de Augusto (10-15 BCE). Este depósito coincidiría con la terminación del foro (37-54 CE) y el inicio de la construcción de las termas y el Campo de Marte (69-96 CE). Las muestras A-6 (siglos

III CE - V CE), A-5 y A-3 (*post quem* primera mitad del siglo III CE) poseen su datación más antigua anterior al abandono funcional del foro, que comenzó en la segunda mitad del siglo III CE, aunque el núcleo poblacional se mantiene hasta parte del siglo IV CE. La muestra A-1 (*post quem* siglo III CE) posee una datación posterior a las anteriores lo que la sitúa en una etapa de abandono de la ciudad. Por último, la muestra A-2 (*post quem* primera mitad del siglo XVII CE), correspondería a los niveles de expolio de la ciudad ya abandonada. De esta forma, las diferencias halladas en las muestras podrán ser interpretadas en base a su cronología, a las distintas etapas del desarrollo de la ciudad o a su localización.



Figura 4. Situación de las muestras extraídas para el análisis palinológico.

Figure 4. Location of samples taken for palynological analysis.

Tabla 1. Cronología y situación de las muestras estudiadas.
 Table 1. Chronology and location of studied samples.

CRONOLOGÍA	MUESTRA	SITUACIÓN	OBSERVACIONES
50-70 CE	A-4	<i>Exedra</i>	Cimentación de la fase monumental
Siglos III CE-V CE	A-6	<i>Palestra</i>	Relleno de caja de registro
<i>postquem</i> primera mitad del siglo III CE	A-3	¿Piscina ? (caliente)	Accesos
	A-5	<i>Letrina</i>	Relleno de la cloaca
<i>postquem</i> siglo III CE	A-1	<i>Frigidarium</i>	Niveles de relleno
<i>postquem</i> primera mitad del siglo XVII CE	A-2	<i>Caldarium</i>	Niveles de expolio

En cada punto de muestreo se extrajo una muestra de 3 g. La extracción y concentración del polen se efectuó en 3 fracciones de 1 g cada una, por digestión en HCl (10%), KOH (10%) y HF (60%) (Faegri *et al.*, 1989; Moore *et al.*, 1991), de acuerdo con las modificaciones propuestas por Ibarra-Morales y Fernández-Galán (2012).

Los residuos resultantes se montaron con glicerogelatina teñida con fucsina básica sobre portaobjetos, cubriendo una superficie de 24 x 24 mm. Se montaron 20 preparaciones para los puntos de muestreo A-1, A-2, A-3 y A-4, y 30 preparaciones para los puntos de muestreo A-5 y A-6. Se observó todo el contenido de cada una de las preparaciones mediante barridos transversales, llegando a superarse la suma polínica de 200 granos de polen en la mayoría de las muestras (A-1: 266; A-2: 152; A-3: 57; A-4: 209; A-5: 874; A-6: 789). En el caso de las esporas se contabilizaron todas las que aparecieron hasta alcanzar una cifra superior a los 400 elementos.

La observación de los palinomorfos se realizó con el microscopio óptico a 1000 aumentos. Los granos de polen se identificaron según Valdés *et al.* (1987) y Moore *et al.* (1991) y la identificación de las esporas se basó en los trabajos de Puche *et al.* (1988), Van Geel (2002), Bera *et al.* (2008), Cugny *et al.* (2010), Käärik *et al.* (2012), Suchitra *et al.* (2012) y Melo *et al.*

(2020). El contenido polínico se calculó por el método volumétrico, considerando la masa inicial de sedimento en cada muestra, el volumen final de levigado, el volumen utilizado para montar las preparaciones y el número total de granos y esporas observados en cada muestra (Casas-Gallego *et al.*, 2012), con la estimación del contenido por gramo de cada muestra. En cada muestra se calculó el porcentaje que representaba cada tipo polínico con respecto al total de granos de polen analizados, incluyendo los no identificados, y se procedió de igual manera en el caso de las esporas. La proporción de polen correspondiente a especies arbóreas frente al correspondiente a especies no arbóreas (AP/NAP) se calculó dividiendo el contenido de pólenes pertenecientes a especies arbóreas por el de las especies arbustivas, contabilizándose en este grupo el polen de Cupressaceae por incluir de forma autóctona únicamente las especies de sabinas y enebros.

Los espectros polínicos observados se compararon con las reconstrucciones del paisaje realizadas a partir de los resultados obtenidos en estudios palinológicos realizados en zonas cercanas a la del presente estudio, como es el caso de Aracena (López-Sáez *et al.*, 2015) y el yacimiento de La Junta en la Puebla de Guzmán (Fuentes *et al.*, 2006), ambas localizadas biogeográficamente, al igual que Aroche, en el Distrito Araceno-Pacense (Rivas-Martínez, 1987; Valle *et al.*, 2004).

Para analizar las relaciones entre las distintas muestras en base a su contenido polínico y fúngico, se realizaron dos Análisis de Componentes Principales (ACP), un primero a partir de los porcentajes de representación de los 26 tipos polínicos identificados, calculados con respecto al número total de granos de polen observados en cada muestra, y un segundo basado en los porcentajes de representación de los 22 tipos de esporas, calculados con respecto al número total de esporas observadas en cada muestra. Para la interpretación de ambos análisis se observaron para cada tipo los valores de sus coordenadas, o peso en el componente, utilizando aquellos con valor superior a 0,6.

4. Resultados

4.1. Polen

El contenido medio en polen de las muestras analizadas fue de 1572 granos por gramo de suelo, fluctuando este valor entre 300 en la muestra A-3 a 3067 en la muestra A-5 (Fig. 5). El porcentaje de granos no identificados osciló entre 0 y 21,4%, con una media de 7,7%.

Fueron reconocidos 26 tipos polínicos, cuyos porcentajes de aparición se muestran en la Figura 6. El espectro polínico incluye seis tipos de especies arbóreas, seis tipos de especies arbustivas, en el que se contabiliza el polen de Cupressaceae, y 14 tipos de especies herbáceas. La mayor diversidad de tipos se registró en la muestra A-5, con 15 tipos identificados, y la mínima en la muestra A-1, donde sólo se identificaron 4 tipos.

Considerando los porcentajes de los tipos polínicos en las muestras, el ACP estableció dos grupos de muestras distanciadas en función del segundo componente: el grupo A-5 y A-6 en su parte positiva y el grupo A-2 y A-4 en su parte negativa, mientras que las muestras A-1 y A-3 se situaban cercanas al 0 respecto

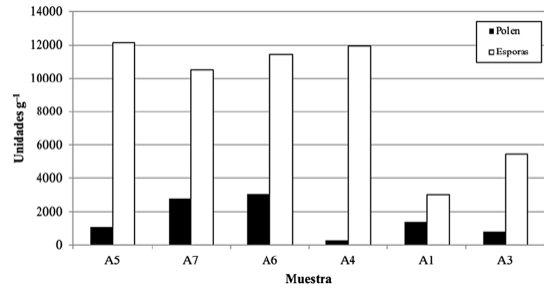


Figura 5. Cantidad de polen y esporas por gramo en las diferentes muestras.

Figure 5. Amounts of pollen and spores per gram in the different samples.

a dicho componente, pero distanciadas con relación al primer componente, la primera en su parte negativa y la segunda en su parte positiva (Fig. 7A). El primer componente del ACP explicó el 25,91% de la varianza (Tabla 2), y en su desarrollo intervinieron siete tipos polínicos con valor absoluto de coordenada o peso en el componente superior a 0,6: cuatro con signo positivo (*Pinus* sp., *Mercurialis* sp., *Echium* sp. y *Paronychia* sp.) y tres con signo negativo (*Fraxinus* sp., Cupressaceae y Poaceae). El segundo componente del ACP explicó el 22,49% de la varianza, y en su desarrollo intervinieron siete tipos polínicos con valor absoluto de coordenada o peso en el componente superior a 0,6: seis con signo positivo (tipo *Anthemideae*, *Chamaerops humilis*, Chenopodiaceae-Amaranthaceae, Cupressaceae, *Myrtus communis* y *Olea europaea*) y únicamente el tipo *Senecio* con signo negativo.

La proporción de polen correspondiente a especies arbóreas frente al correspondiente a especies no arbóreas (AP/NAP) fue de: 0,5 para A-4; 1,7 para A-6; 1,7 para A-5; 0,6 para A-3; 0,7 para A-1; y 1,0 para A-2. El porcentaje de polen de especies arbóreas (31,8-63,4%; media -M-: 45,3%) alcanzó sus valores máximos en las muestras A-5 y A-6, correspondientes al periodo de desarrollo de la ciudad.

El polen de *Pinus* sp. es el tipo más abundante entre las especies arbóreas (0-33,3%; -M-:

15,5%) (Fig. 8A), estando ausente únicamente en la muestra A-4, procedente de la fase constructiva de la ciudad. Los granos de este tipo observados con mejor resolución en las muestras analizadas revelan que la mayoría deben pertenecer a *Pinus pinea* o a *P. pinaster*, en base a su tamaño, a las dimensiones de los sacos aéreos y al grosor de la exina

(Desprat *et al.*, 2015). El siguiente tipo más abundante es *Quercus* sp. (0-25%; M: 13,5%) (Fig. 8B), que, en base a su tamaño relativo, a los caracteres de los colpos, así como a la distribución de los gránulos y verrugas en su superficie, parece incluir pólenes de especies perennifolias, incluyendo tanto pólenes de *Q. rotundifolia* y *Q. coccifera*, como pólenes de

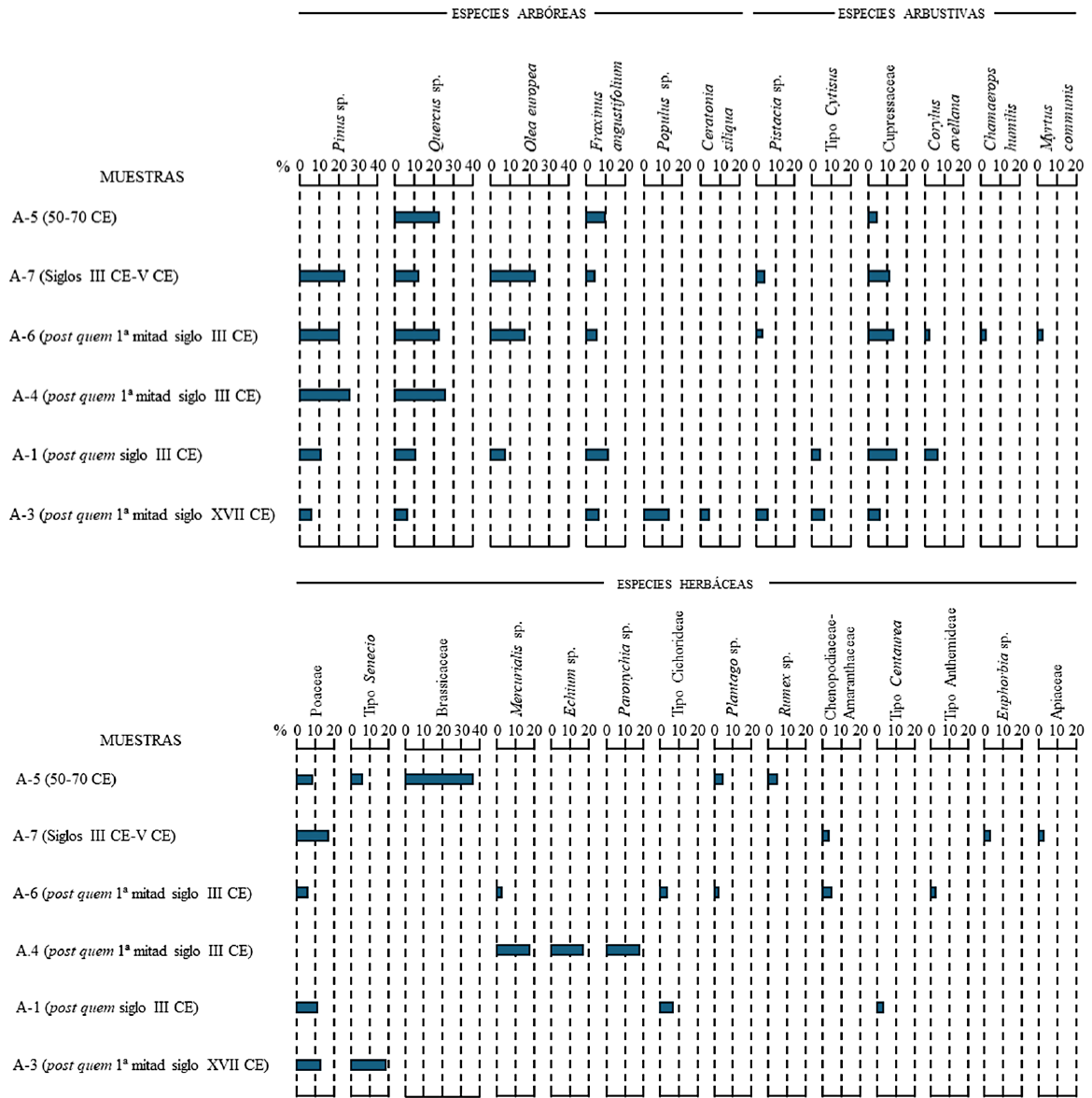


Figura 6. Porcentajes de los diferentes tipos y grupos de polen.
Figure 6. Percentages of the different pollen types and groups.

Tabla 2. Porcentaje de la varianza explicada y coordenadas para los tres primeros factores resultantes de Análisis de Componentes Principales realizado usando los 26 tipos polínicos identificados en las seis muestras.

Table 2. Percentage of explained variance and factor loading for the first three factors resulting from Principal Component Analysis performed using the 26 pollen types identified in the six samples.

Especies	Factor 1	Factor 2	Factor 3
% varianza	25,91	22,49	21,46
tipo Anthemideae	-0,074937	0,735982	0,262872
Apiaceae	-0,041625	0,380949	0,253453
Brassicaceae	-0,109673	-0,480464	0,291214
tipo <i>Centaurea</i>	-0,477191	-0,00276	-0,878778
<i>Ceratonia siliqua</i>	-0,477191	-0,00276	-0,878778
<i>Chamaerops humilis</i>	-0,074937	0,735982	0,262872
Chenopodiaceae-Amaranthaceae	-0,094104	0,909323	0,387591
tipo Cichorideae	-0,505226	0,325255	-0,751759
<i>Corylus avellana</i>	-0,498354	0,11344	-0,854429
Cupressaceae	-0,765257	0,601848	-0,218492
tipo <i>Cytisus</i>	-0,491392	-0,496618	-0,138164
<i>Echium</i> sp.	0,945644	-0,114909	-0,286147
<i>Euphorbia</i> sp.	-0,041625	0,380949	0,253453
<i>Fraxinus</i> sp.	-0,846869	-0,33174	-0,259766
<i>Mercurialis</i> sp.	0,951234	-0,067175	-0,27184
<i>Myrtus communis</i>	-0,074937	0,735982	0,262872
<i>Olea europaea</i>	-0,226892	0,866279	0,170042
<i>Paronychia</i> sp.	0,945644	-0,114909	-0,286147
<i>Pinus</i> sp.	0,753432	0,552465	-0,189734
<i>Pistacia</i> sp.	-0,29282	-0,050375	0,592638
<i>Plantago</i> sp.	-0,14323	-0,118112	0,410897
Poaceae	-0,693364	-0,014025	0,242717
<i>Populus</i> sp.	-0,242218	-0,518797	0,357385
<i>Quercus</i> sp.	-0,381741	-0,127553	0,867206
<i>Rumex</i> sp.	-0,109673	-0,480464	0,291214
tipo <i>Senecio</i>	-0,273784	-0,64635	0,435546

Q. suber (Carrión *et al.*, 2000). Este polen aparece en todas las muestras salvo en A-1 y A-3. El polen de *Fraxinus* sp. (0-10,7%; M: 5,7%) (Fig. 8D) aparece en todas las muestras salvo en A-3, mientras que el de *Olea europaea* (0-23,5%; M: 8%) (Fig. 8C) solo aparece en las muestras A-5, A-6 y A-1, el de *Populus* sp. únicamente aparece en la muestra A-2 (Fig. 8E), y el de *Ceratonia siliqua* L. (Fig. 8J) solo aparece en la muestra A-1.

El polen procedente de especies arbustivas (0-25%; M: 13,5%) está presente en todas las muestras salvo en A-3. En este grupo se ha incluido el polen de Cupressaceae (0-14,3%; M: 8,1%) (Fig. 8H), ya que aglutina las especies de sabinas y enebros presentes de forma autóctona en la región. El polen de *Pistacia* sp. (0-6,3%; M: 2%) (Fig. 8F) aparece en las muestras A-5, A-6 y A-2, y el resto de los tipos procedentes de especies arbustivas se en-

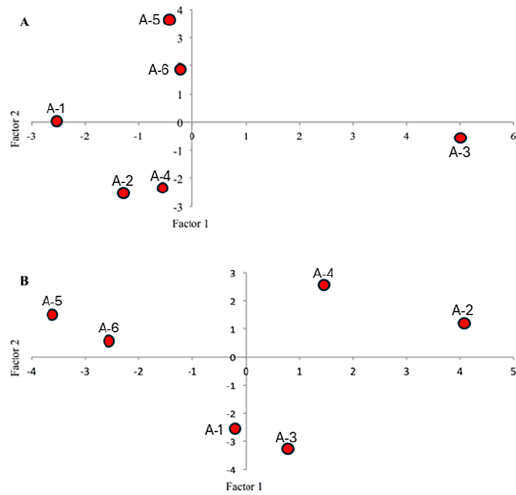


Figura 7. Análisis de Componentes Principales Representación del ACP para la comparación de las seis muestras estudiadas: A) basado en los 26 tipos polínicos identificados; B) basado en los 22 tipos fúngicos identificados.

Figure 7. Principal Component Analysis for the comparison of the six studied samples: A) based on the 26 pollen types identified in the samples; B) based on the 22 spore types identified.

cuentran de forma más puntual y en menor abundancia. *Cytisus* (Fig. 8G) está limitado a las muestras A-1 y A-2, en tanto que *Corylus avellana* L. (Fig. 8I) aparece en A-5 y A-1; y *Chamaerops humilis* y *Myrtus communis* L. (Fig. 8K) se circunscriben únicamente a A-5.

El polen procedente de especies herbáceas (17,2-59,1%; M: 33,6%) se presentó en todas las muestras, siendo más abundante en las muestras A-4 y A-3. El tipo más frecuente y abundante fue el polen de Poaceae (0-17,6%; M: 9,2%) (Fig. 8L), cuyo tamaño de grano varió considerablemente entre las muestras analizadas, no superando las 40 μm en la mayor parte de los granos de la muestra A-6, pero superando las 70 μm en las muestras A-1 y A-2. Siguiendo en abundancia, el polen de Brassicaceae (Fig. 8M) solo se presentó en la muestra A-4, pero representó el 36,4% del polen identificado en ella, y el polen de *Senecio* sp. (Fig. 8N) y el de *Mercurialis* sp. (Fig. 8O) aparecieron en dos de las muestras, sien-

do significativo que éste último, junto con los pólenes de *Echinum* sp. y de *Paronychia* sp. constituyeran el 50% de polen identificado en la muestra A-3.

4.2. Esporas

La riqueza media de espora en los puntos de muestreo ha sido de 8.494 esporas por gramo de suelo, y ha estado comprendida entre los 3.050 de la muestra A-1 y las 12.150 de la muestra A-4 (Fig. 5). Se han identificado un total de 22 tipos de esporas, que incluyen un tipo procedente de hongos coprófilos, un tipo procedente de hongos xilófilos, nueve tipos correspondientes a hongos parásitos, cinco tipos a hongos micorrízicos, dos pertenecientes a hongos de ecología diversa y cuatro tipos de esporas de briófitos y pteridófitos (Fig.

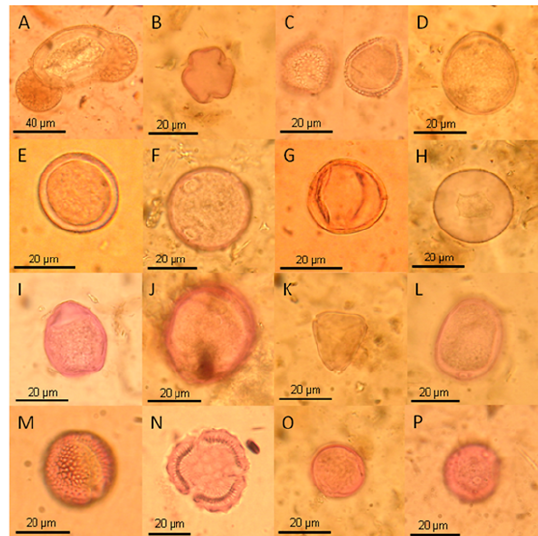


Figura 8. **Pollen.** A: *Pinus* sp.; B: *Quercus* sp.; C: *Olea europaea*; D: *Fraxinus* sp.; E: *Populus* sp.; F: *Pistacia* sp.; G: tipo *Cytisus*; H: Cupressaceae; I: *Corylus avellana*; J: *Ceratonia siliqua*; K: *Myrtus communis*; L: Poaceae; M: Brassicaceae; N: tipo *Senecio*; O: *Mercurialis* sp.; P: *Plantago* sp.

Figure 8. **Pollen.** A: *Pinus* sp.; B: *Quercus* sp.; C: *Olea europaea*; D: *Fraxinus* sp.; E: *Populus* sp.; F: *Pistacia* sp.; G: *Cytisus* type; H: Cupressaceae; I: *Corylus avellana*; J: *Ceratonia siliqua*; K: *Myrtus communis*; L: Poaceae; M: Brassicaceae; N: *Senecio* type; O: *Mercurialis* sp.; P: *Plantago* sp.

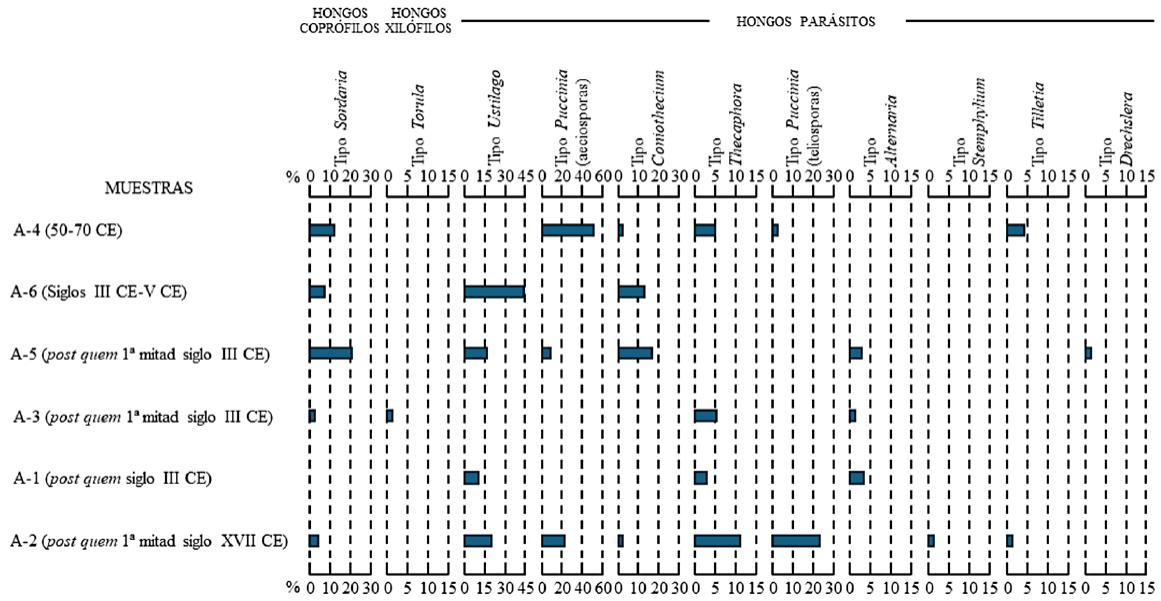


Figura 9. Porcentajes de los diferentes tipos y grupos de esporas.
Figure 9. Percentages of the different spore types and groups.

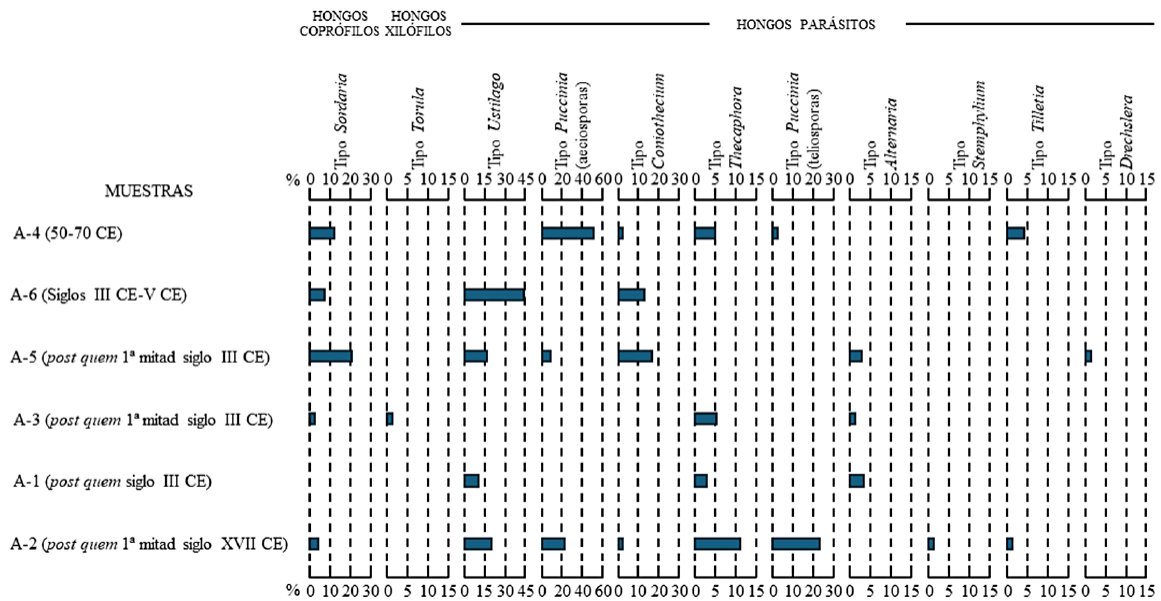


Figure 10. **Esporas. Hongos coprófilos.** A: tipo Sordaria. **Hongos parásitos.** B: tipo Ustilago; C: tipo Puccinia (aeciospora); D: tipo Coniothecium; E: tipo Tecaphora; F: tipo Puccinia (teliosporas); G: tipo Alternaria. **Hongos micorrizales.** H: Glomeromycota p.p.; I: tipo Sclerodermatineae; J: tipo Glomus; K: tipo Scutellospora. **Pteridofitas y briofitas.** L: tipo Riccia; M: tipo Fossombronia; N: Pteridium aquilinum; O: tipo Pellia.
Figure 10. **Spores. Coprophilous fungi.** A: Sordaria type. **Parasitic fungi.** B: Ustilago type; C: Puccinia type (aeciospore); D: Coniothecium type; E: Tecaphora type; F: Puccinia type (teliospores); G: Alternaria type. **Mycorrhizal fungi.** H: Glomeromycota p.p.; I: Sclerodermatineae type; J: Glomus type; K: Scutellospora type. **Pteridophytes and bryophytes.** L: Riccia type; M: Fossombronia type; N: Pteridium aquilinum; O: Pellia type.

9). El porcentaje de esporas no identificadas osciló entre el 3,8% y el 24,6%, con una media del 11,4%.

Considerando únicamente la representación de los tipos fúngicos en las muestras, el ACP estableció tres grupos de muestras: i) el grupo formado por las muestras A-1 y A-3, que se sitúan en la parte negativa del segundo componente y cercanas al origen del primer componente, mientras que las cuatro muestras restantes se sitúan en la parte positiva del segundo componente; ii) el grupo formado por A-5 y A-6 en la parte negativa del primer componente; y iii) el grupo de las muestras A-2 y A-4 en su parte positiva (Fig. 7B). El primer componente del ACP explicó el 35,2% de la varianza, y en su desarrollo intervinieron once tipos fúngicos con valor absoluto de coordenada o peso en el componente superior a 0,6: seis con signo positivo (tipo *Fossombronia*, *Pteridium aquilinum*, tipo *Puccinia* —teliosporas—, tipo *Riccia*, *Stemphylium* sp. y tipo *Tecaphora*) y cinco con signo negativo (tipo *Coniothecium*, tipo *Drechslera*, tipo *Sclerodermatinae*, tipo *Sordaria* y tipo *Ustilago*) (Tabla 2). El segundo componente del ACP explicó el 25,02% de la varianza, y en su desarrollo intervinieron siete tipos fúngicos con valor absoluto de coordenada o peso en el componente superior a 0,6: tres con signo positivo (tipo *Puccinia* —aeciosporas—, tipo *Sordaria* y tipo *Tilletia*) y cuatro con signo negativo (*Glomeromycota p.p.*, tipo *Glomus*, tipo *Torula*, tipo *Tuber*).

El grupo de hongos está dominado por los hongos parásitos (5,9-62,6; M: 41,3%), entre los cuales los tipos más abundantes fueron *Ustilago* (0-44,4%; M: 12%) (Fig. 10B), que alcanzó su máxima representación en la muestra A-6, y las aeciosporas de *Puccinia* (0-50,2%; M: 13,3%) (Fig. 10C), que fueron abundantes en la muestra A-4, mientras que las teliosporas de este género (0-22,9%; M: 4%) (Fig. 10F) lo fueron en la muestra A-2. Del resto de los tipos de hongos parásitos, solo

superaron el 2% de representación media los tipos *Coniothecium* (0-17,5%; M: 5,7%) (Fig. 10D), especialmente frecuentes en las muestras A-5 y A-6; y *Tecaphora* (0-11%; M: 4%) (Fig. 10E), que alcanzó la frecuencia máxima en la muestra A-2.

También debe destacarse la abundancia de los hongos micorrízicos (7-88,7%; M: 36,3%), y especialmente en las muestras A-1 y A-3. Dentro de este grupo, las esporas más frecuentes fueron las de *Glomeromycota p.p.* (0-52,5%; M: 19,2%) (Fig. 10H), constituyendo más del 50% de las esporas observadas en las muestras A-1 y A-3, en las cuales también están bien representadas las esporas de *Glomus* (0-18,8%; M: 6,5%) (Fig. 10J). Dentro de este grupo, las esporas de otros dos tipos superan el 2% de representación: *Sclerodermatineae* (0-25,4%; M: 6,2%) (Fig. 10I), abundante sobre todo en la muestra A-6, y *Scutellospora* (0-9,5%; M: 3%) (Fig. 10K), con máxima representación en la muestra A-4.

Las esporas de hongos coprófilos estuvieron representadas únicamente por el tipo *Sordaria* (0-20,5%; M: 7,1%) (Fig. 10A), que presentó su máxima abundancia en la muestra A-5. Con respecto a las esporas de hongos xilófilos (0-0,4%; M: 0,1%) y a las de hongos de ecología diversa (0-2,3%; M: 0,7%), su frecuencia y abundancia fue menor que las de los grupos de hongos ya comentados.

Las esporas de pteridófitos y briófitos estuvieron representadas por las esporas de *Riccia* (Fig. 10L), *Fossombronia* (Fig. 10M), *Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn (Fig. 10N) y *Pellia* (Fig. 10O). Aparecieron en todas las muestras excepto en A-5 y A-6 (0-11,9%; M: 3,2%), y alcanzaron su frecuencia máxima en la muestra A-2.

4.3. Otros elementos biológicos

La matriz de las muestras fue mineral. Además de los tipos polínicos y de esporas men-

cionados, en la muestra A-2 se observó un pelo de gato, y en la muestra A-3 se identificó un anillo de dehiscencia de un esporangio de pteridófito.

5. Discusión

5.1. Análisis polínico

La muestra A-4, la más antigua, correspondiente a la fase constructiva de Arucci Turobriga, se sitúa cercana en el ACP realizado con los porcentajes polínicos a la muestra A-2, la más tardía, posterior al abandono de la ciudad. Ambas presentan los niveles más altos registrados de polen de *Quercus* sp., los niveles más bajos de *Pinus* sp., y niveles muy bajos de Cupressaceae. Estos resultados se asemejan a los obtenidos por López-Sáez *et al.* (2015) en muestras prehistóricas obtenidas en Aracena, quienes describen el paisaje formado por alcornocales sin evidencias de antropización, propios de la serie mesomediterránea subhúmedo-húmeda silicícola del alcornoque —*Sanguisorbo agrimonoidis-Querceto suberis sigmetum*—, en la que se encuentra enclavada la sierra de Aracena. No obstante, la presencia de polen de *Quercus* sp. en estas muestras (22,7% y 25%) es menor que la registrada por los citados autores en el caso de Aracena (53,5%), lo cual podría significar la presencia de bosques menos desarrollados o más abiertos, más típicos de la serie seco-subhúmeda silicícola de la encina —*Pyro bourgaeanae-Querceto rotundifoliae sigmetum*—. Los resultados de estas dos muestras difieren de los registrados por Fuentes *et al.* (2006), en asociaciones datadas en el tercer milenio antes de nuestra era en el yacimiento de La Junta, en la Puebla de Guzmán, que actualmente se enclava en la serie termomediterránea seca-subhúmeda silicícola de la encina —*Myrto communis-Querceto rotundifoliae sigmetum*— (Rivas-Martínez, 1987; Valle y Costa, 2003; Costa, 2005; Muñoz-Rodríguez

et al., 2008). En este enclave el polen de *Pinus* sp. era el más abundante, mientras que el de *Quercus* sp. apenas alcanzó el 10% en representación.

Las muestras A-5 y A-6 también se encuentran cercanas en el mencionado ACP, y ambas corresponderían al periodo de desarrollo de la ciudad. En ambas se mantiene la presencia de polen de *Quercus*, presentan niveles medios de polen de *Pinus* sp. y es llamativa la alta representación que contienen de polen de *Olea europaea* y de Cupressaceae, así como los bajos niveles de polen de *Fraxinus* sp. Por último, la muestra A-1 se sitúa como intermedia entre los dos grupos mencionados, y se corresponde con la etapa de abandono de la ciudad. Nuestra hipótesis de trabajo sería que el entorno de la ciudad estaría formado por bosques de encinas (*Quercus rotundifolia*) y alcornoques (*Quercus suber*), que se corresponderían con la vegetación regional de la zona, y cuyo polen estaría representado por el tipo *Quercus* sp. (Fig. 11A), en el que se integraría también el polen de la coscoja (*Quercus coccifera*), que representaría los coscojares. El polen de *Pinus* sp. podría suponer la presencia de *Pinus pinea* o *Pinus pinaster* acompañando o sustituyendo de forma natural a los encinares y alcornocales. No obstante, su abundancia en las muestras correspondientes a las fases del desarrollo de la ciudad reflejaría que los pinos pudieron ser utilizados en el entorno de ésta, bien como especies ornamentales o como especies forestales (Fig. 11B), como sucedió en otras colonias romanas de la Península Ibérica (López-González, 1982). Lo mismo ocurre con otros tipos polínicos de especies leñosas, que parecen aumentar su representatividad en las épocas del desarrollo de la ciudad, lo que podría indicar que fueron utilizados por los pobladores como especies forestales u ornamentales. Tal sería el caso de *Olea europaea*, Cupressaceae, *Ceratonia siliqua*, *Myrtus communis* y *Corylus avellana*, como se explicará a continuación.

El polen de *Olea europaea* podría tener su origen en los acebuches que forman parte de los coscojares que forman los maquis en la zona, pero también en este caso su frecuencia aumenta en las muestras correspondientes al desarrollo de la ciudad, lo cual podría indicar su cultivo en el área o su uso como especie ornamental (Fig. 11C), hecho frecuente por ser un árbol dedicado a la diosa Minerva (Bowe, 2004). En cuanto al polen de Cupressaceae, las fuentes silvestres actuales de este polen podrían ser *Juniperus oxycedrus* subsp. *bardia* (H. Gay) Debeaux, del que existen dudas sobre su carácter autóctono y que se localiza de forma muy puntual en la Sierra de Huelva (Muñoz-Reinoso y Sánchez-Gullón, 2016), o *Juniperus phoenicea* subsp. *turbinata* (Gussone) Nyman, muy abundante en los arenales costeros estabilizados y que penetra en el interior de la provincia en algunos valles cercanos al río Guadiana, formando comunidades ocasionales, alcanzando la latitud de El Granada, unos 70 km al suroeste de Arucci Turobriga (Muñoz-Rodríguez *et al.*, 2008). De hecho, este polen no fue registrado ni en las muestras prehistóricas ni en las posteriores procedentes del Castillo Aracena por López-Sáez *et al.* (2015), pero sí en las analizadas del tercer milenio procedentes de la Puebla de Guzmán (Fuentes *et al.*, 2006), localidad cercana a los actuales sabinares próximos al Guadiana. Estas consideraciones, junto con el aumento de los porcentajes de este polen en las muestras procedentes del apogeo de la ciudad, indicarían que probablemente dicho aumento provenga de la utilización de especies de esta familia como ornamentales, entre las cuáles podría estar los cipreses del género *Cupressus* (Fig. 11G). Algo similar podría ocurrir en el caso del algarrobo (*Ceratonia siliqua*), que no aparece en la vegetación de la zona, por lo que su presencia en la muestra A-1 podría poner de manifiesto su plantación como cultivo o como árbol ornamental de la ciudad.

La presencia de polen de *Fraxinus* sp. procedería de los bosques de ribera del río Chanza,

que estarían formados por fresnedas de *Fraxinus angustifolia* (Fig. 11D), ya que, en base a la estacionalidad de sus cauces, se excluye la presencia de especies propias de riberas de aguas permanentes como los alisos (*Alnus glutinosa* (L.) Gaertn.), chopos y álamos (*Populus* sp.) o sauces (*Salix* sp.), presentes en algunos cauces permanentes de la Sierra de Huelva. Sin embargo, en la muestra A-2 aparece polen de *Populus*, lo cual podría suponer la presencia de suelos con humedad permanente en la proximidad de la ciudad en su fase de abandono, lo que favorecería la presencia de chopos y álamos.

Respecto a los pólenes procedentes de especies arbustivas, el polen de *Pistacia* sp. provendría de los lentiscos (*Pistacia lentiscus*), que son actualmente abundantes en la zona, tanto formando parte del sotobosque de encinares y alcornocales, como en los maquis de coscojares y lentiscares (Fig. 11E), aunque no se excluye que pudieran haber sido cultivados, ya que las especies de este género eran plantadas en los enclaves romanos ligados a emplazamientos militares (Day, 2013). Algo similar podría decirse del polen de mirto (*Myrtus communis*) que, aunque se trata de una especie común en los coscojares del entorno, podría también haber sido una especie cultivada como ornamental (Bowe, 2004) (Fig. 11K). En cuanto al polen del tipo *Cytisus*, incluiría las especies de los géneros *Cytisus*, *Retama* y *Genista*, que forman parte de la vegetación natural de la zona (Muñoz-Rodríguez *et al.*, 2008) (Fig. 11F).

Del resto de las especies arbustivas, lo más destacable es la presencia, aunque esporádica, de polen de avellano (*Corylus avellana*), especie cuya presencia nativa actual en la Sierra de Huelva es dudosa (Valdés *et al.*, 2008) y localizada únicamente a las zonas más altas y húmedas de la Sierra, donde se cultiva tradicionalmente, por lo que su presencia en muestras provenientes de la época del asen-

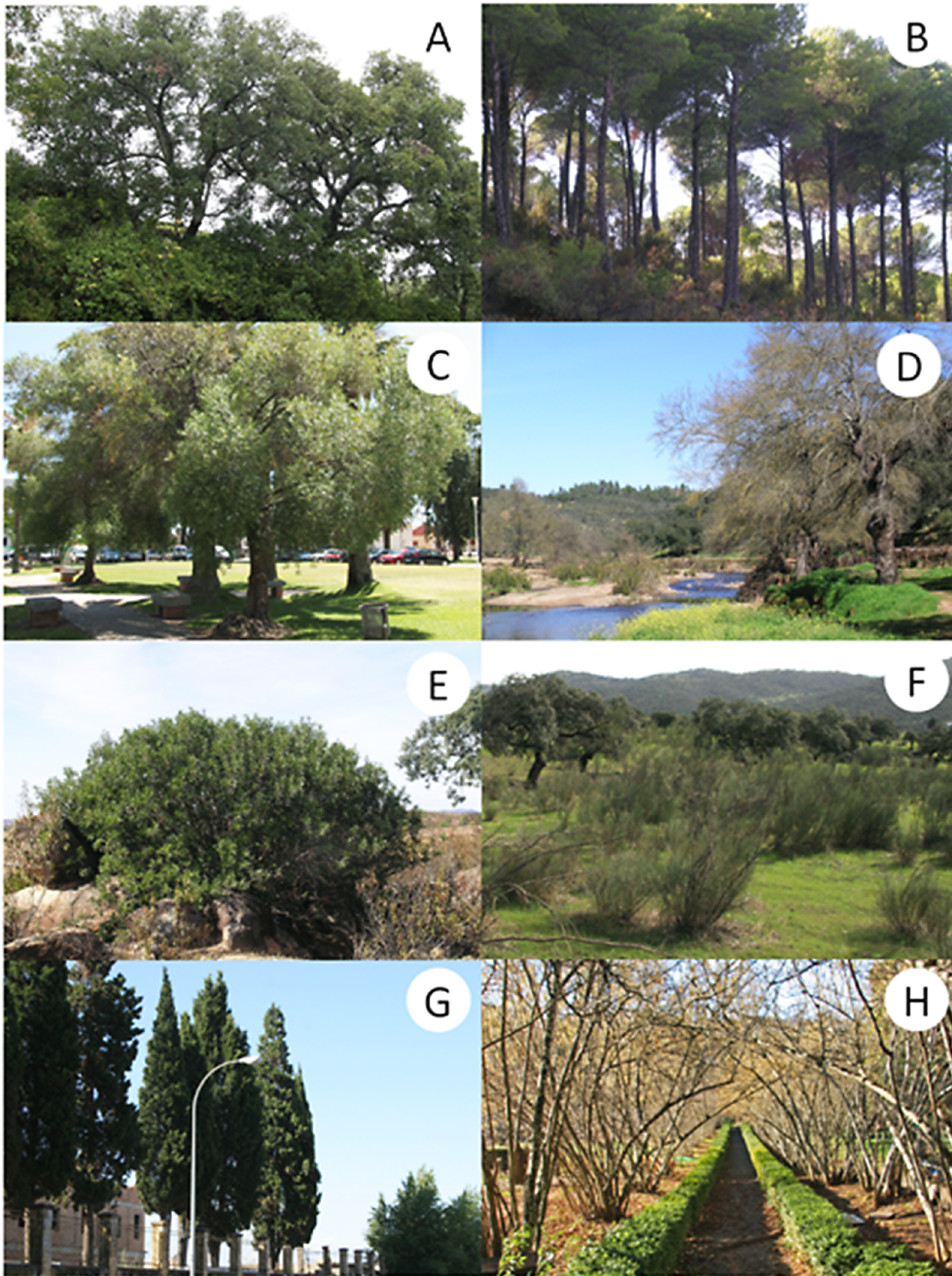


Figura 11. Análogos modernos de la vegetación del entorno de Arucci Turobriga fotografiados en distintos puntos de la provincia de Huelva. A: bosque de alcornoques con matorral de coscoja; B: plantación de *Pinus pinaster*; C: olivos como plantas ornamentales; D: bosque de fresnos de ribera en el río Odiel; E: planta de *Pistacia lentiscus*; F: matorral de *Retama sphaerocarpa*; G: árboles de *Cupressus sempervirens* como plantas ornamentales; H: arbustos de *Corylus avellana* como plantas ornamentales.

Figure 11. Modern analogues of the vegetation surrounding Arucci Turobriga photographed from different locations in Huelva province. A: cork oak forest with thickets of kermes oak; B: plantation of *Pinus pinaster*; C: olive trees as ornamental plants; D: riverside ash tree forest in Odiel River; E: plant of *Pistacia lentiscus*; F: broom shrub of *Retama sphaerocarpa*; G: *Cupressus sempervirens* trees as ornamental plants; H: *Corylus avellana* shrubs as ornamental plants.

tamiento indicaría su cultivo (Bowe, 2004) (Fig. 111). López-Sáez *et al.* (2015) no detectan polen de avellano en las muestras que analizan de Aracena, a diferencia de Fuentes *et al.* (2006) que lo identifican de forma recurrente en las muestras más antiguas del tercer milenio antes de nuestra era en el yacimiento de La Junta, por lo que es posible que en épocas remotas esta especie estuviera presente de forma natural en la zona.

El cortejo de tipos polínicos correspondientes a especies herbáceas se corresponde con la flora ruderal que usualmente se asocia a enclaves antropizados, dado la gran cantidad de especies nitrófilas que incluyen (López-Sáez *et al.*, 2003; Casas-Gallego *et al.*, 2012). Dentro del tipo polínico Poaceae, los cereales cultivados (tipo Cerealia) pueden ser discriminados en base a su mayor tamaño (>40-45 μm) y a su mayor diámetro de poro (>8 μm) (López-Sáez y López-Merino, 2005; Joly *et al.* 2007), caracteres que son frecuentemente utilizados para identificar la presencia de zonas de cultivo. Existen otros caracteres que podrían permitir esta separación, como la relación entre el diámetro del poro y su opérculo o la ornamentación del grano (Tweddle *et al.*, 2005; Joly *et al.*, 2007; Hapsari y Ballauff, 2022). No obstante, los granos de polen de las especies silvestres de Poaceae pueden presentar características similares a las del polen de los cereales en la región mediterránea, lo cual reduce el valor diagnóstico del tamaño de los granos (Bottema, 1992; Eastwood *et al.*, 2018). En consecuencia, los datos obtenidos en nuestro análisis no proveen una base suficiente para asegurar la presencia de cultivos de cereales en la zona.

En relación con la escasa representación y diversidad polínica de la muestra A-3, debe indicarse que presenta una cantidad y diversidad de esporas similar al resto de muestras (ver apartado 5.2). En consecuencia, este bajo contenido polínico puede deberse a fac-

tores que han reducido la deposición de polen, como una situación en el interior de una edificación o en un lugar cobijado con poca aireación (Wang *et al.*, 2022), lo que podría estar refutado por la alta representación de polen de especies nitrófilas que presenta, como es el caso de *Mercurialis sp.*, *Echium sp.* y *Paronychia sp.* Dado el número de granos presentes en las muestras (>150 en la mayoría de ellas, llegando a casi 900 en algunas), se estima que no se debe al tamaño de la muestra, sino a estos factores.

Finalmente, debe indicarse que Yáñez (1997) efectuó un estudio polínico muy preliminar sobre el yacimiento de Arucci Turobriga. No obstante, sus muestras fueron tomadas en sedimentos expuestos al exterior y en consecuencia susceptibles de contaminación polínica reciente. Por ello, no se considera adecuada la comparación de sus resultados con los aquí obtenidos.

5.2. Análisis de esporas

Los palinomorfos no polínicos, donde se incluyen las esporas de hongos y de otras criptógamas, dan a veces una importante información sobre las condiciones que rodearon la formación de los sedimentos. Sin embargo, su utilización en estos estudios es motivo de disparidad de opiniones, en base a la común falta de precisión en las identificaciones y a las alteraciones que estos restos pueden sufrir durante la preparación de las muestras (Cugny *et al.*, 2010).

Dentro de los hongos parásitos, el tipo identificado más frecuente es el tipo *Ustilago*, que correspondería a las teliosporas de los hongos del género *Ustilago*, que producen la enfermedad de tizón en gramíneas. Aunque algunos autores interpretan la abundancia de esporas de hongos parásitos y coprófilos como un efecto de actividades agrarias (Medeanic y Silva, 2010), sin embargo, la abundancia de esporas de hongos parásitos aparece en am-

bientes ecológicamente muy diversos (Crozier y Leventin, 1996), por lo que descartamos su valor diagnóstico en la recreación del ambiente que determinó la sedimentación en las muestras estudiadas.

El siguiente grupo más frecuente es el de los hongos micorrízicos, en el que se integran dos grupos de hongos diferenciables por la forma de liberar las esporas. Las esporas del tipo *Sclerodermatineae* incluiría las basidiosporas de diversos géneros de gasteromicetes como *Pisolithus*, *Astraeus* y *Scleroderma*, los cuales forman asociaciones micorrízicas con árboles y arbustos de la zona. Estos hongos forman cuerpos fructíferos en la superficie del sustrato y liberan sus esporas al aire, por lo que de ellos se espera un comportamiento aerovagante. Este tipo es muy frecuente en las muestras A-5 y A-6.

El segundo grupo integraría el resto de los tipos identificados: *Glomeromycota* p.p., tipo *Glomus*, tipo *Scutellospora* y tipo *Tuber*, que viven y liberan sus esporas en el propio suelo, por lo que su presencia no implica transporte ni sedimentación y son raros como partículas aerovagantes, siendo necesario el análisis de los suelos para el estudio de su dispersión (Suchitra *et al.*, 2012; Melo *et al.*, 2020). Más aún, muchos autores interpretan su abundancia en muestras paleobiológicas como el reflejo de procesos erosivos (Ejarque *et al.*, 2010; Medeanic y Silva, 2010; López-Vila *et al.*, 2014; Quamar, 2015). Sin embargo, los trabajos de Kolaczek *et al.* (2013) cuestionan esta interpretación, ya que declaran que estas esporas pueden haberse producido por micelios de micorrizas desarrollados posteriormente a la sedimentación inicial de los depósitos, los cuales parecen ser más abundantes y diversos en sistemas agrícolas sobre suelos pobres en nutrientes (Suchitra *et al.*, 2012). Las esporas de los tipos que integran este grupo son muy frecuentes en las muestras A-1 y A-3, siendo entre ellas destacable la muestra

A-3, en la cual hay una escasa representación de polen y una alta presencia de esporas, de las cuales el 88,7 % pertenece a tipos de este grupo.

Los hongos coprófilos, representados por el tipo *Sordaria*, son el tercer grupo en abundancia, y están constituidos por especies que se desarrollan sobre excrementos o plantas en descomposición. Su presencia es de gran interés, ya que permiten discernir la presencia de prácticas de pastoreo o abonado del suelo, como ya revelaron Van Geel *et al.* (2003) en asentamientos del período romano en los Países Bajos, así como otros autores (Menozzi *et al.*, 2010; Feeser y O'Connell, 2010; López-Vila *et al.*, 2014; Basumatary *et al.*, 2020). Así, el pastoreo regular del ganado o la aplicación de estiércol de ganado ocasiona un aumento estadísticamente significativo de esporas de hongos coprófilos en el suelo, incluso entre muestras poco distanciadas (Graf y Chmura, 2006; Cugny *et al.*, 2010). Además de asociarse con los excrementos de herbívoros, estas esporas aparecen también en los sedimentos de letrinas romanas (Baeten *et al.*, 2012). Las esporas de este grupo de hongos aparecen en muy alto porcentaje en la muestra A-5, lo que indica en esa situación la presencia de excrementos de origen animal o bien la utilización de éstos como abono para cultivos agrarios u ornamentales (Henderson, 2004). La muestra A-5, corresponde al periodo de desarrollo de la ciudad y su procedencia de una letrina situada dentro de los baños de Arucci Turobriga (Fig. 3) se vería corroborada por la frecuencia de este tipo de esporas.

En relación a las esporas de helechos y briófitos, éstas son muy abundantes en la muestra A-2, correspondiente a la fase posterior al abandono de la ciudad, en la que además se localizó un anillo de dehiscencia del esporangio de un helecho, que supone la presencia cercana de la fuente, ya que no son arrastrados por el viento y en la que, como

se comentó anteriormente, aparece polen de *Populus*, lo que determina que dicha muestra representa un enclave con humedad edáfica permanente, procedente de una acumulación natural de humedad en el suelo o propiciada por el acumulo de agua en los restos enterrados de la piscina y otras instalaciones con suelos impermeables de las termas. Las esporas de estos vegetales están también presentes en las muestras A-1 y A-3, aunque en este caso ninguno de los tipos reconocido implica el mantenimiento de la humedad durante todo el año, ya que las especies de los tipos *Riccia* y *Fossombronia* toleran la sequía estival (Puche *et al.*, 1988). Por último, es interesante la presencia de esporas de *Pellia* en la muestra A-4, ya que se trata de un género de especies hidrófilas que requieren alta humedad en el suelo (Puche *et al.*, 1988).

6. Conclusiones

El espectro polínico revela en primer lugar un entorno similar al actual en los alrededores de Arucci Turobriga, con presencia de encinares y alcornoques, matorrales de coscojares y lentiscas, y jarales y retamares, los cuales forman asociaciones micorrízicas con distintos géneros de gasteromicetes identificados por sus esporas. Además, la presencia de polen de fresno atestiguaría la presencia de bosques de ribera de aguas temporales en las proximidades de la ciudad romana. El aumento en las proporciones de algunos tipos polínicos durante el periodo de desarrollo de la ciudad indicaría el uso de algunas especies como forestal, agrícola u ornamental, como las especies de Cupressaceae y de *Pinus*, así como del olivo, el algarrobo y el avellano, y podría ser también el caso del mirto y las especies de *Pistacia*.

El polen de las especies herbáceas representa elementos de la flora ruderal, asociada a enclaves antropizados, pero no hay elementos suficientes para asegurar el cultivo de

cereales en la zona, ni en base a las características analizadas de los pólenes observados de Poaceae, ni en base a los datos recogidos de esporas de hongos parásitos. Sin embargo, la aparición y abundancia de esporas de *Sordaria* en algunas muestras, podrían indicar la presencia de excrementos de origen animal o su uso como fertilizantes en cultivos o en jardinería, y confirmarían la localización de una letrina en los baños de Arucci Turobriga. Por último, la determinación de esporas de pteridófitos y briófitos en el periodo de abandono de la ciudad indicaría la presencia de suelos con humedad permanente en el área, confirmado por la presencia de polen del género *Populus*.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto “La ciudad de Arucci (Aroche, Huelva)” de la Consejería de Cultura, Turismo y Deporte de la Junta de Andalucía. Es una contribución al Centro de Investigación en Patrimonio Histórico, Cultural y Natural (CIPHNCN) de la Universidad de Huelva y al Campus de Excelencia Internacional CEIMAR.

Bibliografía

- Aguilar, I., Bermejo, J. (2022). Nuevas aportaciones arqueológicas sobre las termas de Arucci. *Onoba*, 10, 193-205. <https://orcid.org/0000-0002-1905-8398>
- Baeten, J., Marinova, E., De Laet, V., Degryse, P., De Vos, D., Waelkens, M. (2012). Faecal biomarker and archaeobotanical analyses of sediments from a public latrine shed new light on ruralisation in Sagalassos, Turkey. *Journal of Archaeological Science*, 39, 1143-1159. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2011.12.019>
- Basumatary, S.K., Singh, H., van Asperen, E.N., Tripathi, S., McDonald, H.G., Pokharia, A.K. (2020). Coprophilous and non-coprophilous fungal spores of *Bos mutus* modern dung from the Indian Himalaya: Implications to temperate paleoherbivory and paleoecological analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology*,

- 277, 104208. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104208>
- Bera, S. K., Dixit, S., Basumatary, S.K., Gogoi, R. (2008). Evidence of biological degradation in sediments of Deepor Beel Ramsar site, Assam as inferred by degraded palynomorphs and fungal remains. *Current Science*, 95, 178-180.
- Bermejo, J. (2011). El fin del modelo urbano y municipal en *Arucci Turobriga*, la transformación hacia la antigüedad tardía (ss. III-VII d.C.). *Arqueología y territorio medieval*, 18, 55-70. <https://doi.org/10.17561/aytm.v18i0.1467>
- Bermejo, J. (2013). *Arucci Turobriga. Civitas et Territorium. Un modelo de implantación territorial y municipal en la Baeturia Celtica*. Universidad de Huelva, 869 pp.
- Bermejo, J., Medina, N., Campos, J.M. (2020a). Las termas de Arucci (San Mamés, Aroche): análisis arquitectónico y arqueológico. En: J.M. Noguera Celdrán, V. García Entero, M. Pavía Page (Coords.), *Termas públicas de Hispania*. Monografías de SPAL XXXIII, Universidad de Sevilla, pp. 755-768.
- Bermejo, J., Medina, N., Campos, J.M., Fernández, L., Marfil, F., Bermejo, A., Domínguez, E. (2020b). *Proyecto general de investigación arqueológica: la ciudad de Arucci Turobriga, Aroche (Huelva). Campaña 2019 Intervención arqueológica en las termas y estudio de materiales de la campaña 2018*. Memoria final, Delegación Provincial de Cultura, Junta de Andalucía, Spain (unpublished).
- Bermejo, J., Campos, J.M. (2022). El urbanismo de *Arucci* (San Mamés, Aroche, Huelva), una ciudad para la administración y el servicio en la frontera de la Bética. En P. Mateos, M. Olcina, A. Pizzo, T.G. Shattner (Eds.), *Small Towns, una realidad urbana en la Hispania romana*, Instituto de Arqueología de Mérida, vol. 2, 415-424.
- Bottema, S. (1992). Prehistoric cereal gathering and farming in the Near East: the pollen evidence. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 73, 21-33. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(92\)90042-F](https://doi.org/10.1016/0034-6667(92)90042-F)
- Bowe, P. (2004). *Gardens of the Roman world*. Getty Publications, Los Angeles, 176 pp.
- Campos, J.M., Bermejo, J., Delgado, S., Gómez, A., Medina, N., O'Kelly, J., Rodríguez, R., Vidal, N.O. (2006). *Proyecto de Investigación y puesta en valor de la ciudad hispanorromana de Turobriga, Aroche (Huelva). Campañas 2005-2006*. Memoria científica, Volumen I. Huelva. Delegación Provincial de Cultura, Junta de Andalucía, Spain (unpublished).
- Carrión, J.S., Parra, I., Navarro, C, Munuera, M. (2000). Past distribution and ecology of the cork oak (*Quercus suber*) in the Iberian Peninsula: a pollen-analytical approach. *Diversity and Distributions*, 6, 29-44. <https://doi.org/10.1046/j.1472-4642.2000.00070.x>
- Casas-Gallego, M., Morín de Pablos, J., Urbina Martínez, D. (2012). Análisis palinológico del yacimiento arqueológico de Las Madrigueras II (Carrascosa del Campo, Cuenca). *Polen*, 22, 15-24
- Costa, J.C. (Dir.) (2005). *Datos botánicos aplicados a la gestión del medio natural andaluz II: Series de vegetación*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Sevilla (CD).
- Crotzer, V., Levetin, E. (1996). The aerobiological significance of smut spores in Tulsa, Oklahoma. *Aerobiologia*, 12, 177-184. <https://doi.org/10.1007/BF02248147>
- Cugny, C., Mazier, F., Galop, D. (2010). Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 391-408. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0242-6>
- Day, J. (2013). Botany meets archaeology: people and plants in the past. *Journal of Experimental Botany*, 64, 5805-5816. <https://doi.org/10.1093/jxb/ert068>
- Delgado, S. (2008). Terra sigillata y paredes finas en Turobriga (Aroche, Huelva). Campañas 2004/2005. *Vipasca*, 2008-2, 354-363.
- Desprat, S., Díaz Fernández, P. M., Coulon, T., Ezzat, L., Pessarossi-Langlois, J., Gil, L., Morales Molino, C., Sánchez Goñi, M. F. (2015). *Pinus nigra* (European black pine) as the dominant species of the last glacial pinewoods in southwestern to central Iberia: a morphological study of modern and fossil pollen. *Journal of Biogeography*, 42(10), 1998-2009. <https://doi.org/10.1111/jbi.12566>
- Eastwood, W.J., Fairbairn, A., Stroud, E., Roberts, N., Lamb, H., Yiğitbaşıoğlu, H., Şenkul, C., Moss, A., Turner, R., Boyer, P. (2018). Comparing pollen and archaeobotanical data for Chalcolithic cereal agriculture at Çatalhöyük, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 202, 4-18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.012>
- Ejarque, A., Miras, Y., Riera, S., Palet, J. M., Orengo, H.A. (2010). Testing micro-regional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. *Journal*

- of *Archaeological Science*, 37, 1468-1479. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.01.007>
- Faegri, K., Kaland, P.E., Krzywinski, K. (1989). *Text-book of pollen analysis*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, UK, 328 pp.
- Feeser, I., O'Connell, M. (2010). Late Holocene land-use and vegetation dynamics in an upland karst region based on pollen and coprophilous fungal spore analyses: an example from the Burren, western Ireland. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 409-426. <https://doi.org/10.1007/s00334-009-0235-5>
- Fuentes, N., Carrión, J.S., Fernández, S., González-Sampériz, P., Nocete, F., Lizcano, R. (2006). Análisis polínico del yacimiento arqueológico de La Junta (Puebla de Guzmán, Huelva). *Anales de Biología*, 8, 73-83.
- Graf, M.T., Chmura, G.L. (2006). Development of modern analogues for natural, mowed and grazed grasslands using pollen assemblages and coprophilous fungi. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141, 139-149. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.03.018>
- Hapsari, K.A., Ballauff, J. (2022). Distinguishing pollen grains of cereal from wild grasses in the Sundaland region using size separation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 301, 104648. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2022.104648>
- Henderson, J. (2004). *The Roman book of gardening*. Routledge, London, UK, 164 pp. <https://doi.org/10.4324/9780203356999>
- Ibarra-Morales, E., Fernández-Galán, B.S. (2012). El estudio del polen antiguo: problemas y estrategias en el laboratorio. *TIP Revista Especializada en Ciencias Químico-Biológicas*, 15, 62-66.
- Joly, C., Barillé, L., Barreau, M., Mancheron, A., Visset, L. (2007). Grain and annulus diameter as criteria for distinguishing pollen grains of cereals from wild grasses. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 146(1-4), 221-233. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.04.003>
- Käärik, A., Keller, M.J., Kiffer, M.E., Perreau, J., Reisinger, M.O. (2012). *Atlas of airborne fungal spores in Europe*. Springer Science & Business Media, Heidelberg, Germany, 142 pp.
- Kolaczek, P., Zubek, S., Blaszkowski, J., Mleczko, P., Margielewski, W. (2013). Erosion or plant succession—How to interpret the presence of arbuscular mycorrhizal fungi (Glomeromycota) spores in pollen profiles collected from mires. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 189, 29-37. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.11.006>
- López-González, G. (1982). *Guía de INCAFO de los árboles y arbustos de la Península Ibérica*. INCAFO, Madrid, Spain, 866 pp.
- López-Sáez, J.A., López-García, P., Burjachs, F. (2003). Arqueopalinología: síntesis crítica. *Pollen*, 12, 5-35.
- López-Sáez, J.A., López-Merino, L. (2005). Precisiones metodológicas acerca de los indicios paleopalinológicos de agricultura en la prehistoria de la Península Ibérica. *Portugalia*, 26, 53-64. <http://hdl.handle.net/10261/93814>
- López-Sáez, J. A., Alba Sánchez, F., Pérez-Díaz, S., Núñez de la Fuente, S., Romero Bomba, E. (2015). Análisis palinológico del alcázar del castillo de Aracena (Huelva). *Ligustinus: Revista Digital de Andalucía de Arqueología Occidental*, 4, 39-49.
- López-Vila, J., Montoya, E., Cañellas-Boltà, N., Rull, V. (2014). Modern non-pollen palynomorphs sedimentation along an elevational gradient in the south-central Pyrenees (southwestern Europe) as a tool for Holocene paleoecological reconstruction. *The Holocene*, 24, 327-345. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683613518593>
- Medeanic, S., Silva, M.B. (2010). Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and paly-nofacies for palaeoreconstructions: Holocene Peat, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84, 248-257. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2010.08.015>
- Medina, N. (2009). *Intervención arqueológica puntual en la ciudad hispanoromana de Turrobriga, Aroche (Huelva)*. Memoria científica. Delegación Provincial de Cultura, Junta de Andalucía, Spain (unpublished).
- Melo, C.D., Walker, C., Freitas, H., Machado, A.C., Borges, P.A. (2020). Distribution of arbuscular mycorrhizal fungi (AMF) in Terceira and São Miguel Islands (Azores). *Biodiversity Data Journal*, 8, e49759. <https://doi.org/10.3897/BDJ.8.e49759>
- Menzio, B.I., Zotti, M., Montanari, C. (2010). A non-pollen palynomorphs contribution to the local environmental history in the Ligurian Apennines: a preliminary study. *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 503-512. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0271-1>
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E. (1991). *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, 216 pp.
- Muñoz-Reinoso, J.C., Sánchez-Gullón, E. (2016). *Juniperus oxycedrus* var. *badia* novedad

- para el litoral de Huelva (España). *Acta Botanica Malacitana*, 41, 291-294. <https://doi.org/10.24310/abm.v41i0.2475>
- Muñoz-Rodríguez, A.F., Santa-Bárbara, C., Vicent, C. (2008). Comunidades arbustivas seriales en el Andévalo y Sierra de Aracena (Huelva; SO de España). *Lagascalía*, 28, 21-71. <http://hdl.handle.net/10272/7374>
- O'Kelly, J. (2008). Cerámica común en Turobriga (Aroche, Huelva). Campañas 2004/2005. *Vipasca*, 2008-2, 346-353.
- Puche, F., Mateu, I., Casañ, A. (1988). Esporas de Briófitos españoles II. Hepáticas. *Lagascalía*, 15, 7-24.
- Quamar, M.F. (2015). Non-pollen palynomorphs from the late Quaternary sediments of southwestern Madhya Pradesh (India) and their palaeoenvironmental implications. *Historical Biology*, 27, 1070-1078. <https://doi.org/10.1080/08912963.2014.933212>
- Rivas-Martínez, S. (1987). *Mapa de series de vegetación de España*. ICONA, Serie Técnica, Madrid, Spain.
- Suchitra, R., Kumutha, K., Balachandar, D. (2012). Morpho-typing and molecular diversity of arbuscular mycorrhizal fungi in sub-tropical soils of Coimbatore region, Tamil Nadu, India. *Indian Journal of Microbiology*, 52, 145-152. <https://doi.org/10.1007/s12088-011-0206-2>
- Tweddle, J. C., Edwards, K. J., Fieller, N. R. (2005). Multivariate statistical and other approaches for the separation of cereal from wild Poaceae pollen using a large Holocene dataset. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14, 15-30. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0064-0>
- Valdés, B., Díez, M.J., Fernández, I. (1987). *Atlas polínico de Andalucía occidental*. Instituto de desarrollo regional de la Universidad de Sevilla, Utrera, Spain, 450 pp.
- Valdés, B., Santa-Bárbara, C., Vicent, C., Muñoz, A. (2008). Catálogo florístico del Andévalo y Sierra de Huelva (plantas vasculares). *Lagascalía*, 28, 117-409. <http://hdl.handle.net/10272/7377>
- Valle, F., Costa, J.C. (2003). *Mapa de series de vegetación de Andalucía*. Editorial Rueda, Madrid.
- Valle, F., Navarro, F.B., Jiménez, M.N. (2004, coords.). Datos botánicos aplicados a la Gestión del Medio natural Andaluz I: Bioclimatología y biogeografía. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Sevilla.
- Van Geel, B. (2002). Non-pollen palynomorphs. En J.P. Smol, H.J.B. Birks, W.M. Last, R.S. Bradley, K. Alverson (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Developments in Paleoenvironmental Research, vol 3. Springer, Dordrecht, Netherlands, 99-119. https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_6
- Van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., Van Reenen, G., Hakbijn, T. (2003). Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science*, 30, 873-883. [https://doi.org/10.1016/S0305-4403\(02\)00265-0](https://doi.org/10.1016/S0305-4403(02)00265-0)
- Wang, W., Ooka, R., Kikumoto, H., Oh, W., Han, M. (2022). Influence of various factors on indoor/outdoor pollen concentration ratio based on experimental research: A review. *Building and Environment*, 219, 109154. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2022.109154>
- Yáñez, C. (2007). Estudio palinológico del yacimiento arqueológico de Turobriga (Aroche, Huelva). Proyecto de investigación y puesta en valor de la ciudad hispanorromana de Turobriga (Aroche, Huelva). Campañas 2005/2006. Memoria científica, Vol. III Anexos, Delegación Provincial de Cultura, Inédito, 535-575.

Recibido el 18 de septiembre de 2023

Aceptado el 20 de mayo de 2024



Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias Orientales)

Geomorphological Analysis of the Volcanic Eruption of Jacomar, Fuerteventura (Eastern Canary Islands)

Silva, P.G. ^(1,2), Ramírez Fragiél, J.D. ⁽²⁾, Elez, J. ⁽²⁾, Santamaría-
López, A. ⁽²⁾, Bautista Davila, M.B. ⁽¹⁾

(1) Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. C. Hornos Caleros, 50, 05003 Ávila. España.
pgsilva@usal.es, begovigo@usal.es

(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Pl. Caídos, s/n,
37008 Salamanca. España. jramfra@usal.es, j.elez@usal.es, a.santamaria@usal.es

Resumen

En este estudio se ha llevado a cabo una cartografía geomorfológica de detalle para el análisis de la erupción del Volcán de Jacomar ubicado en la isla de Fuerteventura (Islas Canarias), con los objetivos fundamentales de determinar la edad y dinámica de la erupción en comparación con erupciones similares más actuales (p. ej. La Palma, 2021). Dicha cartografía se ha realizado en formato digital (SIG) apoyada en trabajo de campo y análisis morfométricos (áreas y volúmenes) sobre modelos digitales del terreno 3D. El estudio realizado ha permitido la localización y caracterización de todas las estructuras geológicas y elementos geomorfológicos resultantes de la erupción (cono de escorias, coladas basálticas, cascadas y deltas lávicos, etc.), así como la falla NNE-SSO implicada en la misma. La cartografía realizada diferencia cuatro fases principales en la erupción, así como sus relaciones con otros elementos geomorfológicos identificados en la zona, como pueden ser, formas erosivas relictas, abanicos aluviales, beach-rocks, etc. Las características morfométricas del delta lávico resultante de la erupción, y su comparación con otros deltas similares en el archipiélago resultantes de erupciones ocurridas durante los últimos 2 ka, indican que la erupción tuvo que tener lugar con un nivel del mar alto similar al actual. La existencia de beach-rocks holocenos adosados al frente de lava deltaica proporciona criterios para establecer una edad reciente para la erupción (~ 6,5 ka BP). La cartografía digital realizada ha permitido la obtención de superficies muy precisas de los materiales eruptivos en Jacomar, así como una estimación preliminar de los volúmenes emitidos. Estos últimos se pueden comparar con los más recientes producidos en La Palma (2021), estimándose una erupción de corta duración (≤ 3 meses). Se trató de una erupción estromboliana monogenética holocena, con un índice de explosividad ≤ 3 IEV, que afectó a un área de unas 500 ha emitiendo un volumen de materiales (conservados) estimado en poco más de 0,1 km³.



Palabras clave: Geomorfología volcánica, Cartografía digital 3D, Jacomar, Fuerteventura, Islas Canarias.

Abstract

This study deals with the geomorphological mapping and analysis of the Jacomar Volcano eruption, located on the island of Fuerteventura (Canary Islands), with the primary objectives of determining the age and dynamics of the eruptive processes in comparison with similar more current eruptions (e.g. La Palma, 2021). This mapping has been carried out in digital format (GIS) supported by field work, morphometric analysis (areas and volumes) on 3D terrain models and preliminary mineralogical analyses. The study has allowed the location and characterisation of the geological structures and geomorphological elements resulting from the eruption (scoria cone, basaltic flows, cascades, lava deltas, etc.), as well as the NNE-SSW fault involved in the eruption. The performed mapping differentiates four main eruptive phases, as well as their relationships with other geomorphological elements identified in the area (e.g. relict erosional landforms, alluvial fans, beach-rocks, etc.). The morphometric features of the lava delta resulting from the eruption and its comparison with other similar deltas in the archipelago resulting from protohistoric to modern eruptions (e.g. La Palma, 2021) indicate that the Jacomar eruption must have occurred during a high sea-level stage similar to the present one. The presence of Holocene beach-rock deposits overlapped onto the deltaic lava-front provides criteria to establish a recent age for the eruption (~ 6.5 ka BP). The performed digital mapping has allowed us to obtain confident areas of the eruptive materials, as well as a preliminary assessment of released volumes in Jacomar. The latter can be compared with the most recent ones produced in La Palma (2021), estimating a short duration for the eruption (≤ 3 months). It was a Holocene monogenetic strombolian eruption, with an explosivity index ≤ 3 VEI, which affected an area of about 500 ha and emitted a volume of (preserved) materials estimated in ~ 0.1 km³.

Key words: Volcanic geomorphology, GIS digital mapping, Jacomar, Fuerteventura, Canary Islands.

1. Introducción

El presente trabajo se centra en el análisis geomorfológico y geológico de la Erupción “*Volcán de Jacomar*” ubicado en la costa oriental de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias; Fig. 1). Este constituye una pequeña emisión volcánica, de carácter reciente (Pleistoceno Superior u Holoceno). No obstante, no existen estudios específicos ni cronológicos sobre el mismo, aparte de los datos aportados por la cartografía geológica de la zona (Balcells *et al.*, 1990) o algún trabajo bibliográfico específico (Ortega González y Romero Martín, 1992; Dóniz-Páez, 2009).

El estudio se centra en la identificación de sus unidades geomorfológicas (conos, coladas, etc.), caracterizando cada una de ellas, para poder determinar la secuencia de eventos

a lo largo del tiempo en base al ensamblaje espacial (superposición, solapamiento, encajamiento) de las mismas, con la finalidad de identificar las distintas fases y/o eventos relacionados con la construcción del edificio volcánico y productos asociados. Todo ello se ha plasmado en una cartografía geomorfológica de detalle derivada de los trabajos de Ramírez Fragiél (2022) y Ramírez Fragiél *et al.* (2023). El estudio se ha complementado con un análisis mineralógico preliminar de las principales unidades diferenciadas con el fin de caracterizar los productos emitidos. Estos únicamente se encuentran caracterizados de forma muy genérica como coladas basálticas olivínicas y conos de tefra en la cartografía MAGNA (Balcells *et al.*, 1990) indicando que son formaciones muy jóvenes relacionadas con los malpaíses más recientes de la zona central de Fuerteventura (Fig. 1). Todos ellos presentan

una polaridad magnética normal Brunhes, que los diferencian de los campos y coladas volcánicas Plio-Pleistocenas que presentan mayoritariamente polaridad inversa Matuyama (Perez-Torrado *et al.*, 2023). Algunos autores sugieren que estos campos de lava son más recientes de 26 ka en base a dataciones y relaciones indirectas con los malpaíses de la zona norte de la isla (Criado, 1991; Criado *et al.*, 2011; Dóniz-Páez, 2009).

Por último, dadas las similitudes morfológicas del volcán de Jacomar con el recientemente generado Volcán Tajogaite (2021) en la isla de La Palma, se aborda un estudio comparativo de ambas erupciones. Ambos son edificios monogenéticos de tipo “*cinder cone*” con una apertura lateral abierta con campos y deltas de lava asociados producto de una erupción estromboliana (Carracedo *et al.*, 2022). También se plantea como objetivo la comparación de estos en cuanto área afectada y volumen de material expulsado, con el fin de estimar la posible duración y dinámica de la erupción volcánica responsable. Los datos numéricos que se utilizan del volcán de La Palma provienen del Informe final del Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico de Canarias emitido por el Gobierno de Canarias (PEVOLCA, 2022) y los existentes en la plataforma del Satélite Copernicus actualizados a 2024 (Copernicus, 2024).

2. Contexto geológico y tectónico regional

Las Islas Canarias son un archipiélago volcánico situado sobre litosfera oceánica de movimiento lento (< 2 mm/año) en el margen continental pasivo de la Placa Africana (Fig. 1). Aunque existe un continuo debate científico sobre el origen del archipiélago (p. ej. Negrodo *et al.*, 2022), hoy en día se asume que es producto de un punto caliente con presencia de características peculiares debido al contexto marginal en que se encuentra y a la baja velocidad de los desplazamientos tectónicos

de la Placa Africana < 2 mm/año (Carracedo *et al.*, 1998). Entre las peculiaridades geológicas que las diferencian de otros archipiélagos de punto caliente centro oceánicos (p. ej. Hawái, Reunión) estos autores destacan: **(a)** el desarrollo de estratovolcanes durante la fase de rejuvenecimiento volcánico tras el crecimiento de los volcanes en escudo miocenos y pliocenos (p. ej. Teide, Roque Nublo); **(b)** la práctica ausencia de subsidencia que permite que las islas más antiguas no se hayan hundido por debajo del nivel del mar, ya que en otros archipiélagos islas de más de 6 M.a. se encuentran actualmente sumergidas; y **(c)** la intensidad y edad de los últimos eventos eruptivos “post-erosivo”, que son aparentemente más intensos y jóvenes en Canarias que en otros archipiélagos de punto caliente. Estas últimas diferencias se deben seguramente a una menor actividad del punto caliente y procesos anómalos de elevación flexural que se manifiestan especialmente en las islas orientales (Fuerteventura y Lanzarote) que cabalgan sobre el talud continental africano (Carracedo, 2011; Silva *et al.*, 2008). Estas islas, que son las más antiguas del archipiélago, presentan importantes focos de emisión volcánica de edad Pleistoceno superior y Holoceno indicando un importante resurgimiento volcánico relacionado con procesos anómalos de “underplating” debido a anomalías flexurales de la corteza en la zona (Silva *et al.*, 2008) o procesos de convección mantélicos de borde inducido (*edge-driven*) debido a la cercanía del cratón africano (Carracedo y Troll, 2016). La erupción más joven en estas islas orientales es la de “Timanfaya” (1730 - 1736 AD) que, debido al alto estado de erosión de la isla y su escaso relieve, se extendió ampliamente y afectó a una cuarta parte de la isla (Carracedo *et al.*, 1992). Esta es una característica de la que también participa Fuerteventura, cuyos campos de lava más recientes ocupan grandes zonas llanas o depresiones y se canalizan hacia el mar a lo largo de los amplios valles excavados en los

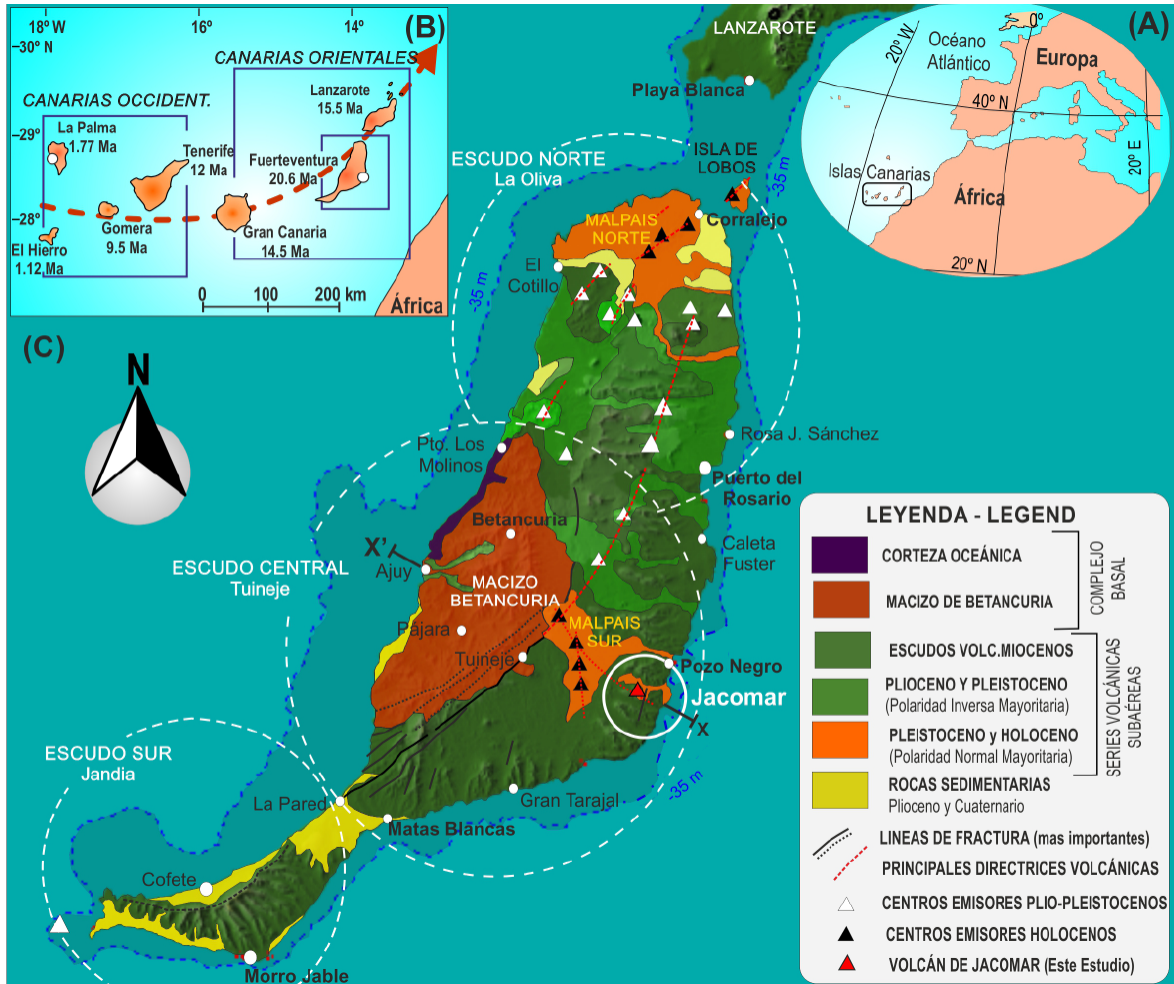


Figura 1. A): Localización del archipiélago canario en el Océano Atlántico. B): Situación de las islas mostrando la edad más antigua de actividad subaérea (Ma) en cada una de ellas desde las Canarias Occidentales (más jóvenes) a las Canarias Orientales (más antiguas). C): Mapa Geológico General de la isla de Fuerteventura mostrando sus diferentes zonas volcánicas, centros emisores Plio-Cuaternarios y Holocenos más importantes, los dos malpaíses de la isla (Norte y Sur). La curva batimétrica de -35 m representa la cota de unión de Fuerteventura y Lanzarote durante los descensos del nivel del mar en el Cuaternario (profundidad máxima en el Estrecho de Lobos). La línea X-X' indica la posición del corte general de la isla de la Figura 4A.

Figure 1. A): Location of the Canary Islands in the Atlantic Ocean. B): Sketch-map showing the maximum age of subaerial volcanic activity in each island from the western canary (younger) to the eastern Canary Islands (older). C): Synthetic Geological Map of the Fuerteventura Island showing its different volcanic units, the most relevant Plio-Quaternary and Holocene emission centres, and the most recent lava fields (malpaíses) North and South of the Island. The bathymetric curve of -35 m represents the junction depth of Fuerteventura and Lanzarote during sea level falls in the Quaternary (maximum depth in the Lobos Strait). Line X-X' indicates the location of the geological cross-section in Figure 4A.

escudos miocenos (p. ej. Pozo Negro y Cava-dero).

Fuerteventura, junto con Lanzarote, constituyen las islas con volcanismo subaéreo más antiguo (21 - 24 Ma) del archipiélago canario

(Fig. 1). Se sitúan en el extremo oriental del archipiélago canario sobre el margen continental africano, presentando corteza oceánica emergida en Fuerteventura (Ajuy). Estas dos islas constituyen una cordillera volcánica alargada en dirección NNE-SSO de aproxima-

damente 180 km de longitud, subparalela a la costa africana que se desarrolla a caballo de su margen continental (Fig. 1). Considerando los relieves submarinos de su prolongación NE del Banco de la Concepción se alcanzarían los 320 km. El istmo que actualmente separa las dos islas (Canal de la Bocaina) posee una anchura de 13 km y una profundidad máxima de 35-40 m (Fig. 1). En consecuencia, durante las épocas glaciares, con el nivel del mar bajo (c. -120 m), esta alineación volcánica aparecía como una única isla (Carracedo y Troll, 2016).

La cordillera volcánica, también denominada como “*Eastern Canary Ridge*” (i. e. Ancochea *et al.*, 1996), está constituida por la alineación de varios volcanes en escudo miocenos cuyos flancos occidentales han ido colapsando hacia la llanura abisal atlántica a más de 4000 m de profundidad (p. ej. Stillman *et al.*, 1999; Carracedo *et al.*, 2007) adquiriendo su forma alargada actual. Los flancos orientales de estas islas, asentados sobre litosfera continental del margen africano, han permanecido más estables, pero estuvieron sujetos a un importante proceso erosivo, por lo que la mayoría de su superficie está prácticamente arrasada dominando las grandes llanuras y relieves residuales alargados denominados “*cuchillos*” en el caso de Fuerteventura (Dóniz-Paéz, 2009; Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2013). La mayor altitud se sitúa a una cota de 807 metros en el Macizo de Betancuria de la isla de Fuerteventura (Fig. 1). Ambas islas se encuentran actualmente en un estado posterosivo con rejuvenecimiento volcánico, que ha dado lugar a la formación de los malpaíses más jóvenes. El más reciente se relaciona con el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote) como consecuencia de la Erupción de 1730 - 1736 AD (Carracedo, 1992). En Fuerteventura este volcanismo reciente dio lugar a los malpaíses Norte y Sur. Este último lo subdividen entre Malpaís Chico y Malpaís Grande, al cual se asocia tentativamente el edificio volcánico de Jacomar (Balcells *et al.*, 1992).

3. Geología y geomorfología de Fuerteventura

La geología de Fuerteventura comprende el “*Complejo Basal*” (ausente en Lanzarote) y las diferentes series volcánicas subaéreas definidas originalmente por Fúster *et al.* (1968) en las Canarias orientales correspondientes a (Fig. 1): (1) Los volcanes en escudo Miocenos; (2) Los conos de tefra monogenéticos y coladas basálticas Plio-Cuaternarias y Pleistocenas con polaridad mayoritaria magnética inversa (Matuyama) y; (3) los Conos de escoria y ceniza y malpaíses asociados del Pleistoceno Superior-Holoceno con polaridad mayoritaria normal (Brunhes), tal y como se definen más modernamente (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1994). La cronoestratigrafía de estas diferentes series se ha realizado principalmente a partir de dataciones K/Ar y determinaciones paleomagnéticas (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1992; 1994; Ancochea *et al.*, 1996; Perez-Torrado *et al.*, 2023). Para las series más modernas (Pleistoceno superior - Holoceno) la cronoestratigrafía se apoya también en dataciones Th/U y análisis paleontológicos realizados en gasterópodos marinos y continentales de los depósitos eólicos y litorales situados fundamentalmente en los malpaíses Norte y Sur de la isla (Meco *et al.*, 2002; Zazo *et al.*, 2002; Mush *et al.*, 2014; Martín-González *et al.*, 2019). No obstante, estas determinaciones no son suficientes para datar fidedignamente los campos de lava posteriores al último interglaciar (MIS 5), los cuales tan solo se encuentran datados de forma relativa y considerados con edades de entre 60 y 26 ka (Petit-Marie *et al.*, 1986; Balcells *et al.*, 1992; Ortega-González y Romero Martín, 1992).

El “*Complejo Basal*” ocupa el sector centro occidental de la isla y está constituido por el macizo granodiorítico de Betancuria, así como por un conjunto de rocas plutónicas, volcánicas y subvolcánicas, en parte submarinas, que representan la fase de crecimiento submarino de la isla (Carracedo, 2011). Esta unidad

presenta una forma ovalada y es consecuencia del desmantelamiento, erosión y colapso del escudo mioceno de la parte central de la isla (Ballcels *et al.*, 1992). Posee una edad que abarca desde el final del Eoceno hasta el Mioceno, pero también incluye retazos de corteza oceánica mesozoicos altamente tectonizados que afloran en el litoral occidental de la isla desde los alrededores de Ajuy hasta el Puerto de Los Molinos (Gutiérrez *et al.*, 2006).

El “*Dominio volcánico subaéreo*” comprende dos fases bien diferenciadas separadas por un gran parón de la actividad eruptiva entre el Mioceno medio y el Plioceno superior (Ballcels *et al.*, 1992). La fase de inactividad constituye un “*gap erosivo*” de aproximadamente 7 Ma durante la cual se produce un intenso desmantelamiento erosivo y gravitatorio (grandes deslizamientos) de los grandes volcanes en escudo miocenos desarrollados entre 24 - 12 Ma, quedándose en un estado erosivo más avanzado al que presentan hoy las islas de la Gomera o Gran Canaria (p. ej. Silva *et al.*, 2008; Perez-Torrado *et al.*, 2023).

Durante la “*fase volcánica miocena*” se constituye el esqueleto principal de la isla mediante la construcción de tres grandes edificios en escudo: Edificio Norte (Tetir); Edificio Central (Gran Tarajal) y Edificio Sur (Jandía). Estos edificios central y septentrional solo conservan sus laderas orientales en un estado erosivo muy avanzado. En el edificio Sur, que es el más reciente y menos erosionado de la isla, todavía se conservan valles colgados y decapitados, testigos de la antigua red de drenaje radial que erosionaba los volcanes en escudo y del proceso de colapso de estos. Por el contrario, los otros dos edificios (central y norte) de la isla se encuentran ampliamente desmantelados, con amplios valles en artesa de fondo plano con cabeceras desdibujadas que confluyen en una gran depresión anular que rodea el Macizo de Betancuria. Estos valles se encuentran separados por vertientes muy

estrechas y apuntadas denominadas localmente “*cuchillos*” (Dóniz-Páez, 2009). En estas vertientes se conserva la estratigrafía de las diferentes coladas basálticas ligeramente buzando hacia el Este que pueden alcanzar espesores de más de 200 m en la zona de estudio (Ballcels *et al.*, 1990). En algunas zonas, como ocurre en la zona de estudio, llegan a conservarse retazos de las antiguas paleoverdientes de los escudos miocenos inclinadas hacia el mar (Este), que reciben el nombre de “*Tableros*” cuando poseen gran extensión. Tanto los interfluvios de los cuchillos, tableros, u otras superficies residuales, como las laderas y flatirons asociados, se encuentran fuertemente encostrados afectados por una potente calcreta cuyo desarrollo abarca desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario reciente (Meco, 2008). De esta manera, es durante este *gap erosivo* de unos 7 Ma cuando se establecen las líneas generales del relieve actual de Fuerteventura. La morfología erosiva de la isla queda, digámoslo así, momificada (fossilizada) por la potente calcreta que envuelve a la isla (Alonso-Zarza y Silva, 2002).

Las posteriores “*fases de rejuvenecimiento volcánico*” Plio-cuaternaria y Pleistocena reciente tan solo retocan esta morfología fósil, con pequeños conos volcánicos, extensos malpaíses y coladas de lava que rellenan localmente fondos de valle y depresiones existentes (Carracedo *et al.*, 2007; Perez-Torrado *et al.*, 2023). La fase Plio-Cuaternaria responde en su mayoría a emisiones de carácter estromboliano puntuales y menos masivas, que siguen un régimen fisural de fracturas profundas a lo largo de las directrices NNE-SSO existentes en el basamento insular que alcanzan hasta la Moho (Ballcels *et al.*, 1990). Estas emisiones se concentran preferentemente en la mitad septentrional de la isla (Fig. 1) y se prolongan hasta el Pleistoceno inferior mostrando una polaridad inversa de la época Matuyama (Coello *et al.*, 1992; Ballcels *et al.*, 1994). Sus materiales basálticos

se corresponden con las series volcánicas II y III de Fúster *et al.* (1968). Estos edificios volcánicos se emplazan mayoritariamente sobre los “*cuchillos*” miocenos o en sus laderas, y sus coladas caen en cascada canalizándose en los barrancos hasta llegar a la costa, donde en algunas zonas forman extensas plataformas (Carracedo *et al.*, 2007).

Durante el final del Pleistoceno superior se reanuda el volcanismo, de nuevo siguiendo similares directrices fisurales NNE-SSO, dando lugar a los dos grandes malpaíses recientes que caracterizan la isla. En estos surgen edificios volcánicos monogenéticos (conos de escorias y cenizas) discretos, pero perfectamente conservados, que se extienden hacia el norte hasta la Isla de Lobos. En todos los casos, estos edificios generaron extensas coladas basálticas que se canalizaron por los barrancos llegando hasta el litoral donde interaccionan con los depósitos marinos (playas fósiles) correspondientes al último interglaciar y depósitos eólicos Holocenos (Zazo *et al.*, 2002; Meco, 2008), hechos estos que caracterizan la Serie IV de Fúster *et al.* (1968). En la mayoría de los casos estos se apoyan discordantemente sobre coladas volcánicas de las fases anteriores (Martín-González *et al.*, 2019), pero en algunos casos se observa cómo alguna de estas coladas interacciona con los depósitos litorales dando lugar a estrechas bandas de peperitas, o incluso se encuentran fosilizadas por ellas (Silva *et al.*, 2011) indicando su carácter más reciente.

Los malpaíses constituyen las formaciones volcánicas más recientes de la isla. En la zona central de la isla se encuentran los denominados “*Malpaís Chico*” (Tuineje) y “*Malpaís Grande*” con los que se encuentra relacionado el Volcán de Jacomar. En el norte existen algunas dataciones (K/Ar, Th/U, OSL, C¹⁴) que apoyan una cronología anterior a los 40-50 ka para estos materiales (Zazo *et al.*, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2006; Meco, 2008) mientras que

para los del sector central solo existen cronologías relativas muy tentativas. El Malpaís Chico asociado a la caldera de Gairía podría tener una edad comprendida entre los 50 - 26 ka BP, mientras que el Malpaís Grande sería algo más joven de 26 ka BP (Balcells *et al.*, 1990; Dóniz-Páez, 2009). Solo en la colada de Pozo Negro existe una controvertida datación C¹⁴ de 23.000 ± 550 años BP (Petit-Marie *et al.*, 1986) en depósitos eólicos cubriendo esta colada, que fijaría una edad inferior para esta erupción volcánica. El volcán de Jacomar (Fig. 2) se encuentra separado de este malpaís central de la isla, y se sitúa sobre uno de los cuchillos del volcán mioceno en el paraje natural denominado “*Los Cuchillos de Vigán*”, en la divisoria entre el valle de Jacomar, al Sur, y el valle de La Cueva, al Norte. Su centro emisor constituye un edificio piroclástico de características estrombolianas (Ballcells *et al.*, 1990). Las diferentes coladas están rellenando el antiguo valle colgado de Juanicón (Fig. 2), al cual desbordan formando cascadas de lava hacia el Norte y hacia el litoral, donde desarrolla un delta de lava (Ortega González y Romero Martín, 1992). Estos autores consideran una edad para esta erupción de entre 40 y 25 ka BP, la cual se discutirá en el presente trabajo.

4. Metodología

El estudio realizado se centra en la cartografía geomorfológica de detalle de la erupción de Jacomar, ya que la única existente es la cartografía geológica 1:25.000 realizada por el Instituto Geológico y Minero de España de la Hoja 1096-III (93-80) de Pozo Negro (Ballcells *et al.*, 1990). En ella tan solo se diferencia el cono volcánico y los materiales de las coladas basálticas como una única unidad. La cartografía geomorfológica se ha realizado en formato digital, elaborándose con el programa ArcMap 10.5 del paquete de programas ArcGIS. Esta se ha implementado sobre un Modelo Digital del Terreno (MDT) con

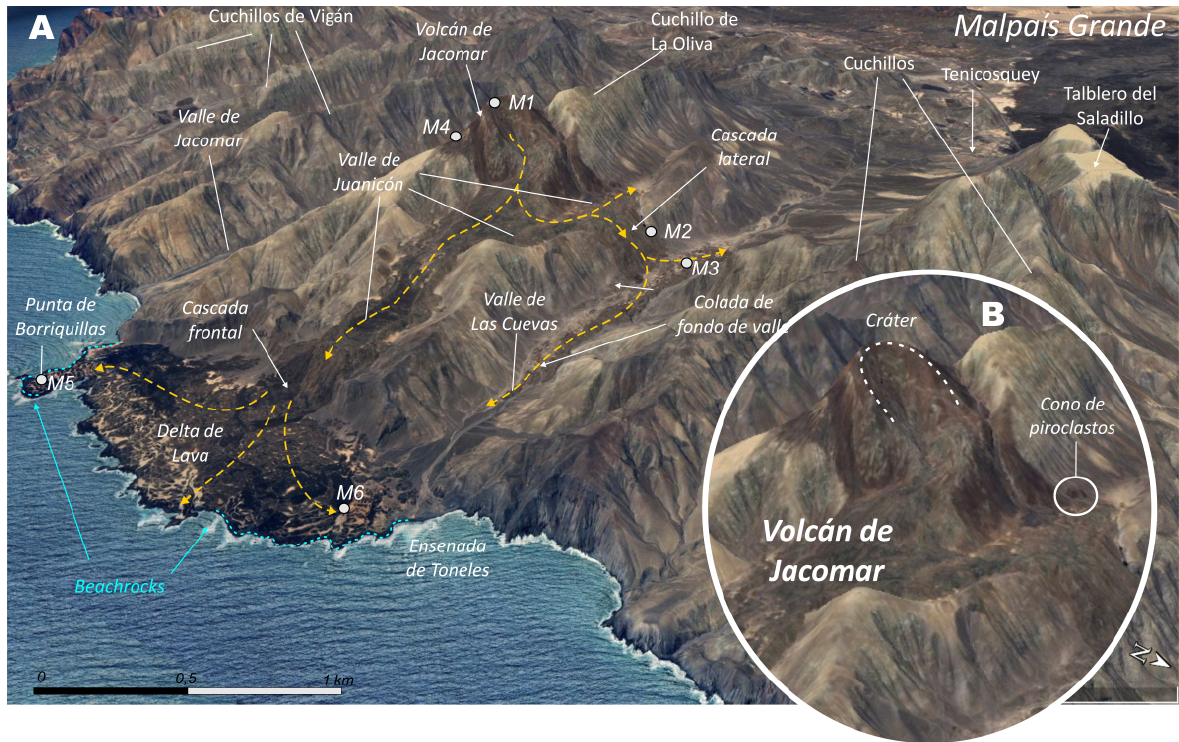


Figura 2. A): Vista aérea Google Earth mostrando los diferentes elementos y nombres locales relacionados con la erupción de Jacomar. Se muestran las direcciones de flujo de las coladas (flechas amarillas a trazos), la situación de las muestras mencionadas en texto (M1 a M6) y la ubicación del pueblo más cercano (Tenicosquey). B): Vista de detalle del volcán de Jacomar y cono de piroclástico adyacente. Exageración vertical del relieve x1,5.

Figure 2. A): Google Earth aerial view showing the different elements and local names related to the Jacomar eruption. The flow directions of the lava-flows (dashed yellow arrows), the location of the samples mentioned in text (M1 to M6) and the location of the nearby village (Tenicosquey) are shown. B): Detail view of the Jacomar Volcano and the adjacent pyroclastic cone. Vertical relief exaggeration x1.5.

una resolución de 2 metros/píxel, extraído del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) del Instituto Geográfico Nacional (IGN: <https://centrodedescargas.cnig.es/Centro Descargas/index.jsp>). La alta resolución del MDT utilizado ha permitido diferenciar y clasificar distintas unidades y elementos geomorfológicos volcánicos, que posteriormente han sido comprobadas durante 3 campañas de campo realizadas entre diciembre de 2021 y mayo de 2022. De esta forma se han podido diferenciar los distintos elementos geomorfológicos volcánicos que componen la erupción de Jacomar: conos, coladas basálticas y elementos internos de las mismas (lóbulos, hornitos, cascadas y deltas de lava) y las relaciones entre los mismos.

El estudio, además, ha incluido la cartografía de otros elementos de origen no volcánico, como formas de ladera, litorales, fluviales y torrenciales, así como formas erosivas residuales (cuchillos, paleocantilados, pequeños roques) y elementos de origen poligénico (superficies, tableros, calcretas, talus-flatirons, beach-rocks, etc.). Todo ello ha servido para diferenciar hasta cuatro diferentes fases en la erupción y, en último término, establecer una secuencia general de procesos en la evolución del relieve de la zona. La información geológica del sustrato mioceno se ha extraído y sintetizado de los archivos digitales de la hoja geológica de Pozo Negro (Ballcels *et al.*, 1990).

De manera complementaria se ha realizado un muestreo de diferentes materiales volcánicos para su análisis mineralógico. Se trata de diez (10) muestras, cuya posición se encuentra indicada en la figura 2. Seis (6) de las muestras fueron recogidas en materiales volcánicos consolidados. Una primera corresponde a materiales piroclásticos de la parte más elevada del cráter (M1); la segunda con los materiales de la cascada de lava que vierte hacia el valle de La Cueva (M2); la tercera corresponde a uno de los hornitos de la colada del valle de La Cueva (M3); y las dos últimas recogidas en los extremos del delta de lava en las desembocaduras de los valles de Jacomar (M5) y de La Cueva (M6). Las otras cuatro muestras se recogieron en una sucesión de depósitos de lapilli escasamente consolidados (cenizas volcánicas) localizados en la vertiente norte del cono volcánico en el punto M4 (Fig. 3).

Aunque no se ha realizado un estudio petrográfico de lámina delgada para la caracterización petrológica y correcta clasificación de las muestras, todas ellas han sido sometidas a análisis de difracción de Rayos X (DRX) y espectroscopía VNIR-SWIR en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (Ramírez Fragiél, 2022). El análisis espectroscópico en el rango visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, se realizó con un espectro-radiómetro VNIR-SWIR ASD FieldSpec 4 High-Res y los de difracción con un difractómetro Bruker D8 Advance ECO. Los resultados de estos análisis serán objeto de una publicación específica y aquí solo expondremos los datos preliminares más relevantes.

5. Análisis Geomorfológico del entorno de la erupción de Jacomar

Dentro de este apartado distinguiremos y se describirá el sustrato Mioceno (5.1.) sobre el que tiene lugar la erupción, así como el análisis

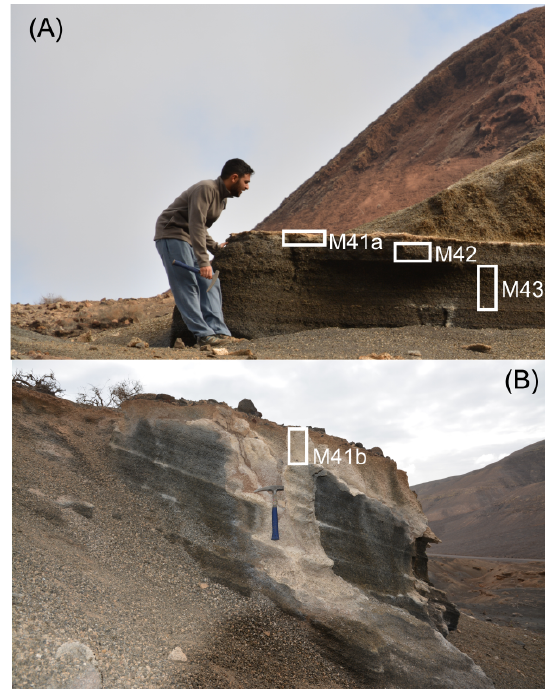


Figura 3. A): Perfil donde se muestrearon los diferentes niveles de lapilli correspondientes a depósitos de caída de ceniza M41, M42 Y M43. B): Perfil de cenizas blancas situado en la parte superior del volcán donde se muestreó el nivel de lapilli más reciente M41b.

Figure 3. A): Profile where the different levels of lapilli were sampled M42, M42 and M43. B): More recent lapilli level sampled in the upper zone of the volcano M41b.

del conjunto de formas erosivas y residuales sobre este sustrato anteriores a la misma (5.2.). En apartados posteriores se analizarán las formas y elementos volcánicos relacionados con las diferentes fases eruptivas de Jacomar (6.), y las formas aluviales y litorales más recientes posteriores a la erupción (7.).

5.1. Sustrato volcánico Mioceno

El sustrato está constituido por la sucesión y apilamiento de sucesivas coladas basálticas generadas por el escudo mioceno de la parte central de la isla (Edificio Gran Tarajal). Las diferentes coladas basálticas se encuentran buzando entre 20-25° (base) y 10° (techo) hacia el litoral (Balcells *et al.*, 1990). Datos

radiométricos K/Ar de estos materiales en la zona de estudio indican que los materiales están compuestos por una sucesión basáltica con olivino y piroxeno del Mioceno inferior (c. 20 Ma) a la que se superponen series traquibasálticas del Mioceno inferior-medio (c. 15-13 Ma) de mayor potencia (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1992; Ancochea *et al.*, 1996; Perez-Torrado *et al.*, 2023). La sucesión inferior se encuentra fuertemente inyectada por una densa red de diques básicos que se disponen de forma radial hacia la zona central del antiguo edificio Mioceno (Ballcells *et al.*, 1990). La sucesión traquibasáltica se sitúa discordante sobre la anterior, presenta una marcada disyunción columnar, una práctica ausencia de diques, y su buzamiento hacia el litoral dibuja las antiguas laderas del volcán (Fig. 4). Asociados a la mencionada discor-

dancia se conservan localmente sedimentos volcanoclásticos y brechas testigos del gap erosivo existente entre ambas series (Balcells *et al.*, 1992; Carracedo, 2011). En conjunto, ambas sucesiones pueden presentar potencias de entre 380-400 m en la zona más interior (Tablero del Saladillo) que van decreciendo hacia el litoral donde quedan cortadas por vertiginosos acantilados de entre 100 y 120 m de altura (Fig. 4). Sobre estos materiales se labran las superficies, tableros y cuchillos (Cuchillos de Vigán y Tablero del Saladillo) que se preservan en las estrechas divisorias de los valles y que caracterizan geomorfológicamente esta zona de la isla (Dóniz-Páez, 2009). En la actualidad, estos constituyen el auténtico esqueleto del Escudo Mioceno y, en forma de crestones radiales, se extienden entre 4 y 5 km desde la depresión central ocupada por

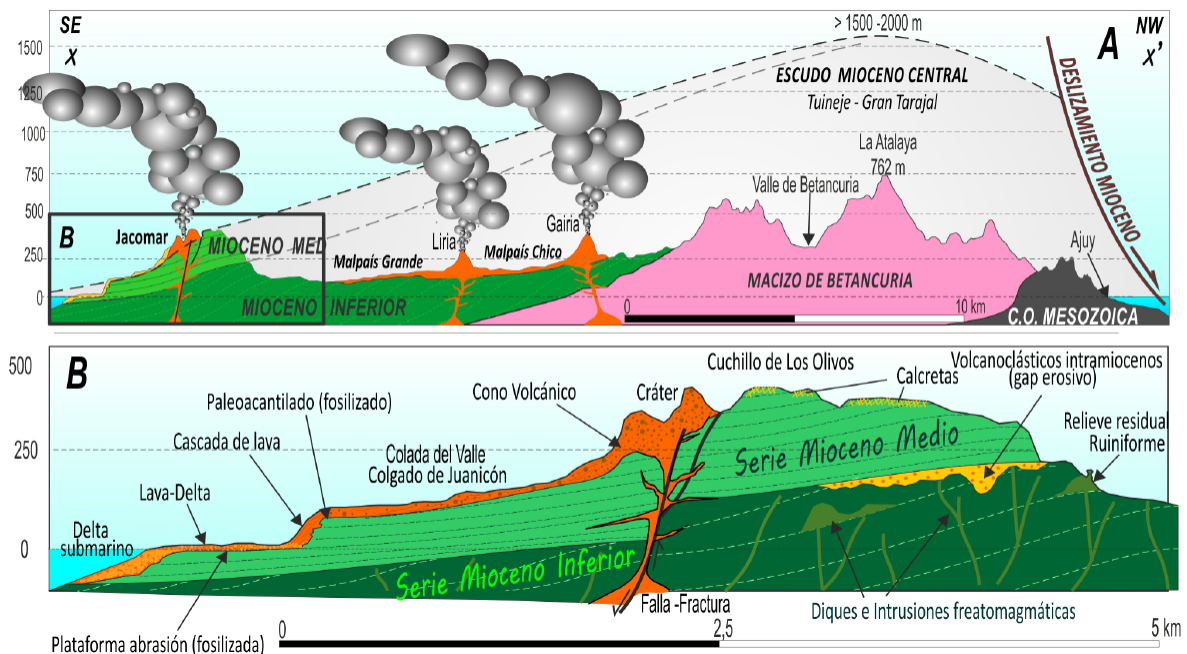


Figura 4. A): Corte geológico esquemático NO-SE de la isla de Fuerteventura mostrando las relaciones entre las distintas unidades del sustrato geológico volcánico y los malpais más recientes del sector central de la isla y el volcán de Jacomar. La situación del corte se indica en la Figura 1. B): Detalle de la geología del Cuchillo de Los Olivos sobre el que se instala la erupción analizada. Nótese la importante exageración vertical de ambos cortes.

Figure 4. A): NW-SE schematic geological cross-section of the island of Fuerteventura showing the relationships between the different units of the volcanic geological substratum and the most recent malpais of the central sector of the island and the Jacomar volcano. The location of the section is shown in Figure 1. B): Detail of the geology of the Cuchillo de Los Olivos on which the Jacomar eruption is located. Note the significant vertical exaggeration of both sections.

los Malpaíses Chico y Grande hasta el litoral. Su estado de desmantelamiento está muy avanzado ya que el hipotético centro emisor del Edificio del Gran Tarajal se encontraría a unos 22 km de la zona de estudio (Balcells *et al.*, 1990). Teniendo en cuenta los buzamientos de las series, el centro emisor se situaría a una altitud estimada de unos 2500 m sobre el Macizo de Betancuria cuya altura máxima actual es de 762 m (Pico de la Atalaya; Fig. 4).

5.2. Formas y elementos residuales y/o erosivos sobre el sustrato

5.2.1. Paleoladeras (superficies o tableros)

Estas paleoladeras corresponden al escudo mioceno central de la isla (Tuineje-Gran Tarajal) y son el vestigio de la antigua geometría de las laderas de dicho volcán hace 13-15 Ma. Se preservan como formas relictas en los interfluvios de los valles en la zona cartografiada. Estas antiguas paleoladeras presentan una inclinación general de 10-15° E concordante con el buzamiento deposicional de las series miocenas. En sus zonas de máximo desarrollo (anchura) forman lo que localmente se denominan “*Tableros*”. Estos constituyen superficies subhorizontales afectadas por un importante proceso de encostramiento que ha generado potentes perfiles de calcretas facilitando su preservación por erosión diferencial, siendo ejemplo de ello los *Tableros del Saladillo y Jacomar* (Fig. 2).

5.2.2. Crestones o aristas volcánicas (*Cuchillos*)

Estos relieves son producto del acusado desmantelamiento de los volcanes miocenos debido a la incisión de la red de drenaje durante el gap erosivo post-volcánico y, posteriormente, durante el periodo Cuaternario. Los “*Cuchillos*” constituyen relieves en arista afilados a lo largo de las divisorias de los va-

lles, delimitando espacialmente los distintos barrancos, respondiendo a lo que geomorfológicamente se denominan “crestas o aristas volcánicas”. Se forman como consecuencia de la erosión lateral de las superficies de las antiguas paleoladeras (*Tableros*) dando lugar a afiladas crestas en las divisorias. Por lo general, se encuentran labrados en los materiales basálticos del mioceno superior descritos anteriormente y sus laderas se encuentran escalonadas en las diferentes coladas volcánicas que conforman las unidades volcánicas miocenas. En la zona estudiada constituyen el “*Monumento Natural de los Cuchillos de Vigán*”. En detalle, el volcán analizado se localiza en sobre uno de estos *cuchillos* a caballo entre los valles de La Cueva y Jacomar (Fig. 2).

5.2.3. Relieves residuales ruuiniformes (*necks* o pequeños roques)

En la zona cartografiada solo se ha identificado uno de muy reducidas dimensiones en la ladera sur del valle de Jacomar. Se puede catalogar como un *neck* freatomagmático que corresponde a un episodio tardío dentro de la fase volcánica miocena, intrusión en la sucesión de coladas basálticas y que aflora como consecuencia de la erosión diferencial del mismo. La cartografía geológica de la zona los identifica como “conos de tefra” basálticos, constituidos por lapillis con abundantes escorias gruesas soldadas y bombas esféricas o en huso, de entre 10 y 30 cm de diámetro con rasgos de alteración hidrotermal (Ballcells *et al.*, 1990). El elemento volcánico cartografiado responde a un “relieve ruuiniforme”, tipo torreta, que despunta en la ladera sur del valle de Jacomar con una altura máxima de 45 m y cuyo afloramiento es producto de la erosión diferencial de la inyección freatomagmática miocena. Se encuentra alineado en dirección norte-sur con el cono volcánico de Jacomar, lo que sugiere la existencia de una línea de fractura en la zona que pudiera estar relacionada con la erupción analizada (Fig. 4).

5.2.4. Talus-Flatirons (paleovertientes encostradas)

El término anglosajón “*talus flatiron*” se utiliza para describir laderas relictas cuya morfología erosiva (de aspecto triangular) se asemeja a una plancha invertida inicialmente definidas en zonas áridas y semiáridas del SO de Estados Unidos (Gutiérrez Elorza, 2005). En Fuerteventura representan paleovertientes de los valles generadas a partir del momento en que cesa la actividad del escudo mioceno hace unos 13,7 Ma (Perez-Torrado *et al.*, 2023) y comenzó la formación de los actuales cuchillos. Dada su estrecha relación con los mismos, puede decirse que estas paleovertientes perduran desde al menos el Plioceno superior. En la actualidad, presentan morfologías en forma de “*facetas triangulares y/o trapecoidales de ladera*” afectadas por un fuerte proceso de encostramiento calcáreo (Fig. 5) y han sido descritas en la zona norte de esta isla

por Gutiérrez Elorza *et al.* (2013). Su presencia supone la preservación de las antiguas paleovertientes de los valles labradas tanto sobre el sustrato como sobre materiales coluviales. En la cartografía geológica de la zona reciben el nombre de “*Coluviones encalichados*” (Ballcels *et al.*, 1990) y se los describe como depósitos detríticos groseros, sin estructuración interna, compuestos por cantos y bloques de litología basáltica de estructura masiva, mal seleccionados y fuertemente cementados. Datos geocronológicos (OSL) procedentes de la zona norte de la isla indican que la última fase de desarrollo extensivo de estas formaciones de ladera tuvo lugar durante el estadio isotópico OIS 4 entre 52 y 30 ka BP, durante el cual se produjo una de las fases más áridas en las islas con influencia eólica muy importante (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). Según estos autores, la fase más árida posterior ocurrió al final del último periodo glacial (ca. 14 ka BP) y

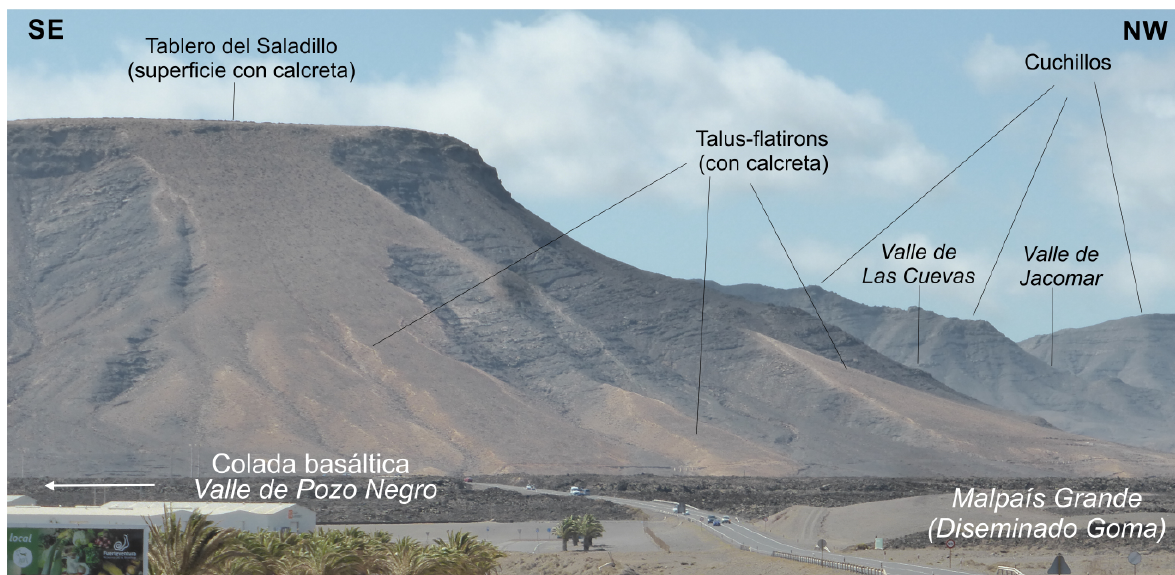


Figura 5. Superficie del Tablero del Saladillo y Talus flatirons (paleovertientes facetadas) afectadas por un fuerte encostramiento calcáreo (calcretas) en el Paraje de Los Cuchillos de Vigán y valle de Pozo Negro con su colada de fondo de valle. En el horizonte se muestran los portillos de entrada a los valles de La Cueva y Jacomar y los Cuchillos asociados.

Figure 5. Tablero del Saladillo surface and Talus flatirons (faceted paleo-slopes) affected by a strong calcareous crust (calcretas) in the Natural Park of Los Cuchillos de Vigán and Pozo Negro Valley with its valley floor lava flows. On the horizon are shown the water-gaps (portholes) to the La Cueva and Jacomar valleys and associated Cuchillos (watershed crests).

dio lugar a los campos de dunas que caracterizan la zona norte de la isla (El Corralejo).

5.2.5. Calcretas (tableros y superficies encostradas)

Los encostramientos calcáreos son ubicuos en toda la isla de Fuerteventura y afectan con mayor o menor intensidad a diferentes materiales y elementos geomorfológicos según su edad. En el área analizada los encostramientos afectan intensamente a los tableros, superficies divisorias y talus-flatirons asociados a las laderas de los valles (Fig. 5). Estos son importantes en el Tablero del Saladillo, las superficies mioceanas, sobre las coladas pertenecientes a los episodios Plio-Pleistocenos, coluviones y abanicos aluviales donde, en ocasiones, alcanzan espesores del orden de 1 m (Ballcels *et al.*, 1990; Alonso-Zarza y Silva, 2002). Representan calcretas muy desarrolladas con horizontes masivos muy resistentes a la erosión, en las que se observan moldes de gasterópodos, trazas de raíces e incluso nidos de insectos fosilizados (Alonso-Zarza y Silva, 2002). Según estos autores, pueden alcanzar estadios de desarrollo muy significativos con horizontes laminares y brechificados muy importantes que denotan su antigüedad. Con respecto a su origen, su formación parece estar relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, fundamentalmente asociados a períodos cálidos y áridos con un importante aporte de material eólico procedente del Sahara (polvo sahariano). Como se ha comentado anteriormente, la última fase importante de encostramiento se produce durante el Pleistoceno Superior (OIS 4; Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). Respecto a lo que implica en el presente estudio, estos encostramientos funcionan como “*caprocks*” efectivos preservando y fosilizando formas del paisaje muy antiguas. Los elementos geomorfológicos más modernos, como malpaíses, coladas basálticas y formas volcánicas más recientes (como la que nos ocupa) se encuentran libres de estos encostramientos.

6. Análisis Geomorfológico de la Erupción de Jacomar

En este apartado se describen el conjunto de formas y elementos geomorfológicos volcánicos asociados al edificio volcánico principal y las distintas coladas que conforman el episodio eruptivo. Dado que en su mayoría son formas constructivas, pueden ser estudiadas aplicando las relaciones de corte, superposición y encajamiento propias del análisis geomorfológico, pudiéndose así establecer la secuencia de procesos ligada a la dinámica de la erupción. El análisis realizado (cartográfico y de campo) ha permitido diferenciar al menos **cuatro fases principales** en el proceso de erupción (Fig. 6). Dentro de estas fases se han diferenciado los siguientes elementos volcánicos: **(1)** Cono de escorias principal y conos adventicios; **(2)** coladas cordadas (pãhoehoe), malpaís (‘a’ã), lóbulos, levées, crestas y escarpes de canales y tubos de lava; **(3)** hornitos y túmulos de presión; **(4)** cascadas de lava; y **(5)** el gran delta de lava que se desarrolla en el litoral. A continuación, se describen la asociación de estos elementos y formas ligados a las diferentes fases. Los datos de cotas, superficies y volúmenes se han calculado en función de los modelos 2D y 3D generados con ArcGis. Los volúmenes se han estimado en función de espesores de las formaciones observados en campo y de la extrapolación de topografías previas a la erupción en función de las geometrías actuales de valles y cuchillos adyacentes. También se han utilizado datos de la batimetría de detalle con curvas de nivel de 5 m del Instituto Español de Oceanografía (IEO) y puestas a disposición del público por el Gobierno de Canarias (GRAFCAN, 2018).

6.1. Edificio volcánico principal y conos adventicios

Este edificio, al que también se le conoce por el nombre de volcán de Toneles, surgió en lo alto del Cuchillo de los Olivos, a una cota de

300 m, a partir de la cual se eleva 135 m, alcanzando una altitud máxima de 430 m sobre el nivel del mar. Es un edificio de perfil cónico, de tamaño modesto, con unas dimensiones basales aproximadas de 840 x 500 m.

En su cima se abre un cráter en herradura de 300 m de diámetro mirando hacia el NNE, es decir, enfrente a la dirección dominante de los alisios en la zona. Se puede definir como un *“Cono de Tefra”*, compuesto por depósitos de caída de diferente granulometría (escorias, lapilli y cenizas), estratificado en mantos, de tipo estromboliano aparentemente monogenético, al que se le estima un volumen de unos 55-60 millones de m³. Posee carácter asimétrico y, mientras su ladera sur se encuentra muy empinada (40 - 44°) compuesta por capas de lapilli y cenizas apenas sin erosionar con un desarrollo vertical de prácticamente 300 m hacia el valle de Jacomar, su ladera norte es más tendida (20 - 22°) y abierta con una escotadura en herradura presentando varias coladas que rellenan sucesivos valles colgados superando un desnivel local de 130-140 m hasta llegar a verter al valle de La Cueva por el Norte, o hacia el litoral por el Este (Figs. 2, 6 y 7). En torno al cráter los materiales presentan mayor granulometría, existiendo bombas y bloques del sustrato mioceno empastados por materiales escoriáceos que presentan tonos rojizos debido a procesos de alteración y oxidación (Fig. 7). Su grado de conservación es más bajo que el de los edificios volcánicos del *“Malpaís Grande”* adyacente, debido a la posición que ocupa en un interfluvio, estando sometido a una mayor presión erosiva.

Su posición dentro del interfluvio se produce a favor de un gran escalón en el perfil longitudinal del cuchillo (antigua ladera del escudo mioceno) que supone un desnivel del orden de 110 - 120 m hacia el Este (Fig. 4). Similar desnivel (c. 100) se observa en el contacto de las dos series volcánicas del sustrato aguas

abajo y aguas arriba del edificio volcánico, por ello se ha interpretado como una falla de dirección N-S (Fig. 4). Actualmente no se observa esta fractura, ya que está cubierta por el propio edificio volcánico en ambas laderas del Cuchillo de Los Olivos. Puede responder a una fractura miocena o a una gran cicatriz de despegue de un deslizamiento más moderno. En cualquier caso, podría ser una estructura heredada o reactivada, a favor de la cual pudo producirse la emisión volcánica que dio lugar a este volcán. Un pequeño cono de escorias y bombas gruesas de carácter adventicio de 80 m de diámetro y una altura de 10 m surgió en la cabecera del valle colgado de Juanicón, al NO del cono volcánico principal (Figs. 4 y 6). Presenta una pequeña escotadura abierta hacia el noreste y posiblemente emitió también coladas lávicas, pero de forma muy limitada.

6.2. Coladas y elementos de la primera fase (Fase 1)

Corresponde a la colada más antigua del volcán de Jacomar, de la cual solo se preserva en la base del volcán, en la margen izquierda del cráter en herradura. Es la colada que se presenta a mayor cota (315 m) y con mayores signos de erosión por las aguas superficiales (rills y regueros). Se presenta como una pequeña hombrera alargada, que se ha preservado debido a que las coladas sucesivas se encajan en ella entre 10-12 a 2-4 m desde su zona proximal a la distal respectivamente (Figs. 6 y 7). Contiene gran cantidad de grandes fragmentos y bloques muy irregulares del sustrato mioceno, fragmentados o partidos, a veces de grandes dimensiones. Su presencia indica una fase inicial explosiva que generó la fragmentación del sustrato mioceno y se mezcló con los basaltos emitidos, por el contrario, no se observan grandes bombas volcánicas (Fig. 6). Las lavas predominantes, son de tipo ‘a’ã (malpaís) y *“de visu”* son rocas oscuras, porfídicas, con matriz afanítica, que contienen diminutos cristallitos de olivino relativamente

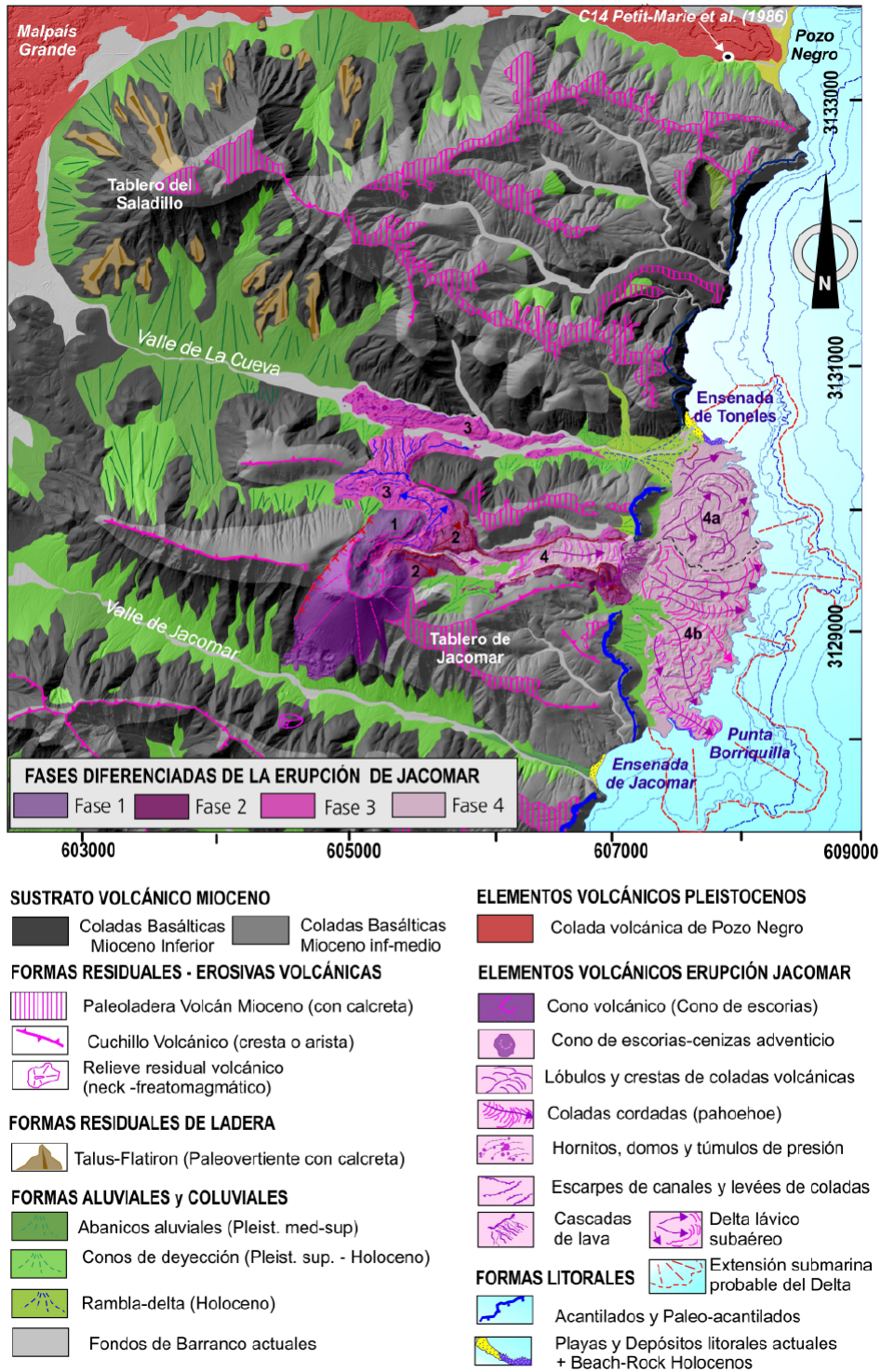


Figura 6. Cartografía de las fases (episodios) diferenciados en la erupción de Jacomar. Un Mapa 3D de la zona junto con el modelo digital del terreno de la misma se puede consultar en el Anexo I.

Figure 6. Mapping the differentiated phases (episodes) in the Jacomar eruption. A 3D Map of the area together with a digital terrain model of the mapped zone is available in Annex I.

frescos. A diferencia del cono volcánico (que presenta un color rojizo) estas coladas presentan un color negro, posiblemente debido a una menor alteración de estas.

6.3. Colada y elementos de la segunda fase (Fase 2)

La colada correspondiente a esta segunda fase se encuentra canalizada a lo largo del valle colgado de Juanicón y se encuentra casi en su totalidad sepultada por las coladas de la fase 4. A la salida de la escotadura del cráter, esta colada se abre en abanico canalizándose después a lo largo del valle aproximadamente 1 km en dirección al antiguo acantilado (Fig. 2). En el interior del valle solo se preservan

sus hombreras o levées, que forman unos costillares de lava solidificada que se apoyan en el sustrato mioceno en ambos márgenes, elevándose hasta unos 15 - 19 m sobre el mismo. Estos levées se encuentran rotos en las caras externas de las coladas, presentando derrames laterales fundamentalmente a lo largo de su borde septentrional (Figs. 2 y 6). Las coladas de la fase 4 se canalizan a lo largo de estas hombreras, encajándose en ellas hasta 9 - 10 m (Fig. 7). Las coladas de esta fase alcanzaron el antiguo acantilado y llegaron a verterse hacia el mar formando una cascada de lava de unos 100 m de altura (Figs. 2 y 4). De esta primera cascada lávica se preservan restos de los penachos o conos triangulares de caída en su zona Sur (Fig. 6) que no que-

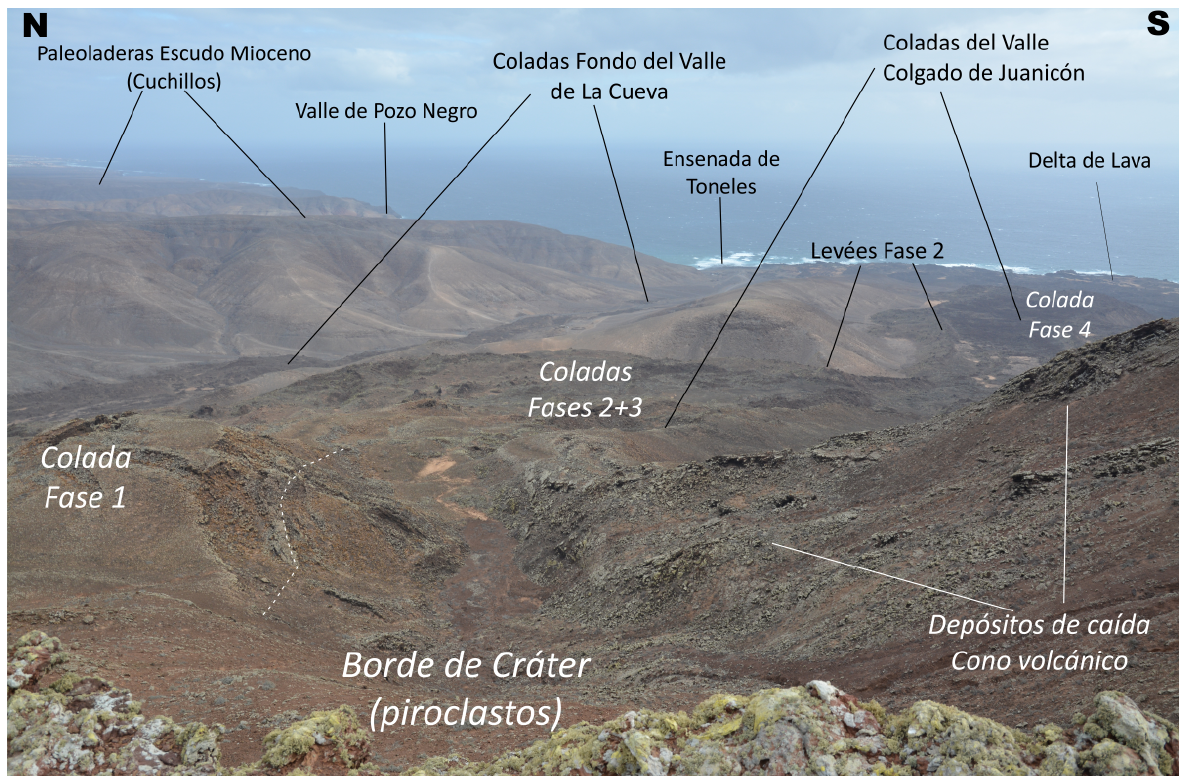


Figura 7. Vista hacia el NE desde la cima del cráter de Jacomar donde se observan diferentes elementos de las distintas fases correspondientes a la erupción. En primer plano se observan los piroclastos del borde del cráter, la estructura interna de las capas de caída (cenizas, lapilli, bombas y bloques), coladas de lava 'a'ā y la escotadura central de la apertura en herradura del cráter.

Figure 7. View to the NE from the summit of Jacomar Crater showing several elements of the different phases of the eruption. In the foreground, the pyroclasts of the crater rim, the internal structure of the fall layers (ash, lapilli, bombs and blocks), lava flows 'a'ā and the central cutout of the horseshoe opening of the crater can be seen.

daron sepultados por las cascadas de la fase 4 (última).

La morfología de esta colada de lava es muy escoriácea en superficie, de tipo 'a'ã, formando grandes lenguas y crestones frontales de bloques, con algunos piroclastos en su zona más proximal (Fig. 2). Conforme avanzaba el flujo de lava, los bloques caían y rodaban hacia los lados y hacia el frente de la colada, volviendo a ser englobados de nuevo por esta, formando una especie de lóbulos frontales de avance con taludes que en su zona proximal alcanzan los 9-10 m de altura. En su mayoría, estos taludes y los levées laterales están formados por grandes bloques desprendidos de la propia colada en su progresivo avance. Los taludes laterales y frontales de levées y lóbulos de avance presentan pendientes muy pronunciadas y potencias vistas de hasta 20 m a lo largo de todo el valle colgado.

6.4. Colada y elementos de la tercera fase (Fase 3)

Las coladas de esta tercera fase (3) presentan una disposición y orientación muy distinta a las de la anterior. En esta fase, una vez rellenado el valle colgado hacia la costa, los flujos de lava remontan aguas arriba del mismo valle, fluyendo a contrapendiente y remansándose en su zona de cabecera (Fig. 7). Aquí terminan por rellenar la vaguada, para acabar desbordándola hacia el norte, vertiéndose en una nueva cascada hacia el valle de La Cueva por encima del antiguo cuchillo que actuaba como divisoria (Figs. 2, 6 y 8). En esta zona se forma una gran cascada de coladas de tipo 'a'ã de 110 m de salto y 440 m de ancho que, al igual que la litoral, presenta conos y facetas de caída. Esta cascada lávica tapiza la ladera sur del valle de La Cueva y en su superficie todavía se pueden apreciar grandes bloques erráticos de hasta 8 - 10 m de diámetro (Fig. 8). En la parte superior del talud de caída se observan muchos de estos bloques erráticos,

pequeños hornitos y túmulos de presión colapsados (Figs. 6 y 8). El límite oeste de la cascada presenta una gran escotadura erosiva que muestra varias cavidades entre el sustrato mioceno y la cascada lávica. A favor de dicha escotadura se ha formado un pequeño barranco que desemboca en un cono de deyección pedregoso de carácter muy reciente (Figs. 6 y 8). Al alcanzar el fondo del valle de La Cueva, la lava experimentó un nuevo remanso llegando a extenderse algunos centenares de metros (c. 400 m) valle arriba, para posteriormente canalizarse por el fondo de barranco hacia el litoral, el cual no alcanzó, quedándose a unos 500 m de la antigua línea de costa (Figs. 4 y 6).

En el valle de La Cueva se desarrolla la mencionada colada de fondo de barranco, de casi 2 km de longitud, que sepultó el antiguo cauce adquiriendo potencias muy notables de hasta 14 - 13 m que van disminuyendo aguas abajo. En la zona de remanso de la colada situada al pie de la cascada del valle de La Cueva se formaron una gran cantidad de "hornitos" y "túmulos de presión". Estos últimos son los más notables y forman algunas protuberancias de hasta 5 - 6 m de altura (Fig. 9). Se trata de ascenso de lava (hornitos) o gases (túmulos) hacia la superficie de la colada basáltica e indican la existencia de flujos de lava sub-superficiales a lo largo de tubos volcánicos, lo que es posible dadas las importantes potencias observadas (14 - 13 m) en los márgenes de estas coladas. El número y tamaño de hornitos y túmulos disminuye aguas abajo y muchos túmulos se encuentran parcialmente colapsados mostrando grandes cavidades abovedadas (antiguas burbujas) abiertas al exterior (Fig. 9).

Una característica muy especial de esta colada de fase 3 es, como se ha indicado, su remansamiento al pie de la cascada, pero también su franca asimetría transversal al valle, ya que se engrosa hacia el margen norte del mismo, llegando incluso a superponerse y

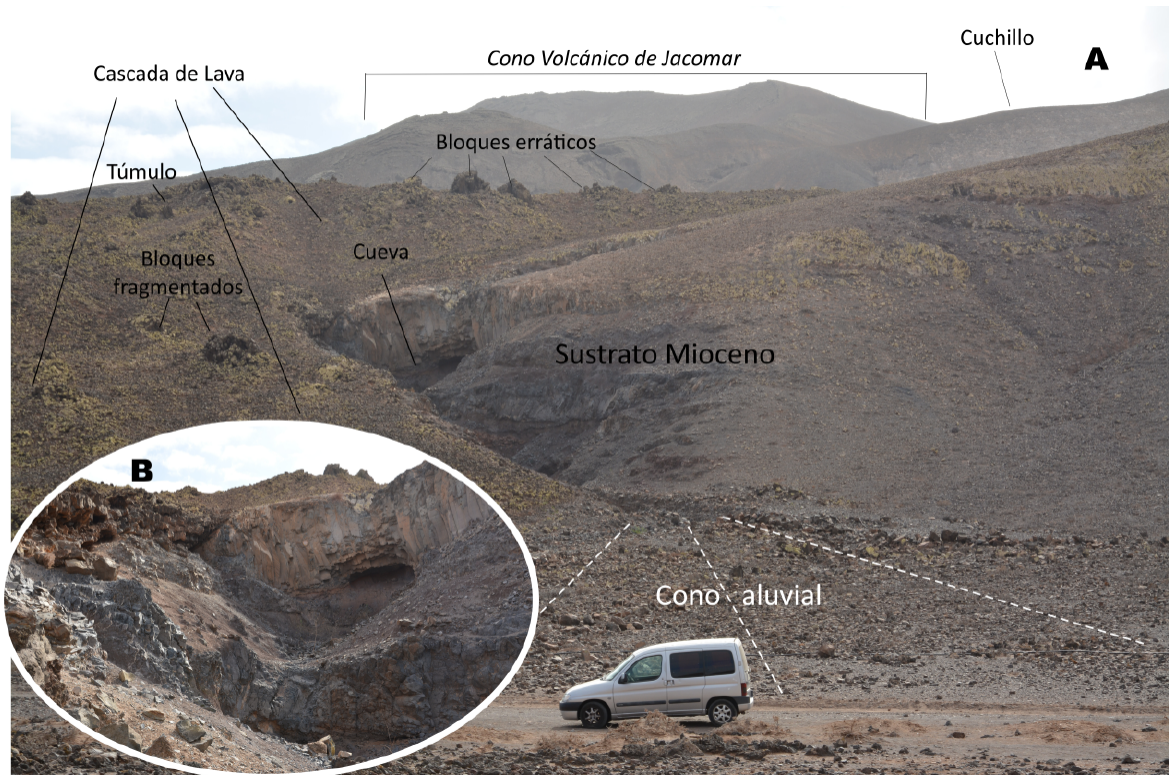


Figura 8. A): Vista de la cascada de lava lateral de la erupción de Jacomar hacia el valle de La Cueva indicando los diferentes elementos volcánicos más representativos, observándose al fondo el edificio volcánico principal. B): Detalle de la escotadura lateral de la cascada mostrando el contacto entre el sustrato Mioceno, las lavas de la cascada y las cavidades que se generan entre ambas.

Figure 8. A): View of the lava cascade of the Jacomar eruption towards the valley of La Cueva indicating the most representative elements, with the main volcanic edifice in the background. B): Detail of the lateral undercut of the cascade showing the contact between the Miocene substratum, the cascade lavas and the cavities in between.

solapar la propia ladera del valle en algunos puntos. Esta característica denota un flujo más viscoso que, al llegar al fondo del valle, hizo “efecto bulldozer” empujando y arrastrando grandes bloques y pegotes de lava hacia la ladera opuesta del valle (Fig. 8), donde la colada alcanza su máxima potencia. En esta ladera se ha abierto un barranco lateral, cuya erosión pone al descubierto la estructura interna de la colada y su contacto basal con el sustrato mioceno (Fig. 10A). Todas estas características encajan con el carácter más escoriáceo (tipo ‘a’ã) de este flujo de lava, que es la que muestra rasgos de menor capacidad de flujo (más viscosa) y presenta mayor potencia por acumulación y superposición de flujos

basálticos. No obstante, tal y como se observa en el valle lateral encajado en la colada, esta va perdiendo progresivamente potencia aguas abajo (< 2m) donde no se observa una superposición notable de materiales. En los afloramientos del valle lateral se pueden distinguir hasta 2 secuencias volcánicas (capa de escoria-capa de colada) de hasta 2 metros o más de espesor cada una (Fig. 10B). Estas secuencias también incluyen grandes bloques erráticos que pueden superar en algunos casos los 3 metros de diámetro (Fig. 10C). Estos bloques se presentan a veces como aglomerados volcánicos que incluyen elementos más pequeños de diferentes flujos empastados entre sí (Fig. 10C). La base de esta secuencia



Figura 9. A): Vista de la colada de fondo del valle de La Cueva desde el borde la cascada de lava de la Fase 3 observándose los campos de hornitos y túmulos de presión que se forman a pie de la cascada y otros elementos geomorfológicos. B y C): Detalle de dos grandes túmulos de presión abovedados, parcialmente colapsados y huecos por dentro. Los casos que se ilustran son los más notables que llegan a medir hasta 5 metros de altura y ocupan una superficie de alrededor de 400 – 450 m².

Figure 9. A): View of the La Cueva Valley lava flow of from the edge of the phase 3 lava cascade, showing the hornitos fields and pressure tumulus or mounds formed at the foot of the cascade, as well as other local landforms in the background. B and C): Detail of two large pressure mounds, vaulted and partially fragmented and collapsed. The cases illustrated here are the most notable ones, reaching up to 5 meters in height and an area of about 400 - 450 m².

volcánica presenta una brecha que mezcla o incluye cantos y fragmentos de los antiguos depósitos de fondo de barranco que se encuentra sepultando (Fig. 10D).

6.5. Colada y delta de lava de la cuarta fase (Fase 4)

La erupción termina con las coladas de la fase 4, las cuales se encauzaron encajándose en la colada 2, a lo largo del valle colgado de Juanicón, alcanzando la cascada generada durante la primera fase y vertiéndose por el paleoacantilado, desarrollándose un delta de lava de dimensiones considerables (c. 137 ha). Por lo que se puede observar en fotos e imá-

genes aéreas, aunque el delta lávico genera un importante malpaís al pie del acantilado, dentro del mismo se diferencian canales de lavas cordadas en las que se aprecian perfectamente las morfologías de “cordón” típicas de las coladas “pāhoehoe”. Estos cambios en la tipología de las coladas volcánicas se observan en desbordamientos deltas lávicos recientes, como es el caso del correspondiente al Volcán de Aguarijo en la isla de El Hierro (Prieto-Torrel *et al.*, 2021). En Jacomar el desbordamiento del paleoacantilado se produce fundamentalmente por el norte de la antigua cascada de la fase 2 de la que se conservan los penachos triangulares de caída en el sector

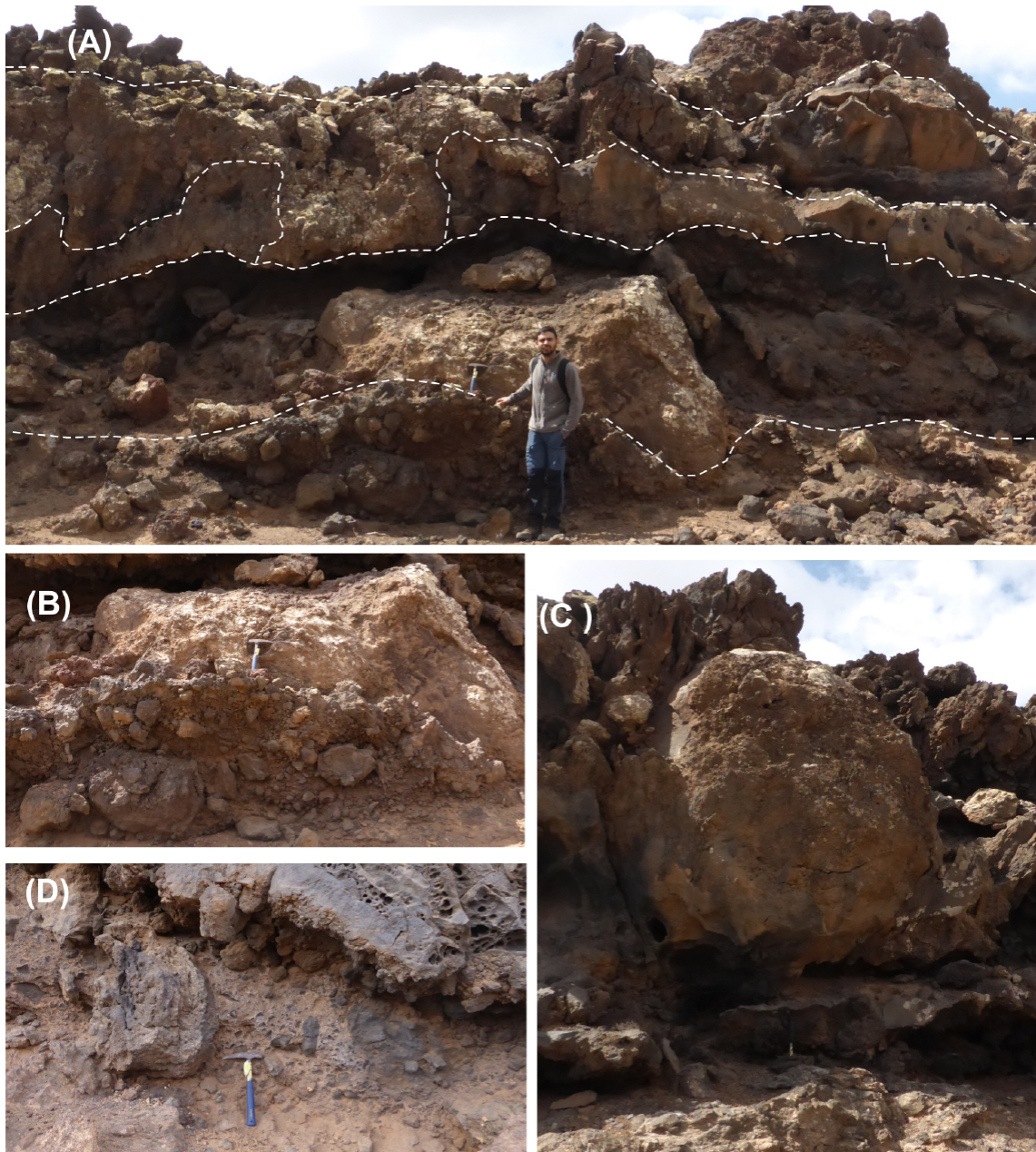


Figura 10. Estructuras y sucesiones volcánicas de la fase 3 que se observan en el valle de La Cueva. A): Superposición y ensamblajes entre distintas coladas volcánicas, nótese el carácter escoriáceo y la presencia de grandes bloques erráticos en la misma. B): Gran bloque errático de la colada basal sobre una mezcla de bloques volcánicos y cantos del antiguo fondo de barranco adosados al mismo (efecto bulldozer). C): Gran bloque errático de cerca de tres metros de diámetro procedente de la cascada de fase 3 englobado en la serie volcánica. D): Detalle de la pseudo-peperita (dry-peperite) existente en la base de la colada por arrastre y mezcla de detritos de fondo de barranco.

Figure 10. Volcanic structures and successions belonging to phase 3 observed in the La Cueva Valley. A): Superposition and assemblages among different volcanic lava flows, note the scoriaceous nature of lava flows as well as the presence of large erratic blocks. B): Large erratic block in the basal lava flow on a mixture of volcanic blocks and pebbles from the old valley floor attached to it (bulldozer effect). C): Large erratic block of about three metres in diameter coming from phase 3 cascade, embedded in the volcanic series. D): Detail of the pseudo-peperite (dry-peperite) at the base of the detrital debris flow.

sur. El análisis de las imágenes aéreas y modelos de elevación del terreno parecen indicar que el delta se formó en 2 etapas y por eso subdividimos esta última colada en 2 sectores. En primer lugar, se formó el área de delta que va hacia el norte, comprendida desde la gran cascada hasta la zona de desembocadura del barranco del valle de La Cueva. Esta es la zona de mayor extensión del delta, fundamentalmente constituida por "lavas 'a'ã" con grandes bloques escoriáceos que se desprendieron de la cascada y fueron arrastrados hacia el mar, a veces alineados frontalmente a lo largo de los grandes lóbulos de crecimiento del delta. En segundo lugar, el delta se extendió hacia el sur hacia la desembocadura del barranco del valle de Jacomar. Aunque esta segunda zona posee características similares al sector norte, dentro de ella se pueden observar dos estrechos canales en forma de dedo, de 600 - 700 m de longitud y 100 - 120 de anchura, constituidos por lavas cordadas que se extienden hasta el frente deltaico donde forman protuberancias de morfología digitada. Una de estas zonas es la prolongación o espigón del delta que se encuentra al sur (junto al poblado pesquero de Jacomar) y que recibe el nombre de Punta de las Borriquillas (Fig. 6). El hecho de que estos canales de lava formen esas protuberancias en el frente deltaico es lo que sugiere que representan los aportes más recientes procedentes del volcán. El crecimiento submarino del delta seguramente comenzó durante la fase 2 pero se amplificaría notablemente durante esta cuarta fase. Los datos batimétricos del Gobierno Canario (GRAFCAN, 2018) permiten dibujar este delta hasta los 30 - 35 m de profundidad. A partir de esa profundidad las curvas de nivel se vuelven a rectificar siguiendo longitudinalmente al norte y sur de la protuberancia del delta (Fig. 6). En superficie es muy difícil trazar diferencias notables en el malpaís que se genera y, a pesar del detalle del modelo de elevación utilizado (resolución de 2 metros/píxel), es complicado trazar los límites con

mayor detalle o diferenciar posibles subfases adicionales.

Los datos geomorfológicos y batimétricos permiten diferenciar en la extensión submarina del delta dos grandes lóbulos al norte y al sur separados por un gran entrante (Fig. 6). El lóbulo sur es el más extenso y el que parece alcanzar mayor profundidad hasta los -35 m. Por el contrario, el lóbulo norte posee menores dimensiones y solo se desarrolla hasta los -23 m de profundidad media. Estas dimensiones batimétricas parecen indicar que la parte submarina del delta también pudo desarrollarse durante la primera fase 1 en la zona sur. A esta se superpusieron finalmente las coladas de la fase 4, que parece haber sepultado cualquier vestigio de la primera fase en toda la zona emergida del delta. En cualquier caso, en base a la conservación de los diferentes elementos volcánicos en su zona emergida, la parte más moderna del delta parece corresponder al lóbulo sur de la fase 4 (4b en Fig. 6).

En el pie del paleoacantilado se han desarrollado formaciones coluvionares y conos de deyección más modernos que fosilizan parcialmente el delta. No obstante, el análisis geomorfológico determina que en su día la cascada cayó directamente al mar ocasionando un notable crecimiento de la isla en su parte baja, tal y como ocurrió en la erupción de La Palma de 2021 (Carracedo *et al.*, 2022). La zona actualmente emergida posee una longitud N-S de unos 2,4 km y una anchura máxima E-O de 0,8 km, ocupando un área de unas 136 ha (1,36 km²), con un frente muy irregular, dentado o digitado debido a la acción erosiva del oleaje en su frente. Las imágenes aéreas permiten ver que su extensión submarina es algo mayor. La batimetría disponible de la isla (GRAFCAN, 2018) indica que el delta se extendió un máximo de 1520 metros mar adentro hasta unos los 25 - 30 metros de profundidad media. Esto permite calcular un área total (emergida y sumergida)

que doblaría la anteriormente citada hasta las 301 ha (3,01 km²). Estas medidas, unidas a las estimaciones batimétricas plasmadas en la cartografía (Fig. 6), permitirían considerar un volumen máximo aproximado para el delta de Jacomar de unos 93,58 hm³ como se indica más adelante (Ramírez Fragiel *et al.*, 2022).

Por último, en los afloramientos existentes de los frentes de colada y levées de las lavas de las fases 3 y 4 se pueden observar a su base delgados horizontes brechificados en los que se aprecia una mezcla de materiales volcánicos procedentes de la colada con los materiales detríticos (gravas y arenas) de fondo de barranco que sepultó la misma (Fig. 10D). Su apariencia “*de visu*” puede asimilarse a la de una “*peperita*”. El término peperita se utiliza para definir aquellos materiales que se han formado esencialmente por la disgregación “*in situ*” de lava intruyendo y mezclándose con sedimentos poco consolidados, comúnmente húmedos o fluidificados, comunes en zonas litorales o subaéreas lacustres o fluviales (p. ej. Skilling *et al.*, 2002). Pero en nuestro caso, puede asimilarse mejor a lo que se denomina una peperita en seco (“*dry peperite*” *sensu* Dougala y Stollhofen, 2002), que se pueden formar por interacción de lavas con depósitos eólicos o aluviales en medios áridos. Estos horizontes brechificados implican la interacción dinámica de lavas con sedimentos secos no consolidados, que producen texturas volcanoclásticas de “tipo peperítico” de fragmentos volcánicos poco seleccionados y morfologías angulosas diversas imbuidos en una matriz detrítica, que en nuestro caso aparecen bastante cementados. Estos también se observan en la base de la colada de la tercera fase.

6.6. Otras formas y elementos volcánicos recientes en el entorno: La Colada de Pozo Negro

Aquí se incluye la descripción de la colada de Pozo Negro que, aunque no está relacionada

directamente con la erupción de Jacomar, es la única formación volcánica reciente de la que se tienen datos geocronológicos en la zona. Esta constituye una colada de fondo de barranco procedente del Malpaís Grande (Figs. 1 y 5) constituido por las lavas de los pequeños edificios estrombolianos de las calderas de Liria y de La Laguna. Este último fue el último en entrar en erupción y el que más material expulsó, superponiéndose a las coladas procedentes de la caldera de Liria (Ballcels *et al.*, 1990). Son, por tanto, las coladas de este volcán las que acabaron por canalizarse por el fondo del valle de Pozo Negro y alcanzaron la costa, situada a unos 10 km de distancia del centro de emisión. Tanto el malpaís como la colada de Pozo Negro están constituidos por lavas basálticas muy escoriáceas en superficie, formando grandes lenguas, levées y crestones de bloques y cascotes sueltos (tipo ‘a’ā). Puede presentar potencias superiores a los 5 m en el centro del valle, aunque su potencia visible en el frente y laterales de la misma se encuentra entre 2 y 3 m. Hacia el litoral interaccionan con depósitos eólicos y litorales a los que aparentemente fosilizan (Zazo *et al.*, 2008). Aunque en el resto del malpaís del que procede no existe ningún tipo de datos geocronológicos, en las cercanías de la costa existe una datación C¹⁴ sobre gasterópodos continentales presentes en los depósitos eólicos fosilizados por la colada. Esta proporciona una edad de 23 ± 0,55 ka BP (Petit-Marie *et al.*, 1986) que sería la edad máxima para esta colada basáltica. No obstante, otros autores consideran que puede llegar a tener unos 30-40 ka (Zazo *et al.*, 2008). En la parte norte de la isla (Corralejo) la fecha de máximo desarrollo de depósitos eólicos se sitúa en los c. 14 ka BP, aunque su desarrollo se extiende a lo largo de los estadios isotópicos MIS 3 y MIS 4 (Gutiérrez Elorza *et al.*, 2013). En la Hoja Geológica de Pozo Negro se le atribuye una edad genérica más amplia de Pleistoceno Superior-Holoceno (Ballcels *et al.*, 1990).

7. Análisis Geomorfológico de elementos aluviales, coluviales y litorales recientes

Dentro de este apartado se describirán brevemente los elementos aluviales y coluviales relacionados con los valles de Jacomar y de La Cueva (7.1.), así como de las formas erosivas (7.2.) y depósitos litorales (7.3.) en los que finalizan los flujos de lava, centrándonos más detalladamente en el análisis de estos últimos, ya que son los que nos ayudarán a proponer un marco cronológico para la erupción.

7.1. Formas y elementos Aluviales y Coluviales

La zona cartografiada incluye numerosos sistemas de abanicos aluviales, conos de deyección y coluviones que jalonan las vertientes de los valles actuales. Estos se encuentran alimentados por los sistemas de pequeños barrancos transversales a los valles, con cabeceras instaladas en las estrechas divisorias constituidas por los “Cuchillos” (Figs. 2 y 6). En la zona de cabecera del valle de La Cueva las cuencas de drenaje presentan unas dimensiones mayores (en torno al Tablero de El Saladillo) y alimentan sistemas de abanicos aluviales con pendientes inferiores a los 6-5°. Sin embargo, hacia el litoral y a lo largo del valle de Jacomar, sus vertientes se encuentran jalonadas por sistemas aluviales más pequeños y de mayor pendiente (> 15°) tipo “conos de deyección”. Sus cuencas de recepción son de muy pequeño tamaño (< 5 ha) dado que se encuentran en proceso de abstracción con crecimiento restringido por los propios cuchillos y cuencas adyacentes. Esta situación geomorfológica, con “cuencas de drenaje en proceso de abstracción” (no pueden crecer más), se registra excepcionalmente en relieves ya muy evolucionados donde el grado de erosión es extremadamente avanzado, como es el caso de los cuchillos que nos ocupa.

Los conos más grandes no llegan a superar las 2,5 ha en ambos valles y los de menores dimensiones (en su mayoría no cartografiados debido a la resolución) pueden considerarse depósitos de gravedad o coluviones. Todos ellos presentan materiales sedimentarios típicos de estas formaciones con bloques y fragmentos volcánicos angulosos, mal seleccionados y empastados por una variable matriz arcillosa o areno-limosa. Los más antiguos presentan sus zonas apicales variablemente cementadas por las calcretas, ya que las zonas más distales están cubiertas por la sedimentación distal de aportes más modernos. En su mayoría se pueden atribuir al Pleistoceno superior, anteriores al estadio isotópico MIS 4 (> 50 ka BP), que es cuando tiene lugar el último gran episodio de desarrollo de encostamiento calcáreo en la isla (Meco, 2008; Gutiérrez *et al.*, 2013). No obstante, los conos de deyección y coluviones parecen más modernos ya que convergen con los depósitos de fondo de barranco y son indudablemente más recientes que la erupción de Jacomar. Dentro de estas formaciones más modernas se ha cartografiado un pequeño rambla-delta conglomerático que vertía directamente al mar en la Bahía de Toneles, donde converge lateralmente con el delta de lava de la cuarta fase (Fig. 6). Pequeños conos de deyección y coluviones también aparecen adosados al paleoacantilado fosilizado por la cascada de lava de esta misma cuarta fase. Estos son más extensos y numerosos en la zona sur donde cubren parcialmente la zona proximal del delta de lava, siendo en todos los casos posteriores a la misma.

Los fondos de barranco son los elementos más modernos, de edad holocena y activos actualmente con comportamiento torrencial. Poseen potencias visibles de hasta 1 m, constituidos por arenas y gravas de grano medio-grueso en bancos subhorizontales que pueden presentar cierta proporción de limos (episodios menos energéticos). En ellos se

encajan las ramblas actuales axialmente, aunque en el caso del valle de La Cueva el fondo del barranco quedó fosilizado por la colada de la tercera fase de la erupción y la rambla actual queda canalizada por el lateral izquierdo de la misma a lo largo de unos 2 km. En la zona litoral próxima a la desembocadura se observan arenas eólicas interestratificadas o cubriendo estos materiales aluviales. El delta de lava también presenta amplias zonas parcialmente cubiertas por estos depósitos eólicos subactuales. Aunque no se han cartografiado (Fig. 6), en la imagen aérea de la figura 2 son claramente visibles como materiales amarillentos discontinuos. Estos aportes eólicos son más importantes en el valle de Pozo Negro donde aparecen tanto fosilizados como cubriendo la gran colada de lava máfica que ocupa el fondo de barranco (Fig. 6).

7.2. Formas y elementos litorales erosivos: Acantilados y Paleoacantilados

Son formas típicas de esta zona de la costa este de la isla de Fuerteventura. Presentan alturas considerables de entre 50 y 100 m y sobre estos acantilados quedan colgados algunos valles (p. ej. valle de Juanicón). En todos los casos, poseen una zona de sobreexcavación basal con el desarrollo de socaves de oleaje mejor o peor desarrollados y estrechas plataformas de abrasión. La existencia de paleoacantilados se debe a que, debido a la gran cascada y delta de lava que se descuelga desde el valle de Juanicón durante la fase 4, estos han quedado desconectados y alejados de la línea de costa actual. Estas son formas fósiles, cuyo desarrollo puede extenderse en el tiempo hasta el Plioceno, cincelandos las vertientes de los escudos miocenos. No obstante, su continua evolución por desplome y retroceso paralelo hace que los que se observan hoy en día en la zona no se extiendan mucho más allá del Último Interglaciario (c. 126 ka BP) cuando el nivel del mar se situó en una posición similar a la actual (MIS 5).

7.3. Formas y elementos litorales sedimentarios: Beach-rock (playa fósil) y playa actual

Las playas actuales en las ensenadas de Jacomar, Toneles y Pozo Negro son playas de gravas de alta pendiente, que en este sector de la isla suelen apoyarse sobre playas cementadas más antiguas con fauna de *Strombus bubonius* pertenecientes al Último Interglaciario (MIS 5), (Zazo *et al.*, 2008). En la zona cartografiada cabe destacar también la existencia de “beach rocks” holocenos en las ensenadas de Toneles y Jacomar que pueden llegar a orlar el delta de lava o, incluso, apoyarse directamente en él como ocurre en la Punta de las Borriquillas, cerca del Poblado de Jacomar, y en el sector más meridional de la ensenada de Toneles (Figs. 2 y 6). Constituyen “playas fósiles cementadas” que de forma genérica se desarrollan durante el “Óptimo Climático Holoceno” (c. 6.500 años BP) rodeando las costas de las Islas Canarias (Meco *et al.*, 1987). Aparecen en pequeños afloramientos discontinuos a lo largo del litoral, a alturas que oscilan entre 0,5 y 1 m, presentándose en forma de pequeños cordones litorales cementados que despuntan del litoral en marea baja. Están constituidos por areniscas pardo-negruczas de grano fino consolidadas y con fauna, cubiertas por un nivel conglomerático basáltico también consolidado. Su potencia no supera los 50 cm, presentan notable buzamiento hacia el mar de 15-20°. En otras partes de la isla suelen presentar depósitos eólicos o paleosuelos en su base (Ballcels *et al.*, 1990). La fauna es similar a la actual en el archipiélago canario, caracterizada por la abundancia del gasterópodo *Theridium vulgatum* (Bruguère), y un nutrido grupo de patelas, *chlamys*, *corallinoides*, etc., además de verméticos y algas calcáreas (Meco *et al.*, 1987). A nivel regional en las Canarias Orientales, estos beach-rocks han sido datados por radiocarbono (C^{14}) en el entorno de los $6,6 \pm 0,3$ ka BP (Menéndez *et al.*, 2020).

En la Bahía de Toneles, este beach-rock se adosa al frente del delta de lava (fase 4), pasando hacia tierra a un depósito caótico de bloques donde los cantos subredondeados se mezclan y amalgaman con bloques más angulosos de mayores dimensiones procedentes de la erosión del frente deltaico, donde finalmente se apoyan (Fig. 11). Esto nos indica claramente que el delta de lava se desarrolló de forma más o menos coetánea o algo anterior a estos depósitos litorales del Óptimo Climático Holoceno. Aunque algo más antiguas, en la zona también existen playas fósiles cementadas correspondientes al Último Interglaciario (MIS 5), que en el litoral atlántico sahariano

y canario reciben el nombre de Jandiense (Meco *et al.*, 1987; Zazo *et al.*, 2002). Aunque el afloramiento más importante se encuentra en la playa de Matas Blancas (Fig. 1), donde queda definido este piso marino, existen también pequeños afloramientos de estos en las bahías de Jacomar y Pozo Negro (Zazo *et al.*, 2002; 2008), pero debido a sus pequeñas dimensiones no han sido incluidos en la cartografía de la figura 6. Las playas actuales son todas playas de gravas con muy alta pendiente que se apoyan directamente sobre los beach-rock holocenos allí donde existen o directamente en los materiales basálticos del delta de Jacomar o la colada de Pozo Negro. En esta

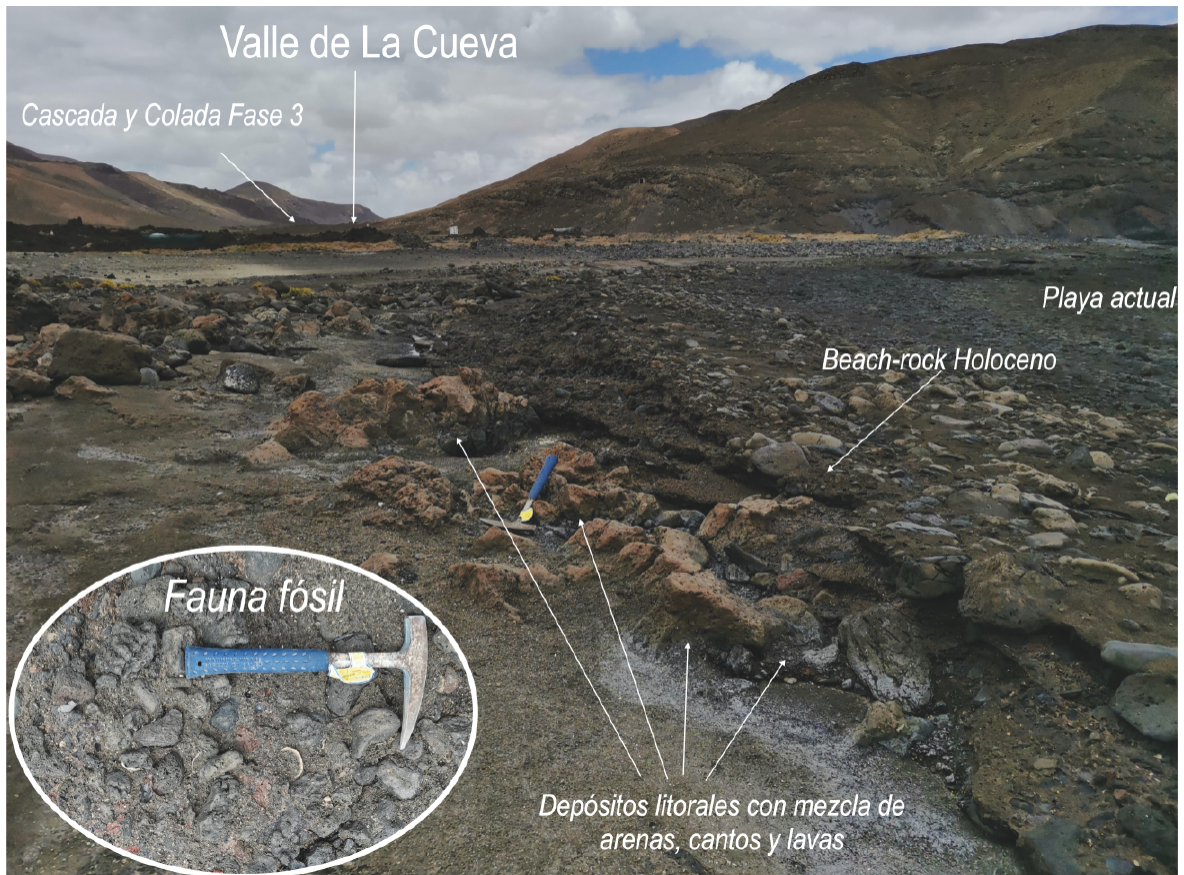


Figura 11. Beach-rock holoceno en la playa del valle de La Cueva (Ensenada de Toneles). En la base se observan los materiales de arenas litorales con bloques y materiales volcánicos mezclados referidos en el texto. Detalle de las gravas litorales con fauna (gasterópodos y bivalvos) que conforman el beach-rock.

Figure 11. Panoramic view of the Holocene beach-rock in the outlet the La Cueva Valley (Toneles Bay). In its basal zone it is possible to observe the sands embedding volcanic blocks of the lava-delta front discussed in the text. Detail of the littoral gravels with fossil fauna (gastropods and bivalves) of the beach-rock deposits.

última zona, la colada de fondo de valle fosiliza los depósitos eólicos litorales datados por Petit-Marie *et al.* (1986) en $23 \pm 0,55$ ka BP. La datación se realizó sobre gasterópodos continentales (p. ej. *Hemicycla glasiana*, *Rumina decollata* Linné y varias especies de *Helicella* sp.) incluidos en un paleosuelo arcilloso desarrollado sobre las arenas eólicas y fosilizado directamente por la colada de fondo de valle (Meco *et al.*, 1987; Zazo *et al.*, 2002).

8. Discusión

En este apartado trataremos distintos aspectos sobre: la localización y posible origen de la erupción (8.1.); el desarrollo de las distintas fases o coladas de la misma (8.2.); y la posible edad de la erupción (8.3.). Finalmente se expone una pequeña comparativa con la reciente erupción ocurrida en la zona Cumbre Vieja en la isla de La Palma (Tajogaite, 2021). Esta comparativa preliminar se basa en los datos de Ramírez Fragiél (2022). Un análisis detallado de la misma se llevará a cabo en futuras publicaciones.

8.1. Origen y localización de la Erupción

El volcán de Jacomar es un cono de escorias y cenizas de morfología similar a los presentes en los malpaíses del sector central de la isla (Fig. 1) pero presenta una singularidad única al encontrarse situado en la cima de un interfluvio, el denominado “Cuchillo de Los Olivos” que separa los valles de Jacomar y La Cueva (Figs. 2, 4 y 6). Este punto elevado, anómalo respecto a los volcanes del vecino “Malpaís Grande”, implica que los conductos de ascenso tuvieron que atravesar por lo menos unos 200 metros más respecto al malpaís contiguo o entre 100 - 150 metros respecto al fondo de los valles contiguos. El análisis realizado sugiere que la erupción se produjo a favor de una discontinuidad preexistente (dique, falla, cicatriz de despegue), que con dirección general

N-S atraviesa la mencionada divisoria (Figs. 4 y 6). La cartografía realizada pone de manifiesto un salto de falla aparente de 110-120 metros entre las dos series basálticas miocenas que conforman el Cuchillo de Los Olivos donde se ubica el volcán. El afloramiento de la falla no se observa bien ya que queda sepultado bajo el edificio principal, pero el mencionado salto se aprecia muy bien al sur, al pie del volcán en el valle de Jacomar. La paleovertiente del escudo mioceno, conservada a lo largo de la afilada cresta de este cuchillo, presenta un escalón morfológico de desnivel similar al salto existente entre las series volcánicas miocenas del sustrato aguas arriba y aguas abajo del cono volcánico de Jacomar (Fig. 4). De esta forma, se ha cartografiado como una falla normal con un fuerte buzamiento hacia el litoral ($\geq 65^\circ$ SE). En su prolongación hacia el sur se alinea con un pequeño neck-freatomagmático de edad miocena (relieve residual volcánico), que aparece en la ladera meridional del valle de Jacomar (Fig. 6). Esta fractura, no cartografiada en el MAGNA de la zona, se ha identificado en este estudio mediante criterios geológicos y geomorfológicos (Figs. 2 y 4). Así, la falla cartografiada podría tener una edad miocena facilitando un vulcanismo fisural durante las últimas etapas de construcción del Escudo Mioceno, tal y como puede desprenderse de la cartografía de Ballcels *et al.*, (1990). A pesar de que la mencionada discontinuidad no se aprecia en campo, en el margen oeste de la cascada volcánica (fase 3) que fluye al valle de La Cueva, se conserva una estrecha y alargada cavidad entre la cascada y el sustrato mioceno (Fig. 8) y que podría haberse generado también a favor de esa misma discontinuidad.

Dado que la falla tan solo parece afectar al entorno del Cuchillo de Los Olivos, no observándose al norte y sur del mismo, podría considerarse que el desnivel morfológico existente podría deberse a un proceso de gran deslizamiento hacia el mar del escudo

mioceno a favor de una discontinuidad existente. Posteriormente, a favor de esta discontinuidad (cicatriz de despegue) se facilitaría el ascenso del magma hacia la actual zona de interfluvio en el mencionado "Cuchillo". El proceso de deslizamiento podría ser muy antiguo, pudiéndose retrotraer a la fase de desmantelamiento y erosión del escudo mioceno a finales de este mismo periodo o durante el Plioceno, cuando ya estaban excavados los valles actuales. De ser así, el deslizamiento habría afectado a todo el interfluvio donde se sitúa el volcán y por donde discurren sus coladas hasta la costa, afectando a un área de aproximadamente 5 km² (5x10⁶ m²) y un volumen superior a los 50.000 m³. Grandes deslizamientos se observan también en la Ensenada de Pozo Negro afectando a niveles marinos del estadio isotópico MIS 5 (Zazo *et al.*, 2002; 2008), lo que podría dar una idea sobre la cronología más moderna de este tipo de movimientos en masa en este sector de la costa.

8.2. Desarrollo de las fases del volcán

La posición anómala y elevada del foco de la erupción a lomos de un interfluvio ha condicionado un patrón de coladas en distintos ramales semi-radiales que colmatan un valle colgado y terminan por desbordar en cascada hacia valles adyacentes o el litoral (Fig. 6). La posición de interfluvio hace que el edificio principal sea asimétrico con una vertiente sur de muy alta pendiente y una vertiente norte más tendida hacia donde se abre el cráter y fluyen las diferentes coladas. Además del edificio principal y sus capas de piroclastos (fundamentalmente lapilli y cenizas) se han diferenciado cuatro fases con sus correspondientes coladas de lava, cascadas, etc., y que, en principio, y dadas las potencias descritas en el apartado 6, parecen estar compuestas por diferentes flujos lávicos. De estas fases se conservan prácticamente en su totalidad las tres últimas. Excepto la fase 4, que muestra

en diferentes sectores lavas de tipo pāhoehoe (cordadas), especialmente en el delta, el resto de las fases muestran lavas de tipo 'a'ā (malpaís).

La primera fase genera depósitos muy caóticos, los cuales están compuestos por grandes fragmentos, bloques y cascotes de materiales del sustrato mioceno producto de la explosión, aglutinados por lavas muy escoriáceas que conforman una hombrera o masa volcánica al pie del cráter en herradura del edificio principal.

Posteriormente se produciría la fase 2, en ella se expulsa mucho material dando lugar a coladas muy escoriáceas en superficie (tipo 'a'ā). A su salida del cráter, abierto hacia el NE, se forma una especie de abanico de lava que fluye hacia el valle colgado de Juanicón y que conserva el canal de lava central que lo alimentaba (Figs. 2 y 6). Los flujos de lava forman grandes lenguas de bloques y cascotes sueltos, que se encauzan por este barranco dirigiéndose hacia el mar. El avance de los flujos de lava a lo largo del valle presenta importantes cordones frontales y laterales, que se preservan como importantes costillares u hombreras (levées) a lo largo de los márgenes del valle colgado, que presentan alturas de entre 15 y 20 m. Estos también delimitan el canal lávico principal a lo largo del cual posteriormente se encauzarán las coladas de la fase cuatro, aunque es difícil precisar si estos levées pudieron recrecer durante esta última fase. Dadas las potencias observadas (15 - 20 m) seguramente fueron recrecidos en alguna medida, lo que se escapa al análisis geomorfológico realizado. Lo que sí se observa son roturas de los levées y desbordamientos de los mismos hacia los márgenes del valle, que por sus características parecen pertenecer en su mayoría a esta segunda fase. Las coladas de esta segunda fase alcanzaron el acantilado formando una cascada lávica de unos 90 m de altura que cayó directamente al mar creando

un delta de lava a su pie. Las dimensiones de este primer delta no se pueden delimitar, ya que esta zona queda posteriormente cubierta por la cascada y delta de lava de la última fase de la erupción (fase 4).

Las coladas de la fase 3 presentan un comportamiento inusual, donde sus coladas de lava remontan aguas arriba el valle colgado de Juanicón, bordeando las acumulaciones de lava y levées formados durante la primera y segunda fase. Estos obstáculos hacen que los flujos de lava se dirijan aguas arriba remansándose en la zona de cabecera del valle de Juanicón entre el edificio principal y el antiguo cuchillo que lo separaba del valle de La Cueva (Fig. 6). En esta zona de remanso, la lava acaba rebosando la divisoria por sus puntos más bajos, desbordándose hacia el valle de La Cueva donde forma una nueva cascada lateral de unos 107 m de caída y 410 m de anchura. A su pie, el flujo de lava vuelve a remansarse remontando de nuevo algunas decenas de metros aguas arriba del valle. No obstante, el flujo principal forma una colada de fondo de barranco de casi 2 km de longitud que no llega a alcanzar el litoral, quedándose a unos 500 m de la actual línea de costa (Fig. 2). Como se ha podido observar en la reciente erupción del Tajogaite (La Palma, 2021), las coladas de este tipo llegan a avanzar muy despacio en terreno llano (< 60 m/h) pudiendo llegar a detenerse y a aumentar en altura generando importantes frentes de lava de muchos metros de altura por acumulación de distintos flujos (PEVOLCA, 2022). En el caso de La Palma, llegaron a alcanzarse hasta los 70 m de potencia, aunque los flujos individuales no superaban los 15 m en zonas distales (Carracedo *et al.*, 2022) donde existía una pendiente media 8,5° (Todoque). En nuestro caso, con pendientes medias < 6° en los fondos de valle, la lava avanzaría más lentamente, posibilitando las zonas de remanso y los remontes aguas arriba, así como formar grandes acumulaciones de hasta 14 m en esta

tercera fase, como se observa en los laterales de la colada de fondo de barranco. En estas zonas de remanso se formaron multitud de hornitos y túmulos de presión por la existencia de flujos subterráneos de gases y material fundido. Incluso en la zona de remanso de la parte superior de la cascada se genera un pequeño cono de escorias adventicio (Fig. 6).

Finalmente, se produce la última fase de la erupción (fase 4), generando nuevos flujos de lava que nuevamente se encauzan por el valle colgado de Juanicón hacia el mar. Los nuevos flujos se encajan axialmente en la colada de la fase 2, quedando delimitados por los levées generados en esta anterior fase. Estos últimos flujos vuelven a alcanzar el paleoacantilado generando un último sistema de cascadas que sepultan las de la fase 2 casi en su totalidad. En su caída al mar dan lugar a un gran delta de lava dentro del cual se pueden distinguir al menos dos episodios en su construcción que presentan diferente expresión morfológica. El primer episodio está compuesto de lavas muy escoriáceas, dando lugar a un extenso malpaís que abarca todo el sector norte del delta, llegando casi a taponar la desembocadura del valle de La Cueva (Fig. 6). El segundo episodio es el que mejor se conserva a lo largo del valle colgado, cuyos flujos corren canalizados por los levées de la fase 2. Las superficies de estas últimas coladas conservan morfologías de cordones lávicos, típicos de lavas cordadas (pāhoehoe), los cuales también se pueden ver en el sector sur del delta formando estrechos canales en forma de dedo (digitados) que irrumpen en la costa dando lugar a espigones de lava, como es el caso del que forma la Punta de las Borriquillas (Fig. 6). Debido a su bien conservada morfología y disposición radial con respecto al resto de materiales del delta pensamos que pertenecen a las últimas etapas de construcción de este y, por ende, de la erupción volcánica que se analiza en este trabajo. Como se ha descrito en apartados anteriores, estos

dos sectores del delta también tienen reflejo en su desarrollo submarino presentando diferente profundidad y morfología de las curvas batimétricas que lo definen.

Respecto a la sucesión temporal (cronología relativa) de las distintas fases diferenciadas, hay que remarcar que tan solo las fases 1 y 2 parecen estar claras. Las fases 3 y 4 podrían ser intercambiables y ser la fase 3 el último episodio. El de la fase 3 que desborda hacia el valle de La Cueva, que es la que muestra aparentemente una menor capacidad de flujo, probablemente esté relacionada con la fase de agotamiento del volcán. También podría darse el caso de que las fases 3 y 4 fueran prácticamente coetáneas y que tan sólo se tratara de dos ramales distintos, que tomarían distinto camino debido al relleno del valle colgado de Juanicón. Esta problemática solo podrá ser solucionada mediante estudios de campo más detallados ya que los posibles métodos de datación isotópicos aplicables no tendrían la resolución suficiente. Las edades que pudieran obtenerse de estas dataciones presentarían errores que muy posiblemente sobrepasarían la extensión temporal de este episodio volcánico. Estimaciones preliminares indican que, por el volumen de materiales emitidos, la erupción estudiada difícilmente podría haberse extendido más de unos pocos meses, como ha ocurrido en la reciente erupción de La Palma en 2021 (Ramírez Fragiell, 2022).

8.3. Edad de la erupción

Otra gran incógnita que hay detrás del volcán de Jacomar es su edad, ya que nunca se han datado los materiales volcánicos recientes de este sector de la isla. La cartografía geológica de la zona (Ballcels *et al.*, 1990) incluye este volcán dentro de la última etapa de actividad volcánica de la isla, la cual abarca un intervalo muy amplio que incluye los últimos 125.000 años.

El único apoyo geocronológico existente en la zona es la datación C^{14} de Petit-Marie *et al.* (1986) en los depósitos eólicos sepultados por la colada de Pozo Negro cerca del litoral, que arroja una edad de 23.000 ± 550 años BP. Esta fecha situaría las emisiones volcánicas del Malpaís Grande en la etapa final del Pleistoceno Superior cercana al “Último Máximo Glaciar”. No obstante, como se advierte en la cartografía geológica de la zona el Volcán de Jacomar no pertenece a ese malpaís y no tiene por qué tener la misma cronología (Ballcels *et al.*, 1990). Por otro lado, en el único estudio específico sobre la erupción de Jacomar (Ortega González y Romero Martín, 1992), otorgan a esta erupción una edad relativa de entre 40 y 25 ka, también próximo al máximo de la última glaciación. Aunque estos autores no especifican el porqué de estas edades, se intuye que se basan en las propuestas cronologías existentes a finales de los años ochenta sobre los malpaíses del norte de la isla. En conjunto, estas propuestas indican que la erupción se produciría con un nivel del mar bajo, de entre 60 y 120 m por debajo del nivel del mar actual según las curvas de variación del nivel del mar globales existentes (p. ej. Whitehouse y Bradley, 2013). Por el contrario, el análisis realizado indica que el delta de lava que acompaña a la erupción solo pudo producirse con un nivel del mar alto que permitiera la progradación y estabilización del cuerpo deltaico sobre una plataforma de abrasión activa a cota similar a la actual, como se ha observado en ejemplos recientes (Rodríguez-González *et al.*, 2022). Los dos momentos más recientes en que el nivel del mar se ha situado alto es durante el Último Interglaciar (MIS 5) y durante el Presente Interglaciar (MIS 1) fundamentalmente a partir del Óptimo Climático que se registra en torno a los 6,5 - 6,6 ka BP en nuestras latitudes (Meco, 2008; Rovere *et al.*, 2016; Menéndez *et al.*, 2020).

Como se ha mencionado anteriormente, el delta de lava de Jacomar presenta una rela-

ción muy estrecha con los beach-rocks holocenos de las bahías de Jacomar y Toneles. Estas playas cementadas se solapan al frente del delta lávico e incorporan en sus cordones más interiores bloques y fragmentos de basaltos procedentes de la erosión de este (Fig. 11). Ello sugiere una relación temporal muy cercana entre la formación del delta y el desarrollo de estas playas fósiles holocenas, que serían algo más recientes. Por otro lado, tal y como concluye el informe final del Comité Científico PEVOLCA (2022) sobre la reciente erupción de La Palma en 2021 el delta formado acabó por estabilizar su superficie por encima (+10-20 m) del nivel del mar actual. En el caso del delta de Jacomar, la superficie forma una rasa mucho menos inclinada que las de La Palma, que se sitúa entre +5 y +12 m, aunque existen cordones o lóbulos que se sitúan hasta +22 m. Similares características morfométricas presentan otros deltas lávicos históricos de la isla de La Palma como los del Faro de la Bombilla (1949) o el Teneguía, (1971); u otros deltas protohistóricos en la isla de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022) generados con el nivel del mar actual.

Una erupción en un momento de nivel del mar más bajo (como proponen otros autores) generaría una superficie mucho más inclinada hacia el mar y, desde luego no formaría una rasa al pie del antiguo acantilado. Por su parte, la batimetría de la zona (GRAFCAN, 2018) indica que el delta se desarrolla hasta una profundidad actual de 30-35 metros mostrando dos grandes lenguas lobuladas hacia el sur, seguramente relacionadas con la progradación del delta durante la última fase de la erupción (fase 4). Los datos del delta lávico de La Palma (PEVOLCA, 2022) indican que se desarrolló hasta los 50 metros de profundidad con lo cual existe una cierta concordancia entre las cotas de la superficie del delta y la profundidad alcanzada en la zona submarina de las dos erupciones volcánicas. Por otra parte, la comparación de la morfología de la línea

de costa con deltas lávicos actuales (2021) e históricos (1949 y 1971) en la isla de La Palma y protohistóricos (1050 BP) en la de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022) y sus características batimétricas (geometrías de las curvas de nivel) indican que todos ellos son comparables con el generado por la erupción de Jacomar.

Todas estas características (morfología, Beach-rocks, etc.) refuerzan la idea de que la erupción se produjo durante un periodo de nivel del mar alto reciente, seguramente durante o algo anterior al Óptimo Climático Holoceno (6,5 - 6,6 ka BP) cuando el nivel del mar alcanza su posición actual para estabilizarse a escala global. Por ello, es posible establecer un análisis comparativo preliminar en cuanto a las dimensiones y crecimiento de los deltas de lava para poder estimar de forma relativa la duración de la erupción.

8.4. Comparativa con otras erupciones: estimación de la duración y dinámica de la erupción

En este apartado se realiza una comparativa de algunos de los datos cuantitativos entre la erupción analizada y la ocurrida en La Palma en 2021 con el fin de poder establecer de forma muy preliminar la posible duración de la erupción de Jacomar. Todos los datos de esta reciente erupción se han obtenido del informe final oficial del PEVOLCA (2022), estudios posteriores (p. ej. Carracedo *et al.*, 2022; Plank *et al.*, 2023), así como de distinta información disponible en las páginas web del IGME, IGN y del "Sistema Europeo de Satélites Copernicus" (Copernicus 2024). Según estas fuentes de datos la erupción de La Palma tuvo una duración de 85 días y 8 horas, siendo la erupción histórica de mayor duración registrada en esa isla. El mecanismo eruptivo fue de tipo fisural-estromboliano con algunos pulsos freatomagmáticos durante los cuales las emisiones de gases, piroclastos y cenizas

fueron muy relevantes en un entorno de 1,5 km alrededor del edificio principal, y significativas hasta 10-12 km de distancia (Sur y Este de la isla), alcanzándose columnas eruptivas de hasta 8.500 m. El edificio principal es un cono de escorias de 200 m de altura y unos 700 m de base, coronado por un cráter abierto en herradura de 172 x 106 m de diámetro y jalonado por siete bocas alineadas en dirección N130 E. El volumen del edificio es de 34 Mm³ (millones de metros cúbicos) y el volumen total de material emitido de 216 Mm³ según el informe Copernicus (2024) sobre los cambios topográficos causados por la erupción. Aunque la erupción fue catalogada durante gran parte de su actividad con un “índice de explosividad volcánica” IEV 2, debido a la gran cantidad de material piroclástico emitido (principalmente cenizas) y alturas máximas alcanzadas por las columnas eruptivas (8.500 m), fue finalmente catalogada como un evento IEV 3. Esta clasificación permitiría catalogar la erupción como “estromboliana explosiva” en tránsito a vulcaniana, aunque estas últimas presentan ya flujos piroclásticos significativos que han estado ausentes en La Palma (Carracedo *et al.*, 2022).

Las coladas basálticas emitidas en La Palma se desarrollaron en diferentes lenguas de una longitud máxima de poco más de 6,5 km hasta los acantilados, un espesor medio de 12 m y máximo de 70 m, que afectaron una superficie total de 1.219 hectáreas, que incluyen los deltas de lava que se formaron. La superficie emergida de los deltas lávicos es de 48 hectáreas, siendo 43,46 hectáreas la del delta sur, que se unió al delta formado en 1949 por la erupción del Volcán San Juan. Las restantes 5,05 hectáreas corresponden al pequeño delta que se generó al final de la erupción al norte del principal (PEVOLCA, 2022). A esta superficie habría que sumarles las 21 hectáreas que se estiman para su zona sumergida que alcanzó los 50 metros de profundidad, extendiéndose hasta 1,1 km de distancia sobre la

plataforma de la isla (Carracedo *et al.*, 2022). Por tanto, la superficie total (emergida y sumergida) del delta mayor situado al sur sería de 64,47 hectáreas con un volumen máximo estimado de unos 19 Mm³ (Fig. 12). La composición de las lavas fue inicialmente tefrítica, aunque a partir de finales de septiembre adquirió una composición más máfica (basanita). Las coladas de lava fueron generalmente bastante viscosas, de avance lento, generando morfologías de tipo ‘a’ā (malpaís). Por el contrario, las lavas pāhoehoe (cordadas) fueron menos abundantes y se produjeron, fundamentalmente, a partir de la segunda quincena del mes de octubre (PEVOLCA, 2022). El episodio final de diciembre combinó erupción de tipo ‘a’ā en el norte del cráter con colapso parcial del edificio y arrastre de grandes bloques erráticos con episodios fluidos de tipo pāhoehoe al sur (Raúl Pérez-López, Com. Pers.).

Respecto a la formación, evolución de los deltas lávicos en La Palma, esta se produjo en diferentes pulsos. Desglosando los informes diarios presentes en las páginas web del IGN e IGME se pueden diferenciar hasta 5 diferentes episodios de derrame de lavas por los acantilados. Según estos datos, el delta sur, que usaremos como referencia en este estudio comparativo, se formó en un intervalo de 30 días en cuatro episodios principales, siendo el primero y el tercero (23 días en conjunto) los que formaron básicamente el delta, dando lugar a las 43,46 hectáreas que ocupa actualmente el mismo. Esto nos daría una tasa de crecimiento del delta de 1,48 ha/día con máximos de hasta 2,02 ha/día. Como se ha mencionado, este delta sur cubrió parcialmente el del Faro de La Bombilla generado durante la erupción de 1949. A modo comparativo, en el informe de campo de esa antigua erupción (Bonelli, 1950) se indica que la lava estuvo vertiendo al mar por espacio de 16 días (10 al 26 de julio de 1949), siendo la zona ganada al mar 80 ha, aunque el delta

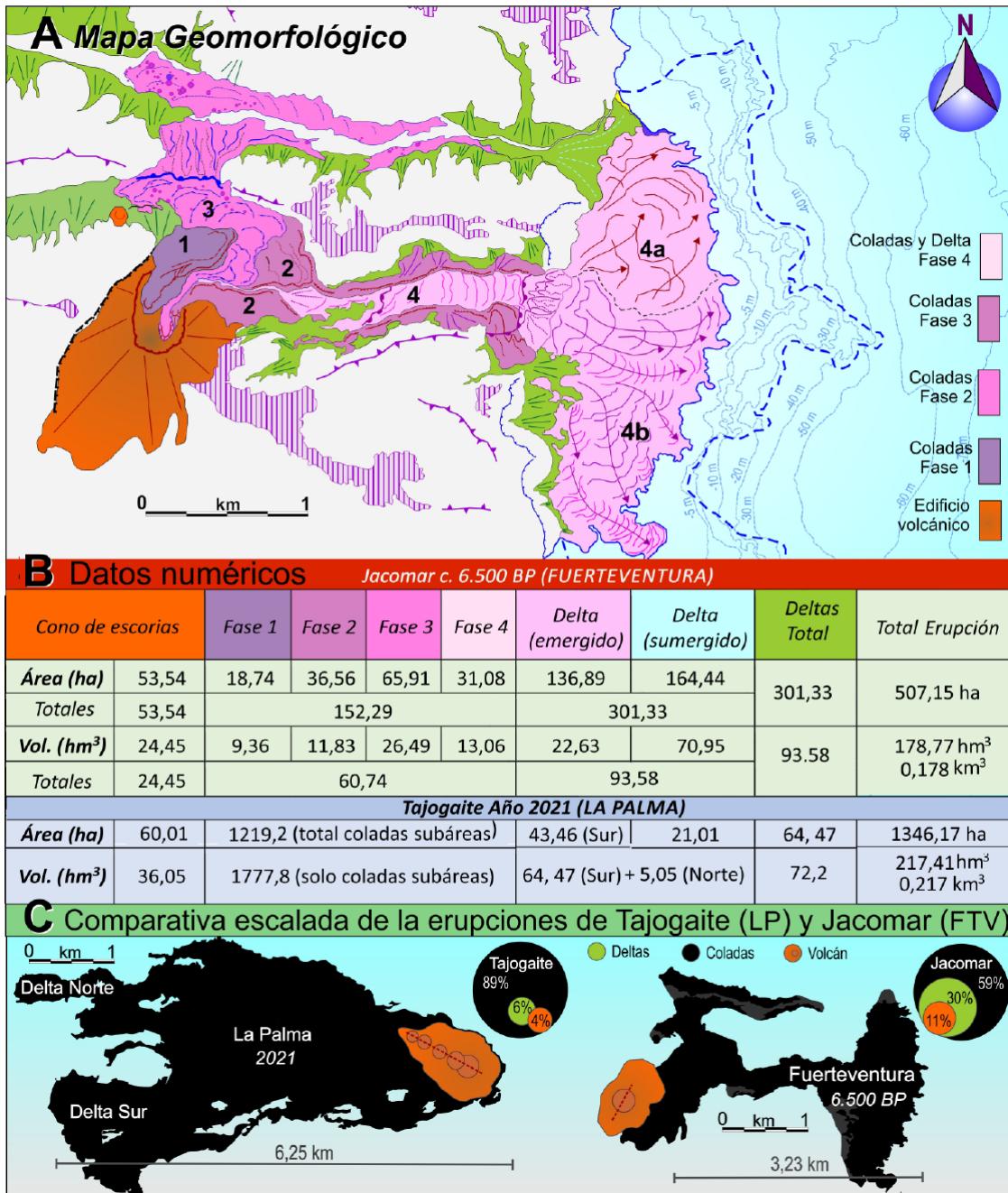


Figura 12. Mapa (A) y tabla (B) con la cuantificación de valores de áreas y volúmenes preliminares estimados para la Erupción de Jacomar (Ramírez Fragiél, 2022) en comparación con los registrados en La Palma durante la Erupción del Tajogaite en 2021. Según datos del Informe final del PEVOLCA (2022) y los publicados por Carracedo *et al.* en 2022. La simbología del Mapa A es igual a la de la leyenda en Fig. 6. C): Sombreado en negro comparativa escalada de las superficies ocupadas por ambas erupciones. La silueta de la de La Palma extraída de la plataforma Copernicus (2024).

Figure 12. Map (A) and table (B) with the quantification of preliminary area and volume values estimated for the Jacomar Eruption (Ramírez Fragiél, 2022) in comparison with those recorded in La Palma during the Tajogaite Eruption in 2021, according to data from the Final Report PEVOLCA (2022) and those published by Carracedo *et al.*, (2022). Map symbols same as Fig. 6. C): Shaded in black comparative scaled surfaces occupied by both eruptions. The silhouette of the La Palma one extracted from the Copernicus program (2024).

cubrió parte de una plataforma anterior de la isla completando el derrame un total de alrededor de 100 ha. Esto indicaría que las tasas de crecimiento del delta de 1949 doblarían o hasta triplicarían las registradas en 2021, con una media de **5,8 ha/día** (Ramírez-Fragiel, 2022). Estas mayores tasas de crecimiento también están acordes a las lavas más fluidas (tipo pāhoehoe) que se produjeron durante la erupción de 1949 en este flanco oeste de la isla (Bonelli, 1950).

En el caso de estudio, la erupción de Jacomar cubrió un área de 507,16 ha, emitiendo un volumen total de materiales estimado en 115,77 hm³ (Fig. 12), en función de las potencias medias de coladas, cascadas y deltas promediadas por Ramírez-Fragiel (2022). El área ganada al mar correspondiente al actual delta de Jacomar es de 136, 89 ha, aunque su extensión submarina en función de la batimetría alcanzaría 164,4 ha más, sumando un **total de 301,33 ha** (Fig. 12). Según estos valores, y utilizando las tasas de crecimiento asociadas a las erupciones de 1949 y 2021 en La Palma, la erupción de Jacomar habría tenido una duración de entre 23 y 93 días, utilizando las tasas de crecimiento medias para los deltas generados en ambas erupciones (5,8 y 1,48 ha/día, respectivamente). No obstante, la naturaleza más escoriácea de las coladas emitidas en 2021 por el volcán Tajogaite es en su conjunto más similar a la del volcán de Jacomar que la de San Juan en 1949. Por tanto, podemos decir que en Jacomar nos encontramos ante una erupción de duración similar a la de 2021, con alrededor de tres meses o más de duración. En cuanto al volumen de material emitido solo podemos comparar el de las coladas subaéreas y los deltas (Fig. 12), dejando de lado el volumen de cenizas emitido, que en La Palma afectó a una parte importante de la isla (Carracedo *et al.*, 2022), pero que en Jacomar no se conserva. Esta comparativa pone de manifiesto que, aunque los tamaños de los conos de escorias son muy similares

(algo mayor el de La Palma), los tamaños de coladas subaéreas y deltas son dispares (Fig. 12). Un análisis preliminar pone de manifiesto un mayor tamaño (áreas y volúmenes) de las coladas subaéreas del Tajogaite sobre las de Jacomar, pero un mayor tamaño del delta de Fuerteventura sobre el de La Palma (Fig. 12). Estas diferencias pueden deberse a que en el caso del Tajogaite el mayor volumen de lava se acumuló en forma de abanico en el piedemonte de la isla, mientras que en Jacomar los flujos de lava se encauzaron por los valles y el mayor volumen se vertió en el mar, construyendo un delta mayor (x3; Fig. 12) que además se encontraba a una menor distancia del litoral. Esta triplicación en el tamaño también se produce en el volumen de materiales estimado para el delta de Jacomar en función de la profundidad máxima estimada en base a datos batimétricos disponibles (c. -35 m; Fig. 12) adoptando una metodología similar a la utilizada en el análisis de deltas de lava holocenos de la isla de El Hierro (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2022). Aunque las islas más antiguas, como Fuerteventura, poseen plataformas marinas más extensas (> 5 km) que las juveniles (La Palma o El Hierro; < 500 m) estas se desarrollan a una profundidad de entre 100 - 120m (Carracedo *et al.*, 2007), que no alcanzó el delta lávico de Jacomar (30-35 m). En el caso de La Palma, la menor extensión de la plataforma sí pudo tener una mayor influencia en su menor extensión subaérea, ya que el delta submarino supero los 120 m de profundidad.

Por último, comentar lo dinámico de los efectos constructivos de los deltas de lava y la acción erosiva del oleaje. En febrero de 2022 ya se habían labrado acantilados de hasta 10 m de altura en el frente deltaico originado entre octubre y noviembre de 2021 en La Palma, habiéndose formado hasta 13 diferentes ensenadas con playas de arenas y gravas procedentes de la erosión de estos (Ferrer *et al.*, 2023). Análisis de deltas de lava

proto-históricos en Canarias indican que, en aproximadamente 1.000 años, la erosión marina ha desmantelado un 9% del volumen de materiales emitidos y un 1% la acción fluvial (Rodríguez-González *et al.*, 2022). En el caso de Jacomar estaríamos hablando de 6.500 años y un volumen de material erosionado aproximado de alrededor del 60 %. Por tanto, el estudio comparativo tendrá que considerar estos aspectos tan dinámicos y cambiantes del modelado volcánico.

9. Conclusiones

El volcán de Jacomar es un pequeño volcán estromboliano, cuya erupción se situó sobre una divisoria de la zona de los Cuchillos de Vigán, desconectado de los malpaíses de la zona central de la isla próximos a él (Fig. 1). Los datos mineralógicos preliminares sugieren que se trata de una erupción monogenética formada por basaltos olivínicos ricos en diópsido similares a los de los malpaíses vecinos (i. e. colada de Pozo Negro). No obstante, el análisis cartográfico indica que la erupción se desarrolló en, al menos, cuatro diferentes fases, generando un rico repertorio de formas volcánicas (coladas, levées, cascadas, hornitos, túmulos, deltas, etc.). El estudio realizado indica que la erupción se produjo a favor de una importante, pero discreta, discontinuidad NNE-SSO ya existente en el edificio en escudo mioceno (falla normal o deslizamiento que solo se desarrolla entre los valles de Jacomar y La Cueva; Fig. 6). El edificio volcánico principal se alarga y presenta su escotadura en esta misma dirección, denotándose un cierto carácter secundario fisural. La anómala posición elevada de la erupción posibilitó su derrame por los amplios valles del entorno (Juanicón y La Cueva) que finalmente alcanzaron el litoral y formaron un gran delta.

La naturaleza de las diferentes coladas cartografiadas es fundamentalmente de tipo escoriáceo desarrollando grandes costillares y

levées con potencias de más de 15 m y arras-trando grandes bloques erráticos. Solo las coladas de la cuarta fase presentan sectores significativos de lavas cordadas, tanto canalizadas en los materiales de la segunda fase dentro del valle de Juanicón como abriéndose en forma de canales distributarios en abanico (patrón dicotómico) dentro del delta de lava. Dentro de las diferentes fases, las más importantes resultan ser la tercera y la cuarta, que son de las que se conserva un mayor número de elementos volcánicos. La tercera fase se derramó lateralmente hacia el valle de La Cueva originando una cascada de más de 100 m de caída, a cuyo pie origina una gran zona de remanso en la que se generan numerosos hornitos y túmulos de presión de mayores dimensiones. A partir de esta zona, conforma una colada de fondo de barranco de algo más de un kilómetro de longitud que no llega a alcanzar la costa. La cuarta fase se encauza por el valle colgado de Juanicón, encajándose en la segunda fase, y acaba en una gran cascada que vertió por el antiguo acantilado hacia el mar, donde forma un gran delta lávico. Este triplica en superficie (c. 136, 89 ha) al formado por la erupción del Tajogaite en La Palma (c. 43,16 ha). Este dato es casi inversamente proporcional al de las áreas ocupadas por las coladas subaéreas, dado que en Jacomar estas quedaron restringidas topográficamente a los fondos de valle, mientras que en La Palma se extendieron en forma de gran abanico lávico a lo largo y ancho del piedemonte de Cumbre Vieja.

La implementación de la cartografía digital realizada en un Sistema de Información Geográfico (ArcGIS) ha facilitado la obtención de datos numéricos bastante precisos acerca de las áreas ocupadas por las lavas y la posterior estimación de volúmenes emitidos en función de espesores observados en campo y modelos digitales topográficos y batimétricos. En función de los datos numéricos obtenidos ha sido posible su comparación prelimi-

nar con erupciones recientes y similares con generación de deltas lávicos (1949 y 2021 en La Palma). El delta principal formado en La Palma entre septiembre y diciembre de 2021 se desarrolló durante cuatro episodios principales en un intervalo de 30 días (PEVOLCA, 2022). De los cuatro episodios, el primero y el tercero (23 días en conjunto) fueron los que formaron básicamente las 43,16 hectáreas que ocupó finalmente el delta (Fig. 12). Haciendo una comparativa de las tasas de crecimiento de superficie en La Palma de los deltas de lava generados en 2021 (Tajogaite) y 1949 (San Juan), sugieren que el delta de Jacomar pudo desarrollarse en un intervalo no superior a los 93, ni inferior a los 23 días, siendo un periodo de 25-30 días el que mejor parece encajar con la superficie ocupada en Jacomar. No obstante, dado que se desconocen las tasas de emisión y la topografía de la plataforma antes de la erupción en Fuerteventura, estas estimaciones son muy preliminares. En cualquier caso, las características analizadas, así como las reducidas dimensiones del volcán y las coladas, sugieren una erupción estromboliana de corta duración y con un índice de explosividad \leq IEV3, menor que el del Tajogaite.

Por último, hay que indicar que las relaciones existentes entre el delta de lava y los beachrock que se adosan al mismo, sugieren que la erupción se produjo alrededor del Óptimo Climático Holoceno (6,5 – 6,6 ka BP). Las características batimétricas de la zona sugieren que la extensión submarina del mismo alcanza una profundidad media de 30-35 m, muy similar a las registradas en La Palma en 2021. Los mismos datos batimétricos indican cómo la colada de Pozo Negro (al norte) se introduce en el mar formando un promontorio lineal submarino que alcanza al menos los 45-50 m de profundidad indicando que esa colada se formó en un momento de nivel de mar más bajo, en torno a los 23 ka BP, que es la edad isotópica de los depósitos eólicos que fosiliza.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el proyecto de investigación I+D+i PID2021-1235100B-I00 (QTECT-IBERIA USAL) del MICIN AEI/10.13039/501100011033/. Los autores están agradecidos a los comentarios realizados por los doctores Francisco José Perez-Torrado (ULPGC) y Raúl Pérez-López (IGME-CSIC) que han mejorado de forma muy significativa el manuscrito original.

Bibliografía

- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., (2002). Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 178 (1-2), 119-135. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00405-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00405-9)
- Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F., Huertas, M.J., (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The Miocene activity of the islands of Fuerteventura. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 70, 183-204. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00051-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00051-8)
- Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J. L. (1990). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 2ª serie (MAGNA). *Hoja de Pozo Negro (1096-III)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid. 56 pp.
- Balcells Herrera, R., Barrera Morate, J. L., Gómez Sainz de Aja, J. A., Ruiz García, Mª. T. (1992). Mapa Geológico de España escala 1:100.000 2ª serie (MAGNA). *Hoja de Fuerteventura (92)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid. 56 pp.
- Ballcells, R., Barrera, J. L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M.J., Ibarrola, E., Snelling, N. (1994). Edades radiométricas de los edificios miocenos de Fuerteventura (Islas Canarias). *Bol. Geológico y Minero*, 105. 50-56.
- Bonelli, J.M. (1950). Contribución al Estudio del Volcán de Nambroque o San Juan (Isla de La Palma): 24 de junio a 4 de agosto de 1949. Instituto Geográfico y Catastral. Madrid. 40 pp.
- Carracedo, J. C. (2011). Geología de Canarias (Origen, evolución, edad y volcanismo). Ed. Rueda, Madrid, 398 pp.
- Carracedo, J.C., Troll, V.R. (2016). The Geology of the Canary Islands, 1st Ed. Elsevier Science, Amsterdam. 636 pp.

- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. and Soler, V. (1992). The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 239-250. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90084-Q](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90084-Q)
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas J. A., Perez Torrado F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5): 591-604. <https://doi.org/10.1017/S0016756898001447>
- Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J., Hansen, A. (2007). El relieve de las islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15 (2), 196-205. <http://hdl.handle.net/10553/642>
- Carracedo, J.C., Troll, V.R., Day, J.M.D., Geiger, H., Aulinas, M., Soler, V., Deegan, F.M., Perez-Torrado, F.J., Gisbert, G., Gazel, E., Rodriguez-Gonzalez, A. and Albert, H. (2022), The 2021 eruption of the Cumbre Vieja volcanic ridge on La Palma, Canary Islands. *Geology Today*, 38, 94-107. <https://doi.org/10.1111/gto.12388>
- Civico, R., Ricci, T. Scarlato, P., Tadeucci, J., Andronico, D., Del Bello, E., Hernández, P.A., Pérez, N.M. (2022). High-resolution Digital Surface Model of the 2021 eruption deposit of Cumbre Vieja volcano, La Palma, Spain. *Nature Scientific Data*. 9:435. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01551-8>
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Téran, J.R., Cendrero, A., (1992). Evolution of the Eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 5, 251-274. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90085R](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90085R)
- Copernicus (2024). EMSN119: Digital Elevation Models of the Cumbre Vieja Volcano in La Palma, Spain <https://emergency.copernicus.eu/mapping/list-of-components/EMSN119> <https://emergency.copernicus.eu/mapping/ems/information-bulletin-151-mobilisation-and-response-copernicus-emergency-management-service->
- Criado, C. (1991). *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, Puerto del Rosario. Canarias. 120 pp.
- Criado, C., Torres, J.M., Hansen, A., Lillo, P., Naranjo, A. (2011). Intercalaciones de polvo sahariano en paleodunas bioclásticas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Cuaternario y Geomorfología*, 26 (1-2) (2011), pp. 73-88
- Dóniz-Páez, F.J. (2009). Patrimonio geomorfológico de los volcanes basálticos monogénicos de la Caldera de Gaíria Malpaís Chico y Malpaís Grande de la isla de Fuerteventura (Canarias, España). *Nimbus*, 23-24, 89-103.
- Dougala, A.J. y Stollhofen, H. (2002). Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 231-249. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00279-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00279-7)
- Ferrer, N.; Marrero-Rodríguez, N.; Sanromualdo-Collado, A.; Vegas, J.; García-Romero, L. (2023). Early morphodynamics of the sudden formation of beaches during the 2021 volcanic eruption of La Palma. *Geomorphology*, 436, 108779 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108779>
- Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., López Ruiz, J., (1968). *Geology and Volcanology of the Canary Islands: Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, 239 pp.
- GRAFCAN (2018). Batimetría del Archipiélago Canario. Instituto Español de Oceanografía - Gobierno de Canarias. <https://visor.grafcan.es/visorweb/>
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J. R., García-Navarro, E. (2006). The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: a model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. *Geological Society of America Bulletin*, 18(7-8), 785-804. <https://doi.org/10.1130/B25821.1>
- Gutiérrez-Elorza, M. (2005). *Climatic Geomorphology*. Development in Earth Sciences series, Vol. 8. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 550 pp.
- Gutiérrez-Elorza, M., Lucha, P., Gracia-Prieto, F.J., Desir, G., Marín, C., Petit-Maire, C. (2013). Palaeoclimatic considerations of talus flutings and aeolian deposits in Northern Fuerteventura volcanic island (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 197, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.020>

- Martín-González, E., Galindo, I., Mangas, J., Romero, C., Sánchez, N., González-Rodríguez, A. Coello, A., Márquez, A. De Vera, A., Vegas, J., Melo, C., 2019. Revisión de los depósitos costeros del estadio isotópico marino 5e (MIS 5e) de Fuerteventura (islas Canarias). *Vieraea*, 46., 667 - 688. <http://hdl.handle.net/10553/73089>, <https://doi.org/10.31939/vieraea.2019.46.tomo02.12>
- Meco, J. (Ed.), (2008). *Historia Geológica del Clima de Canarias*. Ed. J. Meco. Las Palmas de Gran Canaria. 296 pp.
- Meco, J., Pomel, R., Aguirre, E., Stearns, Ch. (1987). The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10. 283-305.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A. J. G., Rodríguez -Yáñez, J. J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 185(1-2), 197-210. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00300-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00300-0)
- Menéndez, I., Herrera-Holguín, C., Mangas, J. (2020). Upper Quaternary coastal palaeoenvironments and palaeosea levels in Las Canteras beach, Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Marine Geology*, 429, 106322. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106322>
- Muhs, D.R., Meco, J., Simmons, K.R., (2014). Uranium series ages of corals, sea level history, and palaeozoogeography, Canary Islands, Spain: an exploratory study for two Quaternary interglacial periods. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 394, 99-118. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.11.015>
- Negredo, A.M., Van Hunen, J., Rodríguez-González, J., Fullea, J. (2022). On the origin of the Canary Islands: Insights from mantle convection modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 584, 117506. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117506>
- Ortega González, J. M., Romero Martín, L. E., (1992). El modelado del relieve volcánico: Jacomar (Fuerteventura). Anuario de la Facultad de Geografía e Historia. *Revista Vegueta*, 0, 251-262.
- Plank, S., Shevchenko, A.V., d'Angelo, P., Gstaiger, V., González, P.J., Cesca, S., Martinis, S., Walker T.R. (2023). Combining thermal, tri-stereo optical and bi-static InSAR satellite imagery for lava volume estimates: the 2021 Cumbre Vieja eruption, La Palma. *Scientific Reports*, 13, 2057. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-29061-6>
- Pérez-Torrado, F.J., Carracedo, J. C., Guillou, H., Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L. (2023). Age, duration and spatial distribution of ocean shields and rejuvenated volcanism: Fuerteventura and Lanzarote, Eastern Canaries. *Journal of the Geological Society*, 180. jgs2022-112. <https://doi.org/10.1144/jgs2022-112>
- Petit-Marie, N., Delibrias, G., Meco, J., Pomel, S., Rosso, J. C. (1986). Paleoclimatologie les Canaries orientales (Fuerteventura). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303-II (13). 1241-1246. <http://hdl.handle.net/10553/75036>
- PEVOLCA (2022). Informe final del Comité Científico del Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por Riesgo Volcánico de Canarias (PEVOLCA): IGN, CSIC, IGME, IEO, INVOLCAN, ULPGC, ULL, AEMET. Gobierno de Canarias. <https://www.gobiernodecanarias.org/infovolcanlapalma/pevolca/>
- Prieto-Torrell, C., Rodríguez-Gonzalez, A., Aulinas, M., Fernandez-Turiel, J. L., Cabrera, M.C., Criado, C. Perez-Torrado, F.J. (2021) Modelling and simulation of a lava flow affecting a shore platform: a case study of Montaña de Aguarijo eruption, El Hierro (Canary Islands, Spain), *Journal of Maps*, 17:2, 502-511. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1972853>
- Ramírez Fragiél, J.D. (2022). *Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias): Edad, dinámica y datos para el análisis de la Peligrosidad*. TFM Máster Universitario en Geología Ambiental y Aplicada de la Universidad de Salamanca, 41 pp.
- Ramírez Fragiél, J.D., Silva, P.G., Elez, J., Santamaría, A., Bautista Davila, M.B. (2023). Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias). En: *Actas XVI Reunión Nacional Geomorfología (G. Desir, E. Nadal, D. Regués, Eds.)*. SEG. Zaragoza, España pp. 77-78.
- Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Aulias, M., Cabrera, M.C., Prieto-Torrel, C., Rodríguez, G.A., Guillou, H., Perez-Torrado, F.J. (2022). Lava deltas, a key landform in oceanic

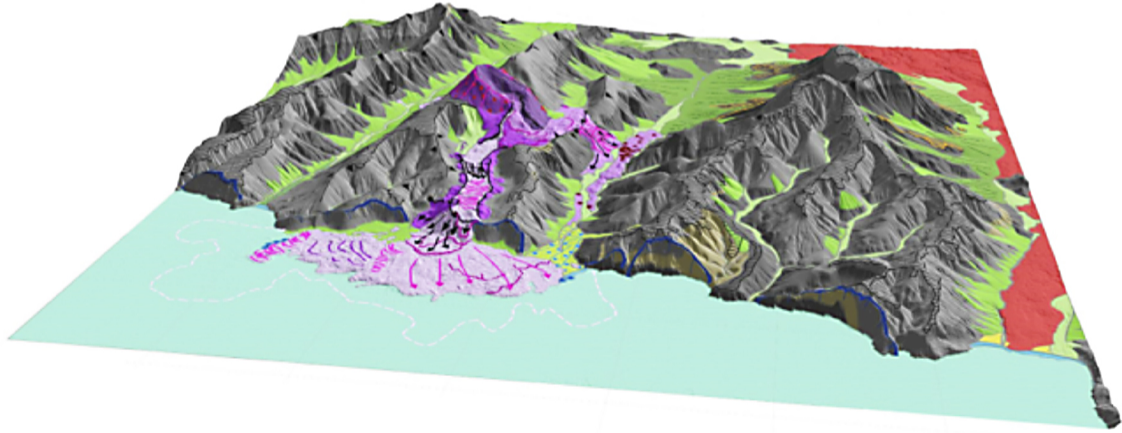
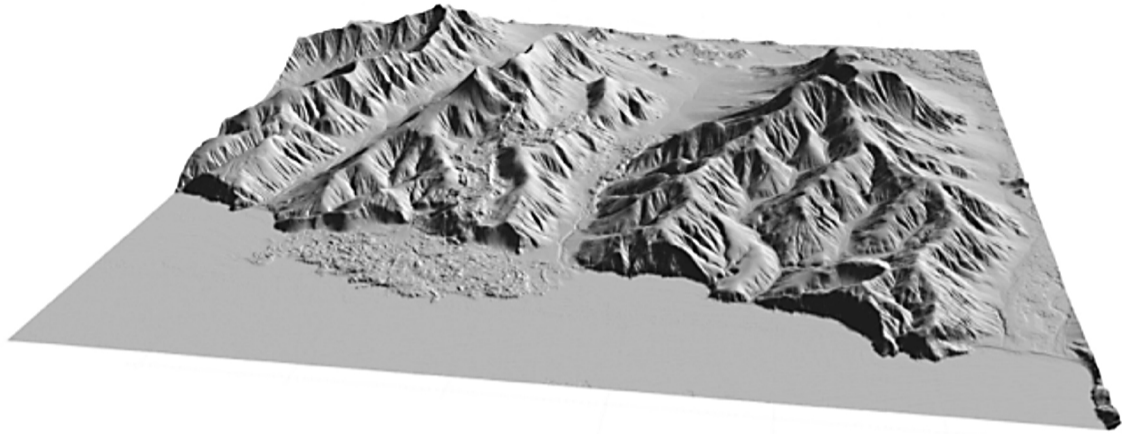
- nic volcanic islands: El Hierro, Canary Islands. *Geomorphology* 416, 108427. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108427>
- Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gomez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O'Learly, M. J., Hearty, P. J. (2016). The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. *Earth-Science Reviews*, 159, 404-427. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.006>
- Silva, P.G., Perez-Torrado, J.F., Betancourt, M. (2008). Evolución Geomorfológica de la Isla de Gran Canaria: Isostasia, vulcanismo y disección fluvial (Islas Canarias, España). *Geotemas*, 10, 727-730. <http://hdl.handle.net/10553/823>
- Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Huerta, P., Reguilón, R., González-Delgado, J.A., Cabero, A., Dabrio, C.J. (2011). Peperitas mareales en las Canarias Orientales (Lanzarote, Fuerteventura): Caracterización preliminar. *Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA)*, Andorra, pp. 109 - 112.
- Skilling, I. P., White, J. D., McPhie, J. (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1-2), 1-17. [https://doi.org/10.1016/S03770273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S03770273(01)00278-5)
- Stillman, C. J. (1999). Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94. 89-104. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00099-2)
- Whitehouse, P.L., and S.L. Bradley (2013) Eustatic sea level changes since the Last Glacial Maximum. En: *Encyclopedia of Quaternary Sciences* (Elias, S.A., Ed.). 2nd Edition. Elsevier (Amsterdam). pp. 439-451 <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00131-X>
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Guillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B., (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited-a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 21, 2019-2046. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00009-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00009-4)
- Zazo, C., Hansen, A., Goy, J.L., Criado, C., González, J.A., Dabrio, C.J., Hillaire-Marcel, C., Bardají, T., Silva, P.G., Cabero, A., Civis, J., Soler, V., Ghaleb, B., (2008). Geomorfología volcánica y variaciones del nivel del mar en Lanzarote y Fuerteventura (Plio-Cuaternario). *Geo-Guias*, 6. 143 - 172.

Recibido el 27 de noviembre de 2023

Aceptado el 3 de junio de 2024

ANEXO I: Material Suplementario.

Vista 3D de la cartografía digital de la Erupción de Jacomar realizada para este trabajo (Ramírez Fragiel, 2022)



ÍNDICE / INDEX

Prólogos CyG

<i>Pablo G. Silva Barroso (USAL); Teresa Bardají Azcárate (UAH). In memoriam. Elvira Roquero García-Casal</i>	3
<i>Alonso-Jiménez, A.; Álvarez Areces, E. Nuevo libro: Las construcciones defensivas de la Guerra Civil Española en el Frente de la Sierra (Subsector de Peguerinos-Robledo de Chavela). Su relación con la Geología y el paisaje</i>	10
Reciente creación de un nuevo Grupo de Trabajo sobre Geoarqueología Costera, en el seno de la <i>International Association of Geomorphology (IAG)</i>	13

Artículos de Investigación / Research Papers

<i>Bermejo, J.; Muñoz-Rodríguez, A.; Aguilar, I.; Navarro, F.; Ruiz, F.; Medina, N. Análisis palinológico de la ciudad romana de Arucci Turobriga (S.O. de la Península Ibérica)</i>	17
<i>Silva, P.G.; Ramírez Fragiell, J.D.; Elez, J.; Santamaría-López, A.; Bautista Davila, M.B. Análisis Geomorfológico de la Erupción Volcánica de Jacomar, Fuerteventura (Islas Canarias Orientales)</i>	39

