

HIDROGEODÍA
2023 ZARAGOZA

 GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN

 **CSIC**
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
 **IGME**
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA


Asociación Internacional de Hidrogeólogos
Grupo Español

25 de marzo de 2023

MONEGROS: AGUA Y SAL



COLABORAN:


CONFEDERACIÓN
HIDROGRÁFICA
EBRO


EEAD
Estación Experimental de Aula Dei - CSIC


Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Información detallada y folleto de la excursión en:
<https://www.aih-ge.org/hidrogeodia-2023/>

CONCURSO ESCOLAR:
 **DÍA MUNDIAL DEL AGUA**
22 de marzo de 2023 - Día Mundial del Agua
¿Por qué las aguas subterráneas son tan importantes?
Concurso del Agua Subterránea, 2023
Asociación Internacional de Hidrogeólogos - Grupo Español (AIH - GE) PARTICIPA

CONCURSO FOTOGRAFÍA:
 **HIDROGEODÍA 2023**
II Concurso de Fotografía hidrogeológica AIH- Hidrogeodía 2023

EL HIDROGEODÍA

El **Hidrogeodía** es una jornada de divulgación de la Hidrogeología (rama de la geología que estudia las aguas subterráneas teniendo en cuenta sus propiedades físicas, químicas y sus interacciones con el medio físico, biológico y la acción del hombre), que se celebra con motivo del **Día Mundial del Agua** (22 de marzo).

Esta jornada está promovida por el Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH-GE) y ha sido organizada por el CN Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), con la colaboración de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), la Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC) y el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (UNIZAR).

La jornada consta de **actividades gratuitas**, guiadas por hidrogeólogos y **abiertas a todo tipo de público**, sin importar sus conocimientos en la materia.

En la provincia de Zaragoza, el **Hidrogeodía 2023** se celebra el 25 de marzo y tiene como temática “Monegros: Agua y sal”.

Se llevará a cabo una visita guiada en el entorno de las Lagunas de Monegros, en la que se han previsto cuatro paradas:

- 1) Laguna de La Playa (Bujaraloz)
- 2) Pozo Agustín (Bujaraloz)
- 3) Ermita Virgen de las Nieves (Bujaraloz)
- 4) Barranco de La Valcuerna (Peñalba)

ITINERARIO

El punto de encuentro será en el Parking de Macanaz; Aparcamiento de Autobuses (C/ García Arista-Avda. Pirineos) (Figura 1).



Figura 1. Vista del punto de encuentro en el Parking de Macanaz; Aparcamiento de Autobuses en C/ García Arista-Avda. Pirineos.

Recepción. 7:45h. En el punto de encuentro se realizará una pequeña explicación de la jornada. Allí estará esperando el autobús que nos llevará al punto de inicio de la visita en Bujaraloz (Salida 8:00h.).

Parada 1. Se visitará la **Laguna de La Playa**, una de las lagunas más importantes del complejo lagunar de Monegros. Allí se realizará una descripción geológica e hidrogeológica de las Saladas de Monegros.

Parada 2. Pozo Agustín. En esta parada se explicará el origen de la salinidad y de los nitratos del agua subterránea y se realizará la medición de los mismos.

A continuación, sobre las 11:30h. se realizará una parada técnica en Bujaraloz para almorzar o ir al aseo. Alrededor de las 12 h. cogeremos de nuevo el autobús que nos llevará hasta la siguiente parada.

Parada 3. Ermita de la Virgen de las Nieves. Se expondrá un ejemplo de los problemas que causa la salinidad de las aguas subterráneas en los edificios.

Parada 4. Barranco de La Valcuerna. Se explicará lo que son los aforos, como se miden los caudales superficiales y se estima el drenaje subterráneo.

INTRODUCCIÓN

En el centro de la depresión terciaria del Ebro, entre la Sierra de Alcubierre en el norte (700 m sobre el nivel del mar) y el río Ebro en el sur (150 m sobre el nivel del mar), hay una extensa plataforma, unos 250 km², sin drenaje superficial claro hacia el río Ebro, a más de 200 m sobre el lecho del río, que se conoce como la 'plataforma Monegros'. La superficie incluye más de 100 cuencas o depresiones cerradas, alguna de hasta 1,7 kilómetros cuadrados de extensión, muchas de las cuales son lagunas cuasi-permanentes, verdaderos humedales salinos, que configuran en su conjunto uno de los parajes más característicos del paisaje de Los Monegros (Figura 2).

Las depresiones que presentan agua más de un mes al año se denominan lagunas, saladas o salinas. En los fondos de estas saladas, extremadamente planos, se forman playas que quedan sumergidas o emergidas de forma intermitente. Las hondonadas que no recogen

agua, o lo hacen sólo en periodos excepcionalmente lluviosos se llaman localmente “hoyas”, “hoyos” y “clotas”. Suelen estar cubiertas de vegetación halófila, evidencia de la proximidad del agua subterránea salina, por lo que sus fondos siempre están húmedos, incluso en verano.

Este conjunto de lagunas es conocido como las “Saladas de Sástago-Bujaraloz”. Desde el 7 de enero de 2011, 26 de estos humedales han sido incluidos en un complejo lagunar declarado como SITIO RAMSAR de importancia internacional, considerado el más importante y extenso de Europa, con una superficie de 8.145 hectáreas. No es esta la única figura de protección que tienen puesto que también el complejo es reconocido como un espacio más dentro de la Red Natura 2000, de la que forma parte como LIC y ZEPA.

Los medios áridos se caracterizan por la escasez de agua o, al menos, de lluvia. Sin embargo, la aridez no excluye la existencia de humedales como queda puesto en evidencia en este caso. España es un ejemplo único en Europa de humedales salinos de interior, especialmente en el valle del Ebro, donde se pueden citar más ejemplos, como en Chiprana (Zaragoza) o Gallocanta (Zaragoza-Teruel) entre otros. Aunque hace décadas se planificaron y se llevaron a cabo desecaciones de este tipo de humedales para evitar enfermedades como el paludismo y para ganar tierras de labor, actualmente se aprecian y protegen en la medida que tienen agua, plantas especializadas, adaptadas y endemismos, y porque mantienen la biodiversidad y el paso de la avifauna durante las migraciones intercontinentales.

Esta región de Monegros, una de las más áridas de Europa, tiene una precipitación media de 346 mm, con una marcada irregularidad, con registros que varían entre 175 mm y 535 mm, según los años. Por otro lado, la evapotranspiración media es de 1.255 mm,

muy superior a las lluvias, lo que conlleva un marcado déficit de agua que repercute en la escasa producción agrícola de la zona. Esto no ha sido obstáculo para que unas 66.000 hectáreas de la zona incluidas en el polígono Monegros II fueran declaradas aptas para riego por Real Decreto nº 37, de 9 de enero de 1985, de interés Nacional de Puesta en Riego y Redistribución de la Propiedad Rústica.

PARADA 1. LAGUNA DE LA PLAYA

Llegados a Bujaraloz, se toma el desvío al sur de la carretera A-230, en dirección Caspe, y a la altura de La Salineta viramos de nuevo hacia el suroeste por la carretera que conduce a Sástago. Recorridos unos 7,5 km realizaremos

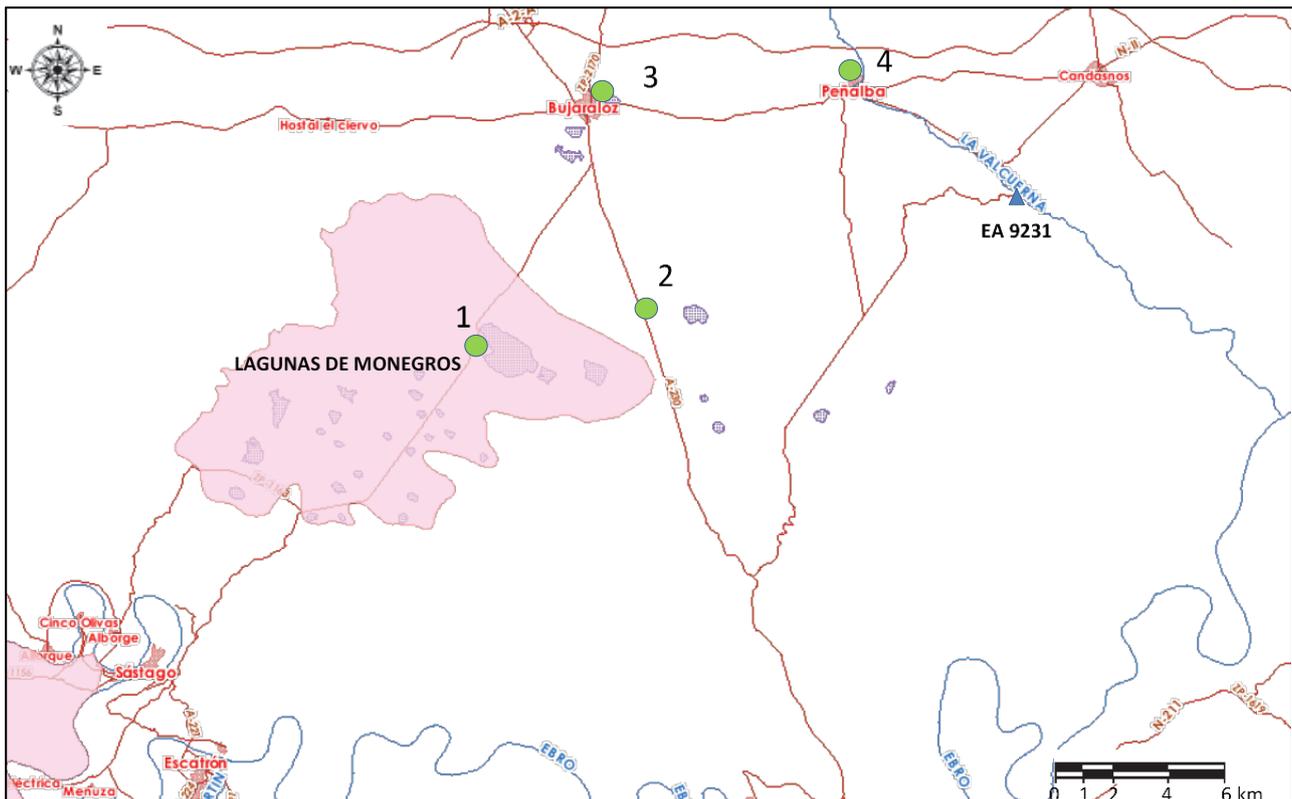


Figura 2. Esquema de situación del área endorreica de las Lagunas de Monegros. Se indican las paradas de la jornada y la localización de la estación de aforos en el barranco de La Valcuerna.

La mitad del territorio está destinado al regadío. Las saladas vienen acumulando, en el agua y en el suelo, agroquímicos y residuos agropecuarios que las lluvias arrastran hacia los fondos. Con el regadío, se espera que los flujos de retorno eleven el nivel del agua subterránea con la consiguiente inundación de fondos y vales, así como con la perturbadora movilización de las sales en el terreno, especialmente durante la estación seca.

la primera parada, caminando a continuación unos 600 metros hasta alcanzar el borde de la Laguna de La Playa.

RASGOS GEOLÓGICOS DESTACADOS

La plataforma endorreica comprendida entre Bujaraloz y Sástago está formada por materiales que se sedimentaron hace unos 23 millones de años (durante el tránsito Oligoceno-Mioceno), cuando la zona estaba ocupada por grandes lagos similares a los que en nuestros días pueden verse, pero de mucho mayor tamaño. En su lugar, hoy se encuentran abundantes rocas yesosas, calizas, margocalizas y lutitas.

Los materiales yesosos pueden aparecer formando nódulos blancos de diámetro variable, desde unos pocos centímetros hasta más de 1 metro, y se concentran en franjas de 10 cm a 2 m de espesor (Figura 3). Las calizas se presentan en capas de 0,5 a 5 cm de espesor y se agrupan en niveles más gruesos, desde 40 cm hasta 25 m (Figura 4). Contienen pequeños nódulos de sílex y algún nódulo de yeso. Los sedimentos detríticos son lutitas y areniscas de grano fino. Las lutitas se disponen en niveles entre 0,5 y 10 m de espesor y presentan frecuentes intercalaciones de calizas y yesos, proporcionando un color característico al terreno, en tono rojo, marrón o gris. Las areniscas, que varían entre 10 cm y 3 m de potencia, son restos de los canales activos durante la sedimentación en el antiguo lago.



Figura 3. Bloques de yeso de diámetro métrico en una cantera de alabastro de Monegros.



Figura 4. Nivel carbonatado en la cabecera de un barranco en el límite de la plataforma.

Todos estos materiales de la plataforma se han agrupado en dos grandes unidades lacustres: la

intermedia y la superior, estando separadas por 10 metros de lutitas que impiden el paso del agua subterránea desde la unidad superior a la intermedia (Figura 5).

La “Unidad Lacustre Intermedia” aflora en la parte meridional de la plataforma y en ella se alojan la mayor parte de las saladas. Está formada por materiales yesosos y calizas, más yesosos hacia el oeste donde alcanza 40 m de potencia; hacia el este disminuye su espesor por debajo de 10 m y los yesos alternan con calizas y lutitas.

La “Unidad Lacustre Superior” aflora en la parte septentrional de la plataforma, hasta el pie de la sierra de Santa Quiteria. Son lutitas con niveles de yesos y calizas; su mayor potencia, unos 50 m, se ha medido en el oeste.

CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

El papel de las aguas subterráneas es fundamental en el funcionamiento hidrológico de la zona endorreica. Se estima que de 360 mm/año de precipitación vertida sobre la zona, la mayor parte (335 mm/año) son evapotranspirados desde el suelo y la vegetación; 5 mm/año generan escorrentía superficial a través de los escasos cauces existentes en la zona; y 20 mm/año son infiltrados en el terreno y discurren subterráneamente hacia las zonas de descarga, las saladas, donde el agua se evapora. Por la cuantía de evaporación destacan las saladas de La Playa, Salineta y Agustín.

Hidrogeológicamente, toda el área actúa como un medio de baja permeabilidad. La permeabilidad es un parámetro hidrogeológico que da idea de la velocidad a la que circula el agua dentro del terreno. En la zona endorreica esta permeabilidad es muy baja, por ello el agua que se infiltra en el terreno circula muy lentamente hacia las

depresiones y saladas. Esta lentitud en la evacuación del agua hace que el nivel del agua subterránea se encuentre muy próximo a la superficie del terreno. La superficie de saturación es pues somera y a veces coincide con la superficie del terreno, resultando una forma que es una réplica suavizada de la topografía. De forma aproximada y tomando valores medios, las velocidades del flujo se estiman entre 3 y 4 m/año, lo que indica que para recorrer un km de distancia se necesitarían alrededor de 275 años.

Lacustre Superior” y el “acuífero inferior”, que coincide con la “Unidad Lacustre Intermedia”.

El agua de lluvia se infiltra en el terreno y discurre hacia las lagunas y hacia los límites laterales de los acuíferos, donde es evaporada, según se explica con el modelo simplificado de flujo subterráneo que recogen Salvany et al. (1996) en la Figura 6.

El agua de la plataforma de los Monegros se caracteriza por una gran variación de sus

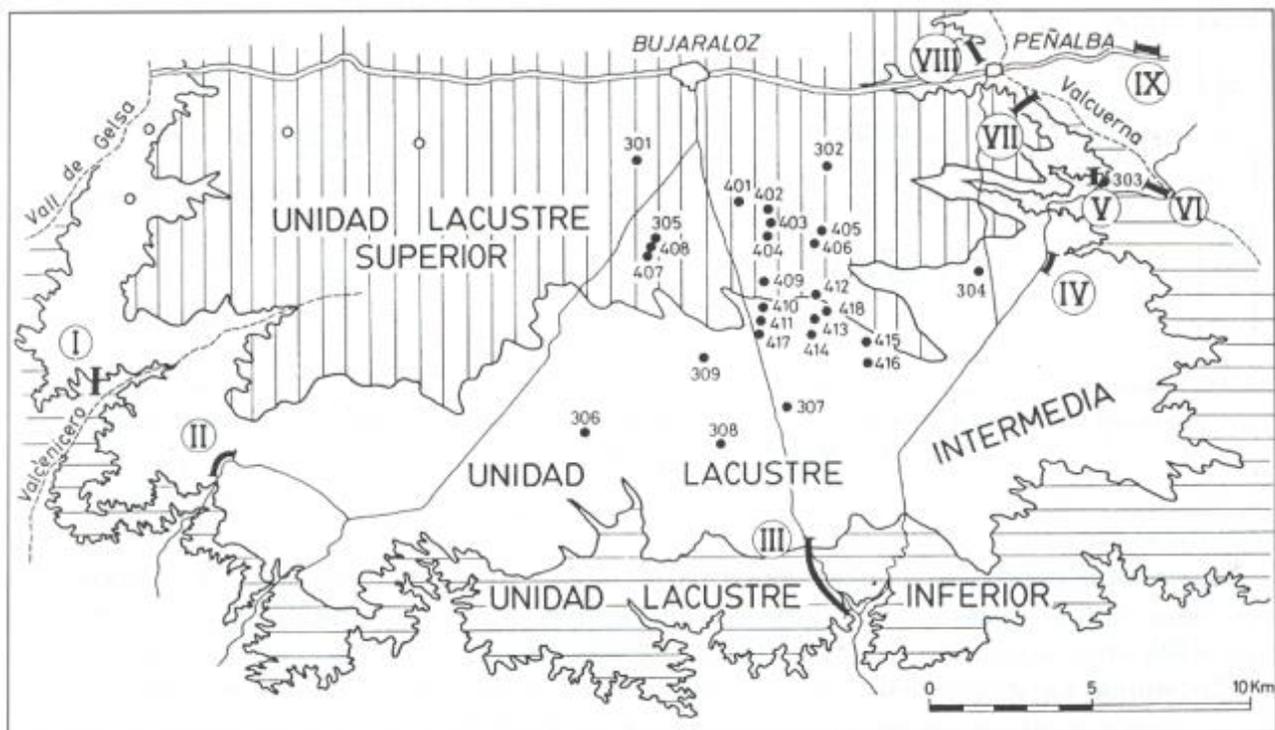


Figura 5. Esquema con la situación de las unidades lacustres. La numeración corresponde a la localización de pozos y piezómetros (García-Vera, 1996).

La profundidad media del nivel piezométrico (nivel al que se encuentra el agua subterránea) en todos los pozos y sondeos de la zona es 4,5 m. En las zonas más elevadas, el agua se encuentra a más profundidad, aunque nunca a más de 14 m. La mínima profundidad del agua subterránea se da en los fondos de valle y en las saladas, donde llega a emerger.

Se han identificado dos acuíferos en la zona de plataforma. El denominado “acuífero superior” que corresponde a la “Unidad

propiedades químicas. Bien podríamos decir que es un paraíso para el hidroquímico. Su salinidad varía entre los 50 mg/l del agua de lluvia hasta valores mayores que 400.000 mg/l en las saladas. Como referencia, el agua de abastecimiento a Zaragoza tiene unos 900 mg/l y el agua del mar Mediterráneo tiene unos 37.000 mg/l.

Una vez que la lluvia cae en el terreno, la abundancia de yesos y su solubilidad provocan que la salinidad del agua pase de 50 mg/l a 2.150 mg/l. Esta salinidad corresponde a la máxima cantidad de yeso que puede disolver el agua de lluvia.

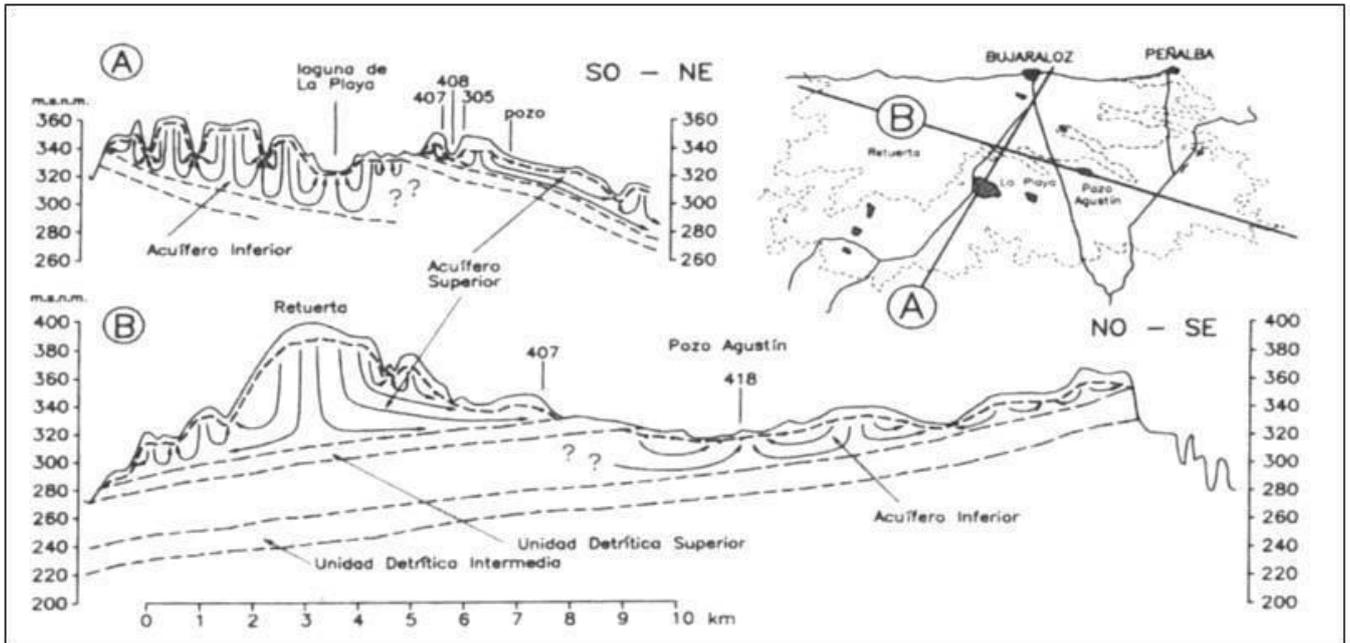


Figura 6: Cortes hidrogeológicos con esquema simplificado del funcionamiento del flujo subterráneo (Salvany et al., 1996).

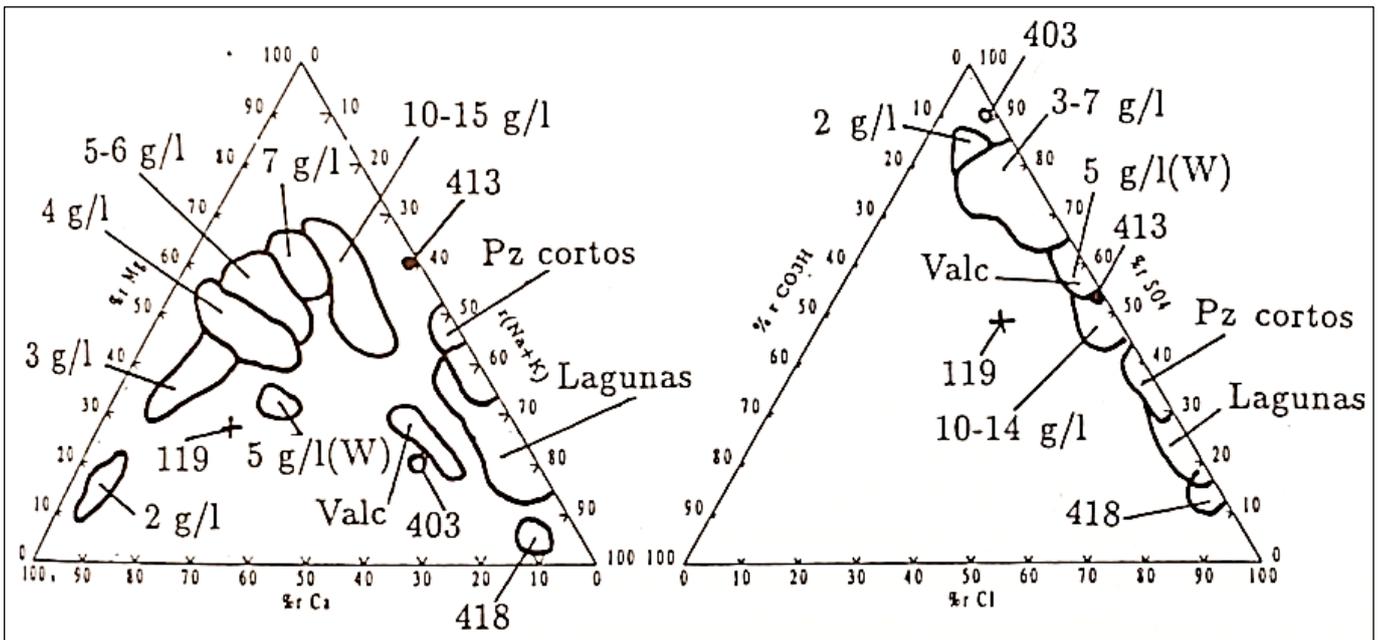


Figura 7: Evolución hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la zona endorreica de Bujaraloz-Sástago (García-Vera (1996). La numeración corresponde a los pozos de la Figura 4; Valc: Barranco de La Valcuerna; Pz: piezómetros; W: agrupación de pozos en el sector oeste del acuífero inferior.

Una vez infiltrada en el terreno, el agua subterránea discurre lentamente hacia las zonas más deprimidas aumentando su salinidad hasta 10.000 mg/l. Este incremento se debe a la disolución de sales dispersas o diseminadas en los materiales de la zona, especialmente halita (cloruro sódico). Cerca ya de las depresiones un nuevo proceso provoca un brusco incremento de la salinidad del agua: la evaporación. Ésta comienza ya dentro del terreno, estando el agua muy cerca de su superficie, llegando a salinidades de 100.000 mg/l. Se observa una clara evolución hidroquímica de las aguas menos salinas con un carácter sulfatado cálcico, hacia unas aguas sulfatado cloruradas cálcico magnésicas conforme discurren lentamente por el terreno, y en las lagunas el proceso de evaporación va imprimiendo un carácter más clorurado sódico. En la Figura 7 se sintetiza esta evolución química.

Tabla 1. Grupos de saladas establecidos en los dos sistemas de la plataforma, norte y sur, con sus características.

Sistema	Grupo	Sector de la plataforma	Composición del sustrato ¹	Elevación media		Nº de saladas	
				Metros	Clase	Total	Con vegetación ²
Norte	SIG1	Este	Lu-Ca	327.0	Muy baja	11	6
	SIG2	Sur	Lu	333.4	Baja	7	5
	SIG3	Oeste	Lu-Ye	339.4	Baja-intermedia	5	1
Sur	S2G1	Centro	Ye	333.1	Baja	16	14
	S2G2	Oeste	Ye	330.9	Baja	15	12
	S2G3	Oeste-centro	Ye-(Ca)	343.9	Intermedia	17	15
	S2G4	Suroeste	Ye-(Ca)	345.3	Intermedia	18	9
	S2G5	Este	Ca	350.4	Intermedia-Alta	16	13
	S2G6	Este-centro	Ca-(Ye)	351.3	Intermedia-Alta	26	22
	S2G7	Sureste	Ca-(Ye)	360.2	Alta	18	17

¹: Composición media basada en el mapa litológico de Salvany et al. (1996), Lu: Lutita; Ye: yeso; Ca: caliza. ²: Vegetación natural.

INVENTARIO Y DISTRIBUCIÓN DE LAS SALADAS

El inventario actual comprende alrededor de 150 depresiones con un tamaño entre 1 y 240 hectáreas, siendo la conocida como La Playa la que ocupa mayor extensión. Las saladas se sitúan a una altitud entre 315 m y 367 m sobre

el nivel del mar. La profundidad excavada en las depresiones es observable en las dimensiones del talud que delimita las depresiones, que varía entre 0,3 y 25 metros, con una media inferior a 5 metros de excavación. Este encajamiento de las depresiones ha sido un factor decisivo para su preservación durante la intensificación agrícola llevada a cabo en la zona en las últimas décadas.

Teniendo en cuenta los materiales del sustrato en el que se excavan las depresiones, las saladas se han agrupado en dos sistemas, norte y sur, respectivamente, y en un total de 10 grupos (Tabla 1); estos grupos pueden observarse en la Figura 8. La mayoría de las saladas se concentran en una franja de unos 30 metros de altitud que coincide con el espesor de la unidad yesífera definida por Salvany et al. (1996), de unos 40 m de espesor, y que está limitada por los dos niveles de lutitas rojas que, con bastante continuidad lateral, separan los dos acuíferos de la plataforma (García-Vera, 1996).

Desde el punto de vista de la presencia de agua y vegetación, morfología y geomorfología, se diferencian entre lagunas de tipo playa-lake (o lago-playa), clotas, hoyas, criptohumedales, etc. Las de tipo playa-lake son resultado de un proceso más avanzado de karstificación y deflación y funcionan descargando el agua subterránea.

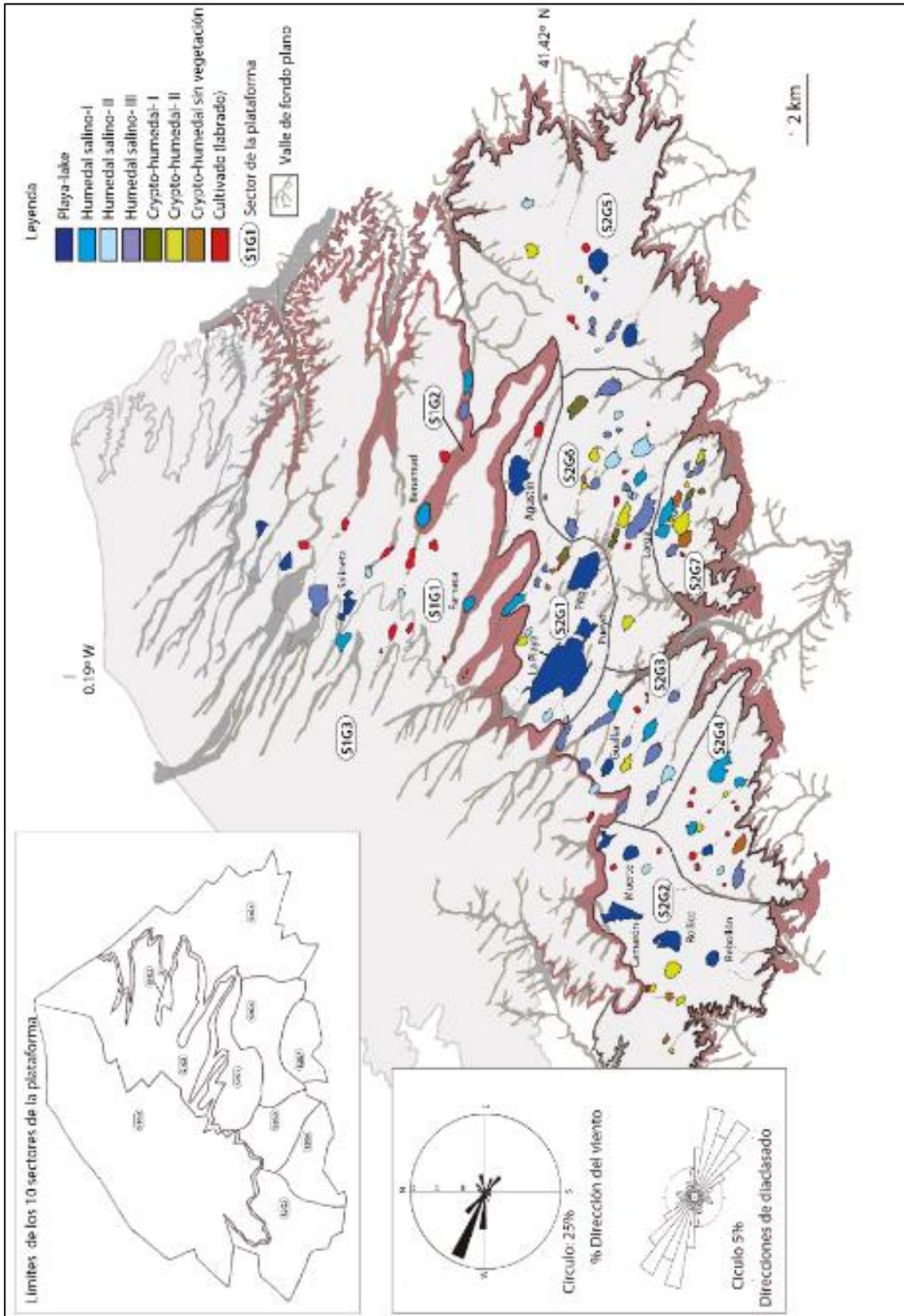


Figura 8. Mapa de distribución de las saladas de Bujaraloz-Sástago con los tipos establecidos en Castañeda et al. (2013).

Aunque no se descarta la existencia de procesos de recarga. Las más grandes y alargadas se sitúan en el sector central de la plataforma, donde predominan los estratos de yeso, y son las que más han excavado la plataforma. Alrededor del 40% de las saladas presenta forma circular y otro tanto tiene forma típica de dolina modificada por deflación.

Las saladas aparecen alineadas en valles muy suaves. Son valles de fondo plano (vales) típicos de terrenos ricos en materiales yesosos. Las saladas se disponen formando cadenas, o se yuxtaponen formando lo que se conoce como uvalas, mientras otras aparecen aisladas. Los vales se disponen en dirección NO-SE, reflejando la influencia de la dirección predominante de diaclasas en la zona. También, como se observa en el mapa de la Figura 7, esta dirección coincide con la del viento dominante y el eje de elongación de gran parte de las saladas.

RÉGIMEN HÍDRICO

El complejo de las “Saladas de Sástago-Bujaraloz” es un conjunto de humedales salinos con inundación intermitente, dependiente de las lluvias, y con agua hipersalina por la contribución lenta y continua de aguas subterráneas que tienen una elevada salinidad de origen natural.

La presencia de lámina de agua en las saladas, y su persistencia en el fondo impermeable, depende en gran parte de las lluvias, especialmente de las lluvias acumuladas en los 180 días precedentes (Castañeda y Herrero, 2005). El agua puede permanecer en los fondos durante periodos de déficit hídrico y se produce evaporación en los fondos haya o no lámina de agua libre, evidenciando su relación con el agua subterránea. No hay una relación clara ente la frecuencia de inundación de las saladas y su tamaño o su elevación en el terreno. Ello, junto a su distribución a lo largo

de vales sugiere que la frecuencia de inundación está más relacionada con su localización a lo largo de flujos preferentes.

Las saladas de tipo playa-lake (lago-playa) son las de mayor frecuencia de agua y, por ello, una parte de su fondo está desnudo de vegetación, como ocurre en La Playa.

Las plantas halófilas colonizan los fondos en la medida en que la lámina de agua disminuye y se organizan en orlas según su tolerancia a la salinidad y a la inundación.

Actualmente se conservan 13 saladas de tipo playa-lake (Figura 8). Se puede considerar que las saladas de tipo playa-lake muestran un comportamiento bastante similar en cuanto a la duración de los ciclos de presencia de agua, aunque pueden observarse algunas diferencias.

Entre 1987 y 1990, Salineta, La Playa y Guallar fueron las saladas que mantenían lámina de agua durante más de 6 meses al año, desde el otoño hasta marzo. Los seguimientos semanales entre 1993 y 1997 mostraron que sólo Salineta, al norte, mantenía agua más de 6 meses al año, siendo también muy húmedas Guallar, La Playa y Camarón. La máxima profundidad de agua registrada ha sido 51 cm en La Playa, en diciembre de 1994.

Posteriormente al seguimiento pionero de lámina de agua en campo, se han desarrollado métodos para su seguimiento mediante el tratamiento de imágenes de satélite.

Actualmente se dispone de mayor frecuencia de imágenes capturadas con sensores de mayor detalle pertenecientes a la constelación Sentinel (Figura 9), aunque se siguen tomando datos de campo sobre la presencia de agua y las características espectrales de la lámina de agua para contrastar la información del satélite.

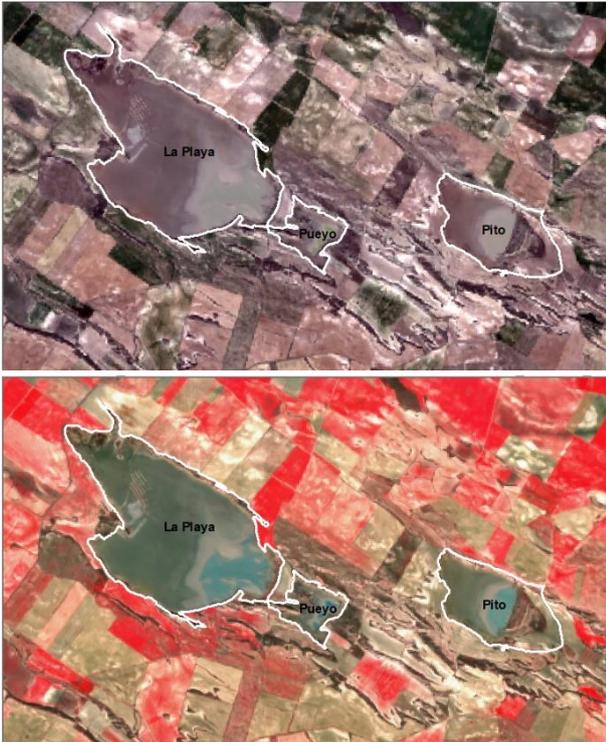


Figura 9. Saladas de La Playa, Pueyo y Pito vistas por el satélite Sentinel-2 el 11-03-2023. Izquierda, en color verdadero (RGB 432) y a la derecha en falso color (RBG 843). En la composición de falso color se observa en azul, a sotavento, la lámina de agua con escasa extensión y profundidad (unos 15 cm en La Playa).

ORIGEN Y FORMACIÓN DE LAS SALADAS

Se ha podido establecer un modelo genético y evolutivo para cuencas lacustres salinas en áreas continentales, basado en las siguientes condiciones básicas que se dan en el área:

- La precipitación media anual (aprox. 350 mm) es claramente inferior al nivel de evaporación (aprox. 1.400 mm).
- No hay corrientes superficiales de agua que lleguen a la cuenca de la laguna, o si las hay, su contribución es claramente inferior al nivel de evaporación.
- Los lagos salinos se desarrollan sobre medios geológicos globalmente de baja permeabilidad, con una amplia extensión superficial y gran profundidad (cuencas sedimentarias). La baja permeabilidad de los materiales hace que el nivel freático sea una réplica atenuada de la

superficie del suelo, con la que a veces coincide en las zonas más deprimidas.

Como resultado de la baja permeabilidad de los materiales, la intersección de la capa freática no da lugar a manantiales, sino a descargas difusas, que, cuando están muy extendidas, evitan la infiltración del agua de lluvia, permitiendo que se produzca el encharcamiento.

El modelo de evolución, según Sánchez et al. (1989, 1998), tiene en cuenta cuatro etapas, que son las que aparecen en los diagramas de la Figura 10. Actualmente, existen ejemplos reales de las cuatro situaciones mostradas:

Inicialmente (1), el agua meteórica se infiltra por las zonas más permeables, disolviendo los materiales carbonatados y yesíferos. El agua con las sales disueltas penetra a través de la zona no saturada hasta que alcanza el nivel freático y se incorpora al flujo general de agua subterránea. Este proceso crea depresiones cerradas en forma de embudo (2), que son verdaderas dolinas. La profundización de la depresión continúa hasta que la superficie del terreno alcanza el nivel freático, momento en el que comienza una inundación periódica de la depresión; en otras palabras, se forma la laguna.

El afloramiento de la superficie freática (3) permite la evaporación directa del agua subterránea, lo que crea un gradiente en el nivel freático hacia la laguna salada (una situación que es similar al cono de bombeo que se produce en la extracción de agua subterránea en una captación de bombeo).

Este “bombeo por evaporación” produce el rebajamiento del nivel freático y provoca que el agua subterránea fluya hacia la laguna; se generan flujos ascendentes de agua subterránea que impiden la infiltración de agua de las precipitaciones, la situación se conoce como “drenaje impedido”. En la laguna ya no

pueden evacuarse las sales, y los flujos ascendentes de agua subterránea aportan más sales a la laguna. Posteriormente (4), la evaporación completa del agua de la laguna da lugar a la acumulación de sales y restos orgánicos, esta sedimentación da lugar a superficies extremadamente planas que son típicas de los lagos salados.

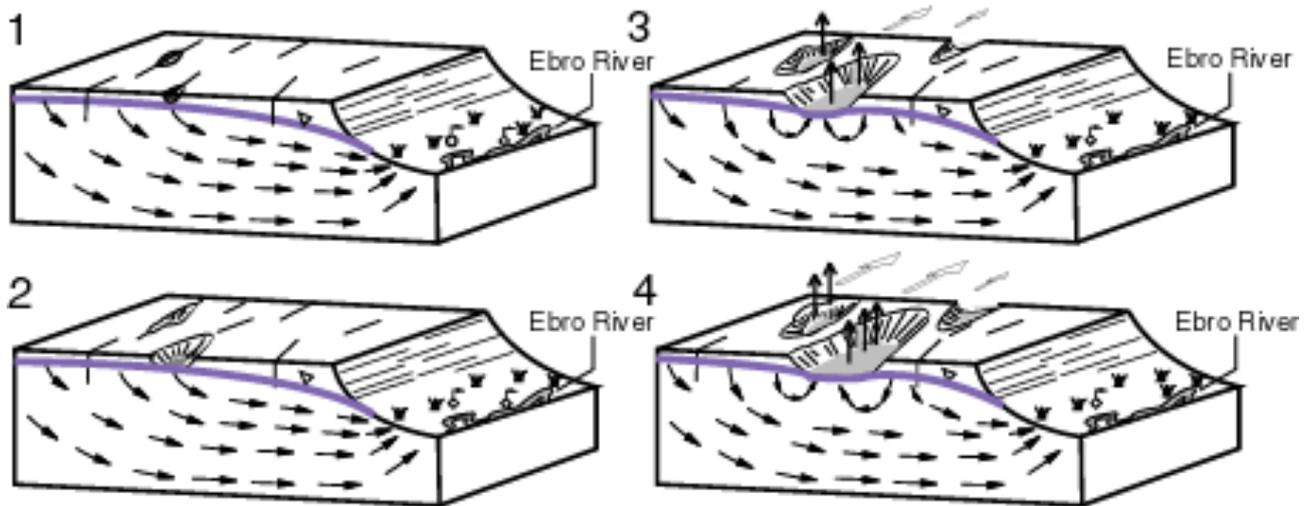


Figura 10. Modelo evolutivo de las depresiones salinas formadas sobre materiales solubles (yesos y calizas), según Sánchez et al. (1989). La explicación de las etapas 1 a 4 se tiene en el texto.

Alcanzada esta situación, la laguna ya no profundiza y sólo se extiende lateralmente. Los materiales solubles, que en los estados 1 y 2 se evacuaban a través del flujo general de las aguas subterráneas, en los estados 3 y 4 sólo pueden ser evacuados por acción del viento, que arrastra las sales precipitadas en la laguna, observándose verdaderas nubes de sal en el ambiente.

Las cuatro etapas se pueden agrupar en dos fases:

La primera fase corresponde a la formación y evolución de las depresiones cerradas (etapas 1 y 2). La segunda fase (etapas 3 y 4) corresponde a la formación y evolución de las lagunas saladas. Estas dos fases se caracterizan por tener componentes muy diferentes, tanto en su balance hídrico como en su balance de materiales (Sánchez et al., 1998, ver Figura 11).

Balance hídrico. Así, para el balance hídrico en la primera fase (depresión cerrada), la entrada principal proviene de la lluvia (P), mientras que la salida proviene de la evaporación (E), evapotranspiración (ET) y especialmente de la infiltración.

El balance de agua para la segunda fase (lago salino) tiene como entradas tanto la precipitación (P) como la descarga de aguas subterráneas (G), mientras que la única salida se produce por evaporación (E); El lago salino se inunda durante largos períodos de tiempo y el suelo está permanentemente saturado.

Balance de materiales. En la primera fase (depresión cerrada), no hay una entrada significativa de materiales, mientras que la salida es a través de materiales disueltos en el agua que se infiltra (si los materiales son solubles) o si el material insoluble es arrastrado por el viento. Para el equilibrio de materiales en la segunda fase (lago salino), hay una entrada importante de materiales debido a la contribución de agua subterránea cargada de sales (G), mientras que la única salida de materiales es producida por el viento (W), que se lleva las sales.

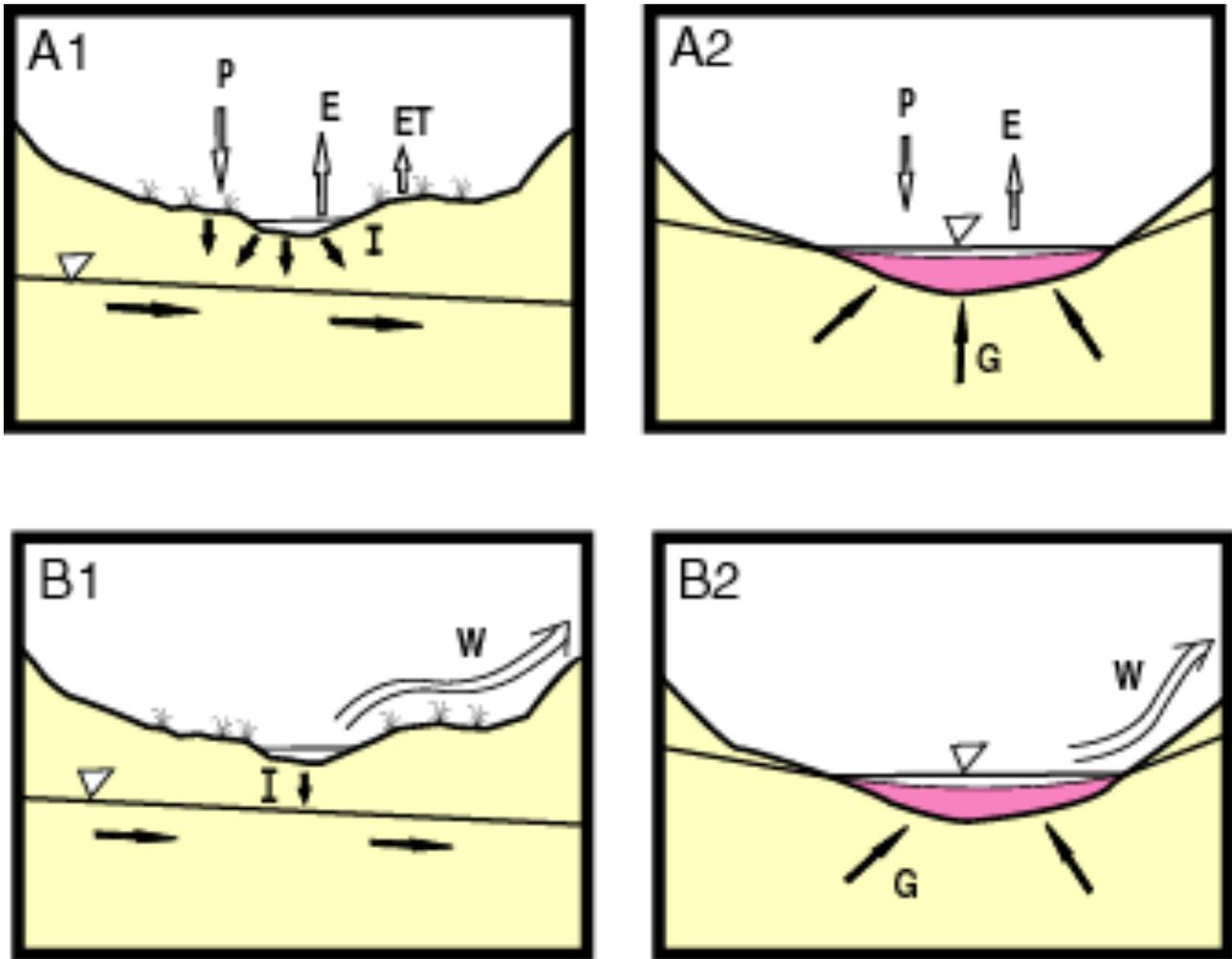


Figura 11. Balance hídrico y balance de materiales las depresiones y lagunas saladas, según Sánchez et al. (1998). A1.-Balance hídrico en depresiones cerradas. A2.-Balance hídrico en lagunas saladas. B1.-Balance de materia en depresiones cerradas. B2.-Balance de materia en lagunas saladas. P: precipitaciones. E: evaporación. ET: evapotranspiración. I: infiltración de agua y sales disueltas. G: flujo de aguas subterráneas y sales disueltas. W: material evacuado por el viento.

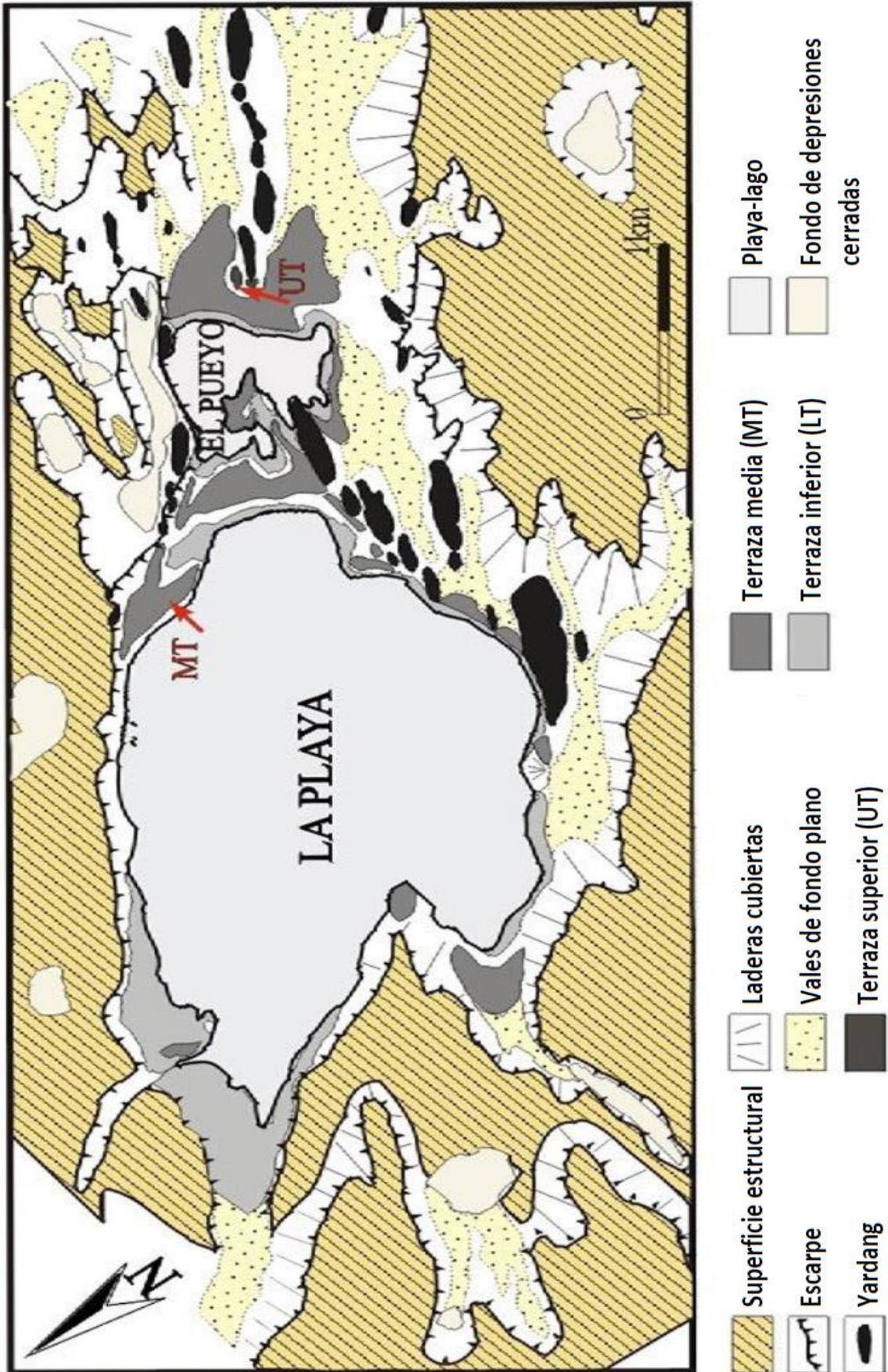


Figura 12. Mapa geomorfológico del entorno de la salada de La Playa (Gutiérrez et al., 2013).

Los recientes trabajos de Gutierrez et al. (2013) acerca de la geomorfología de las depresiones (Figura 12) han mostrado el sucesivo ahondamiento de las depresiones cerradas hasta el afloramiento del nivel freático, puesto de manifiesto con la formación de tres niveles de terrazas. También señalan la importancia de la acción eólica en estas lagunas y en el entorno rocoso, identificando y cartografiando formas como los “yardangs” (Figura 13) que son estructuras de casco invertido, típicas de desiertos y ambientes áridos, que aparecen moldeadas y alineadas según la dirección de los vientos dominantes.



Figura 13. Morfología de yardang en el entorno de la salada de La Playa.

UN BREVE APUNTE SOBRE LA VEGETACIÓN

El entorno natural de las Saladas de Sástago-Bujaraloz, como gran parte del valle medio del Ebro, forma parte de la estepa ibérica, definida por Suarez et al. (1992) como paisaje de relieves llanos u ondulados de clima mediterráneo y de tendencia semiárida, que se caracterizan por el predominio de especies leñosas bajas sobre suelos pobres y en muchas ocasiones salinos. Por las características singulares de los suelos, también se incluyen en esta estepa ibérica el entorno de otras lagunas salobres temporales como las de Gallocanta (Zaragoza, Teruel), Chiprana (Zaragoza), Saladas de Alcañiz-Calanda

(Teruel) y, aunque muy transformada, Sariñena (Huesca). La flora de la zona es eminentemente mediterránea, pero incluye especies cuya distribución característica es extramediterránea, bien del ámbito medioeuropeo (arbolados) o bien del norte de África o incluso del desierto del Sahara (ej. *Arthrocnemum macrostachyum*, *Tamarix boveana*).

La diversidad florística de la zona se forjó a raíz de eventos geológicos y climáticos de gran envergadura. Uno de ellos fue la crisis de aridez que llevó a la desecación del Mar Mediterráneo (¡unos 5-6 millones de años...!) y el segundo fue el engrosamiento de los casquetes polares que llevó a un clima con marcadas diferencias estacionales (hace unos 2,8 millones de años). La sucesión de períodos glaciares e interglaciares produjo una vegetación alternante entre arbórea y de estepa, con aumento de coníferas en detrimento de las estepas al inicio del Holoceno (10.000 años) y con la modificación del paisaje posterior por la actividad agrícola.

Gran parte de las comunidades vegetales de la zona son plantas diagnósticas de humedales salinos. Un 77% de las saladas presentan vegetación natural, en su fondo y/o en sus laderas, a la vez que un 35% de saladas están degradadas por labores agrícolas en parte de su fondo (en 2011). Los halófitos, anuales y perennes, están presentes en un 91% de las saladas y se asocian frecuentemente con comunidades halonitrófilas. La planta perenne que más tolera la salinidad del suelo es *A. macrostachyum* o arroquino (Figura 14). Son las menos tolerantes a la inundación, aunque sí toleran la humedad del suelo incluso en verano.



Figura 14. El fondo inundable de las saladas está orlado por vegetación de arroquinos (*A. macrostachyum*), en este ejemplo la salada de La Playa.

SALES Y SALINAS

El aspecto de los fondos de las saladas es muy variable y constituye uno de los mayores atractivos para el visitante (Figuras 15 y 16).

Las aguas de las saladas pueden alcanzar una concentración de 400 g/l. La salinidad edáfica de los fondos varía con la profundidad y la época del año; su conductividad eléctrica en extracto de saturación supera los 40 dS/m. Esta elevada salinidad edáfica puede darse fuera de los actuales bordes de las saladas, en campos de cultivo colindantes, prueba de la mayor extensión del saladar, previa a la invasión agrícola.

La precipitación de sales se produce a partir del agua (salmuera) o bien en el sedimento, de forma intersticial. Conforme el agua se evapora, diferentes minerales precipitan siguiendo un orden marcado por la capacidad del agua de atraer los iones disueltos en la salmuera (Figura 17).

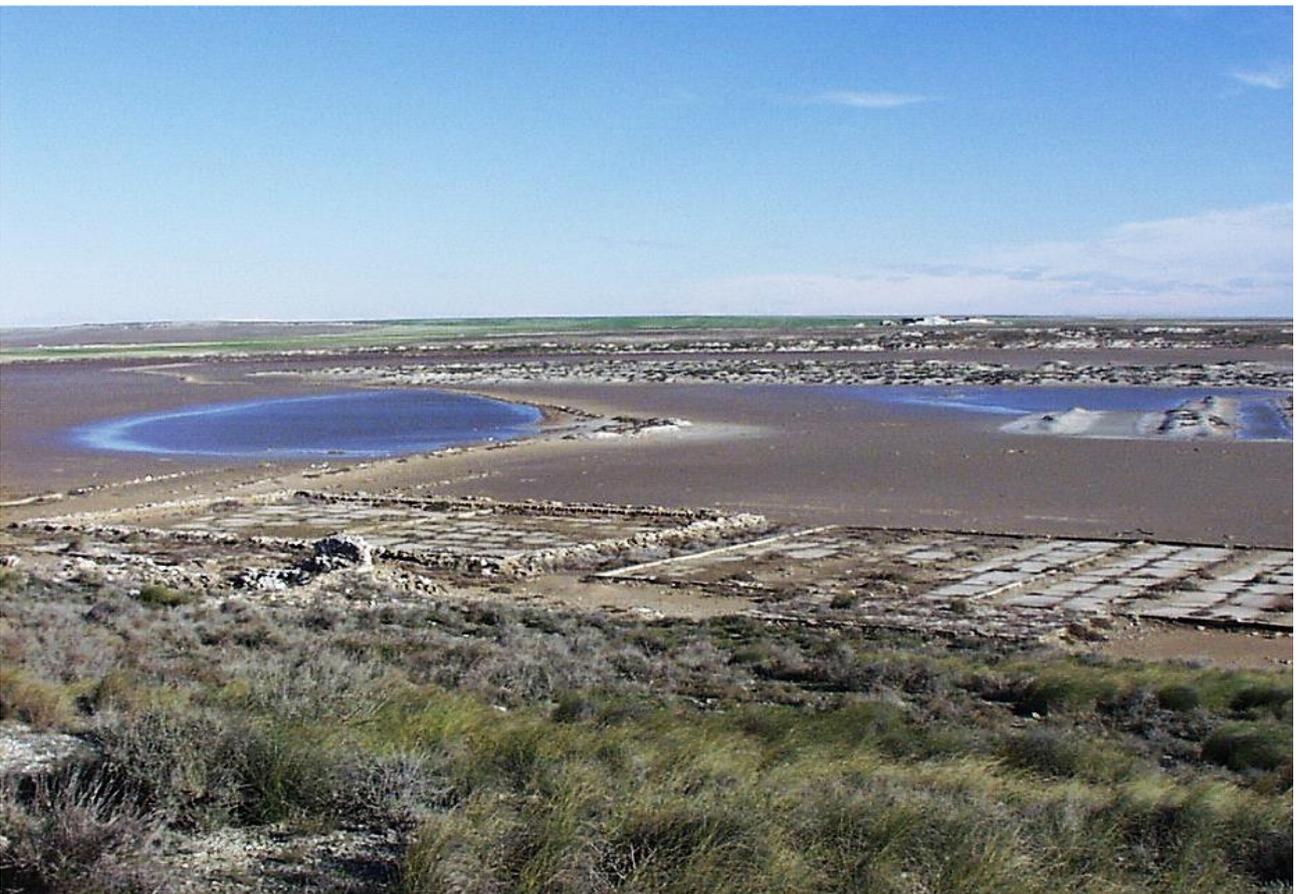


Figura 15. Restos de la antigua explotación de sal en la salada de La Playa.

Pueden formarse cristales de tamaño centimétrico o masas de aspecto pulverulento fácilmente transportables por el viento. La lluvia o la humedad de la noche, favorece la redisolución de las eflorescencias salinas reciclándose de nuevo en el sistema. En condiciones favorables, se llega a formar una costra blanca de sales de grosor centimétrico, que se mezcla con los tapices de algas y que protege el fondo de la salada de la fuerte evaporación estival, permitiendo el desarrollo de ambientes extremos exclusivos de una actividad biológica en ausencia de oxígeno. El estado de reducción del suelo se evidencia por la presencia de una capa negra bajo la costra de sal, y la producción de gases se refleja por el olor y el desarrollo de estructuras en forma de cúpula en la superficie del suelo (Figura 18).

Las sales son ricas en cloruros y sulfatos, y en sodio y magnesio. La secuencia de minerales salinos que cristalizan en las lagunas está constituida por calcita, yeso, halita, thenardita y bloedita, mientras que otros minerales tales como la mirabilita, glauberita y polihalita están restringidos a la formación de eflorescencias por ascenso capilar (López et al., 1999). En primavera y verano se forma la halita en la zona central de la salada, formando cristales cúbicos, tolvas o costras. En invierno precipitan principalmente cristales de mirabilita, un sulfato sódico hidratado que se deshidrata por encima de los 32 °C pasando a thenardita, de aspecto pulverulento, que es fácilmente dispersada por el viento. Hacia los bordes de la salada, orlando la halita, crecen los cristales de yeso lenticular.



Figura 16. Sal cubriendo el fondo y parte inferior del talud en La Salineta.

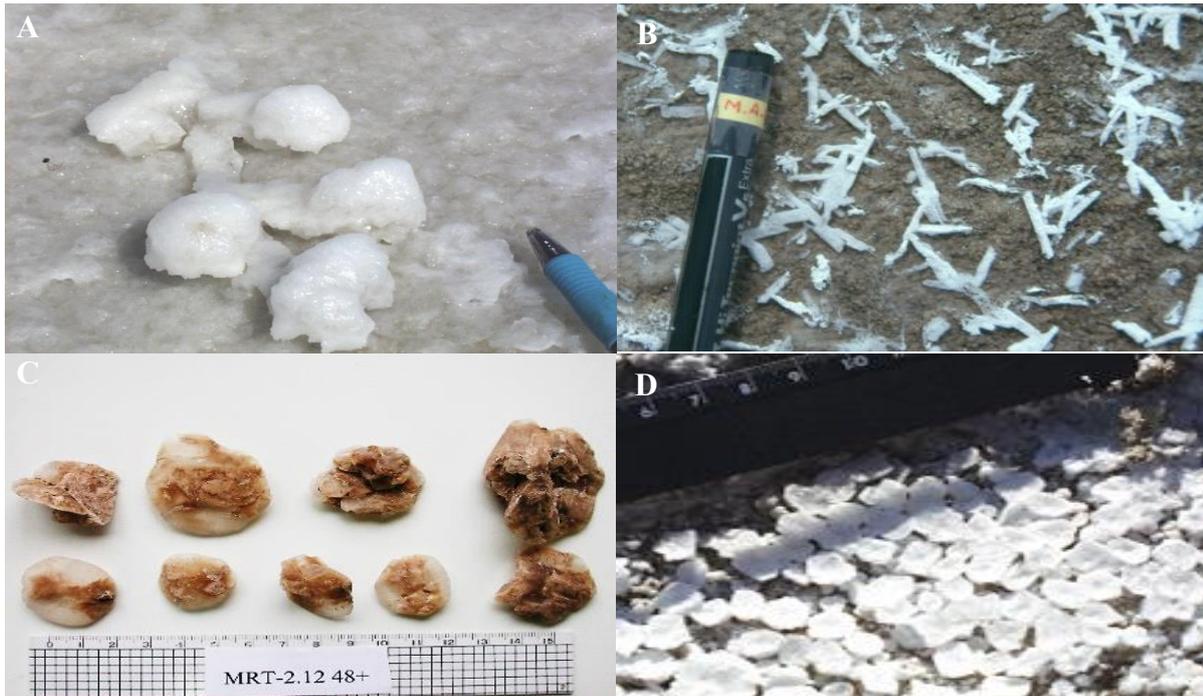


Figura 17. Algunos tipos de depósitos salinos. A: nódulos con halita en redisolución en la laguna de La Playa. B: cristales de mirabilita (sulfato sódico) en La Playa; C: incipientes rosas del desierto en el sedimento de la salada Muerte; D: costra salina en la Salineta.



Figura 18. Formas en cúspide en La Playa, debido a producción de gases bajo la costra salina.

Junto a las sales se acumulan arcillas arrastradas por la escorrentía superficial durante las tormentas.

En el suelo o sedimento, a veces emergido y otras sumergido, se concentran gran cantidad de cristales de yeso de tamaño microscópico que confieren al material aspecto y tacto arenoso, llegando a formar, con tiempo suficiente y condiciones adecuadas, rosas del desierto de diferente tamaño.

CONTEXTO GEOPOLÍTICO E IMPORTANCIA ECONÓMICA DE LOS SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS SALINOS

Los sistemas hidrogeológicos salinos (lagos o lagunas salinas, saladares, salares, etc.), además de albergar ecosistemas únicos en el mundo, contienen minerales que son de un alto interés para el desarrollo de la economía local e incluso, en algunos casos, para la economía mundial, aunque lo desconozcamos.

Algunas saladas de Los Monegros han sido explotadas como salinas desde tiempos inmemoriales, no bien documentados, siendo éste el caso de La Playa y, en menor grado, Salineta. La extracción de sal se realizaba de forma artesanal. Probablemente esta sal, de limitada calidad, sería utilizada sobre todo en salazones, debido a que la presencia de sales de magnesio y sodio la hace un poco amarga al gusto. A pesar de ello, su importancia radicaba en formar parte del Estanco de la Sal desde 1703, bajo el monopolio exclusivo de Remolinos y siendo en aquella época la única explotación de interior en España (Calvo, 2022).

La industrialización de este proceso se produjo entre los siglos XVII y XVIII. El agua salada se extraía desde un pozo y luego se canalizaba hacia las eras de evaporación, donde por evaporación precipitaban las sales que finalmente eran recolectadas. Más adelante, la sal extraída de estas lagunas se

empezó a mezclar con sal gema proveniente de Remolinos, con el fin de amortiguar el sabor amargo de la sal local y enriquecer el sabor monótono del cloruro sódico de Remolinos. Afortunadamente, algunos restos de las instalaciones, como restos de edificios, eras de evaporación y depósitos de agua, aún pueden observarse (Figuras 15, 16 y 19).

Dependiendo de las rocas y materiales geológicos sobre los que se asientan los sistemas hidrogeológicos salinos, las sales que se concentran en sus salmueras pueden llegar a ser claves desde un punto de vista geopolítico. Por ejemplo, los salares andinos constituyen la principal reserva mundial de litio, el cual es imprescindible, por ejemplo, para la fabricación de baterías de teléfonos móviles y coches eléctricos, o para el desarrollo de fármacos para el cáncer y la depresión.

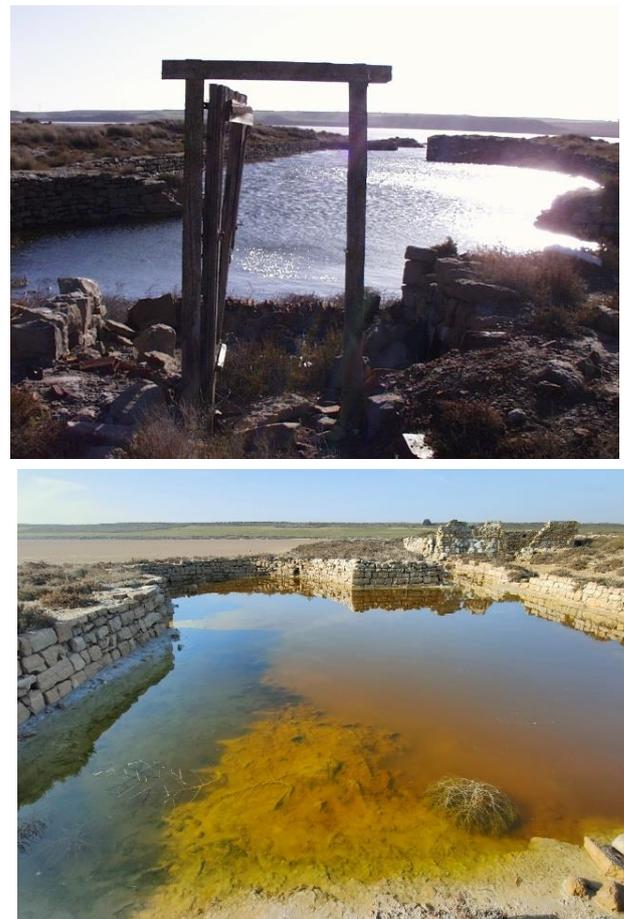


Figura 19. Depósitos de agua y restos de las antiguas instalaciones destinadas a la explotación de la sal.

En concreto, el Salar de Atacama (Chile), que se ubica la zona más árida del mundo (Desierto de Atacama), alberga las salmueras con mayor concentración de litio (más de 5.000 mg/l). La sal del Salar de Atacama, a diferencia de la sal de las salinas de Monegros, proviene de la disolución de los minerales del suelo volcánico de la Cordillera de Los Andes por el agua de lluvia que recarga los acuíferos. Además, la evaporación y el flujo convectivo asociado al gradiente geotérmico anómalo y a la presencia de fallas condicionan la química final de sus salmueras (Marazuela et al., 2020). Debido a la aridez extrema (menor a 20 mm/año de lluvia), la lámina de agua se localiza siempre unos pocos decímetros/metros por debajo del suelo o costra salina, excepto en la zona marginal oriental donde el agua subterránea asciende hasta la superficie alimentando las lagunas de la Reserva Nacional de los Flamencos (espacio RAMSAR). La extracción del litio se realiza mediante bombeo de las salmueras subterráneas y su posterior evaporación en conjuntos de balsas que alcanzan las dimensiones de la ciudad de Zaragoza, en un proceso análogo al de la antigua extracción de sal en Los Monegros, pero a una escala mucho mayor. Muchos otros salares también son ricos en otros elementos químicos de interés, como boro, magnesio, potasio y sodio.

PARADA 2. POZO AGUSTÍN

Unos 7 km al sur de Bujaraloz, pocos metros a la izquierda de la carretera comarcal A-230 en dirección hacia Caspe, se localiza uno de tantos antiguos pozos que se reparten por el paisaje de Monegros y que antaño tuvieron relativa importancia por ser puntos para extracción del escaso recurso de agua existente en estos áridos parajes.

La necesidad de poder abastecer de agua al ganado en este duro entorno requería captar agua del subsuelo pese a que su calidad distaba de ser la idónea. Pozos excavados a mano, la mayoría de no más de 10 m de profundidad y diámetros grandes, de más de 1 m, eran más que suficientes para captar aguas de dudosa calidad con las que aliviar la sed de los rebaños. Aunque hay agua subterránea a escasa profundidad no puede explotarse excepto para el abastecimiento del ganado, pues la baja permeabilidad del terreno hace que el llenado de los pozos, una vez vaciados, sea muy lento. La elevada salinidad del agua subterránea hace imposible su uso para abastecimiento humano como agua de boca; tampoco sirve para el regadío de la zona cultivable, requiriendo para ello la traída de aguas desde otras partes, como recientemente se ha conseguido con las aguas del Pirineo a través del Canal de Monegros.

Existen inventariados en torno a 43 pozos excavados a mano y algunos de ellos son muy antiguos (Figura 20). Para estudiar la hidrogeología de la zona, el Ministerio de Agricultura construyó 45 sondeos de investigación o piezómetros de pequeño diámetro en 1986, 1989 y 1996. Con ello se pretendía avanzar en el conocimiento de la zona ante su puesta en regadío.



Figura 20. Pozo excavado tradicional de Monegros.

Pese a la degradación de su estado de conservación, se ha escogido para esta breve parada el Pozo Agustín (Figura 21), por la facilidad de acceso y por servir para los objetivos de esta parada, que no es otro que la observación y medición de características del agua subterránea.

Como podremos comprobar con la medición de algunos parámetros fisicoquímicos del agua subterránea, el acuífero somero se caracteriza por tener aguas con conductividad eléctrica en torno a 8 mS/cm, lo que las convierte en aguas de características salobres y duras, con más de 10 gramos por litro de sales disueltas, por lo general saturadas en sulfatos y con contenido de cloruros, calcio y sodio. El contenido de nitrato en el agua es elevado, superior a 50 mg/l, que pone en evidencia el entorno altamente vulnerable a la contaminación por nitratos de origen agrario de este acuífero. Ambos motivos condicionan la no explotación y uso de las aguas subterráneas en la actualidad.

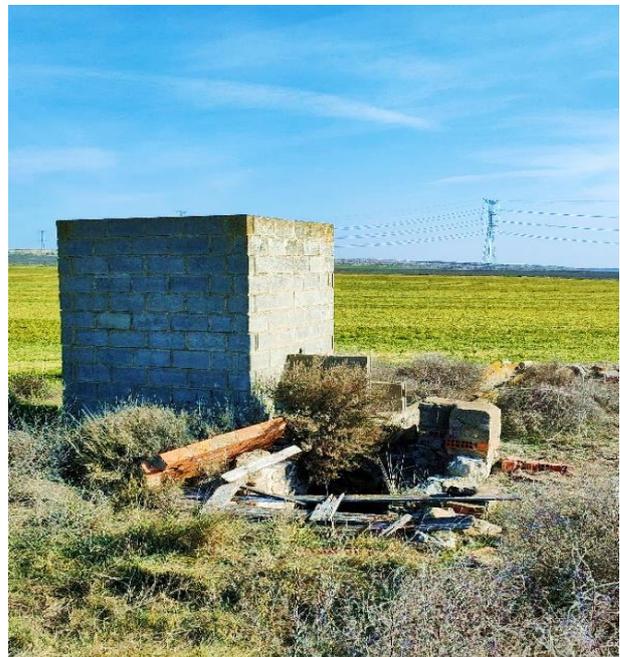


Figura 21. Pozo Agustín, en el pasado (Foto IPA-CHE: 301610026) y en la actualidad.

PARADA 3. ERMITA DE VIRGEN DE LAS NIEVES

Antes de abandonar Bujaraloz se realiza una breve parada en esta ermita, situada a las afueras de la población. Su interés radica en la observación de los fenómenos de ascenso capilar y los efectos que produce en las edificaciones.

Entra la zona vadosa intermedia y la zona saturada del subsuelo se desarrolla la denominada “franja capilar”, que retiene una cantidad relevante de agua, prácticamente hasta saturación, en una altura determinada que es función del tamaño de los poros del terreno. En el caso de un terreno de grano muy fino, una arcilla, por ejemplo, la franja capilar puede ascender hasta 2-2,5 metros por encima de la superficie freática.



En granulometrías medias, como los limos (partículas con diámetro entre 2 y 64 micras) la franja capilar asciende unos pocos decímetros. En las arenas (desde 64 micras hasta 2 mm de diámetro) apenas sube unos pocos centímetros.

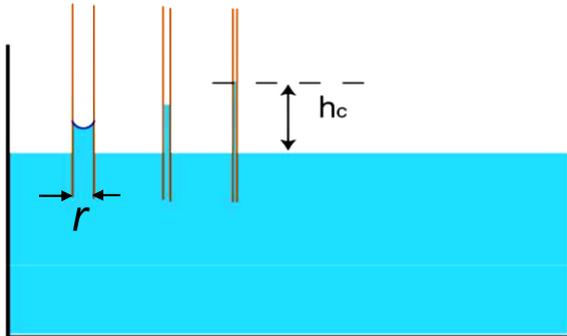


Figura 22. Variación de h_c (altura capilar) con el valor de r (espaciado entre partículas).

A partir de la Figura 22, se deduce que la altura se debe a la tensión superficial del agua (ρ), que es una fuerza por unidad de longitud. Considerando que el ángulo de contacto del líquido con la pared es próximo a 0 ($\text{Cos } 0=1$), lo que corresponde con un menisco semiesférico, esa altura h_c , denominada altura capilar, puede calcularse del siguiente modo:

$$2 \times \pi \times r \times \sigma = \pi \times r^2 \times h_c \times \rho \times g$$

$$h_c = \frac{2 \times \sigma}{r \times \rho \times g}$$

Si se asume que el valor de la tensión superficial del agua pura a temperatura ambiente es de 0,075 g/cm (uno de los más elevados de los fluidos de la naturaleza), y que la densidad del agua sin sales disueltas es 1 g/cm³, se obtiene como valor de elevación capilar 0,15 / ($r \times \rho \times g$), que puede simplificarse en:

$$h_c = 15 / r \text{ (con los valores medidos en mm)}$$

Resulta evidente que a menor tamaño de grano los huecos existentes entre partículas también tienen menor tamaño, por lo que el valor de r se hace más pequeño y, por consiguiente, la altura capilar que se tiene es mayor. Sin embargo, las aguas que contienen gran cantidad de sales disueltas, como las que pueden circular por el subsuelo de esta zona de Monegros, adquieren una densidad ligeramente superior a 1 g/cm³. Puesto que este factor contribuye con el denominador en la fórmula anterior, el resultado que se consigue es una altura capilar inferior a la altura capilar de aguas no salinas.

La franja capilar acompaña a las oscilaciones de la superficie freática, siempre con una gran inercia. En el caso de terrenos de granulometría muy fina, la franja capilar tarda semanas o incluso meses en alcanzar su equilibrio. Resaltar que el ascenso-descenso capilar es un fenómeno físico afectado por histéresis (fenómeno por el que el estado de un material depende de su historia previa y que se manifiesta por el retraso del efecto sobre la causa que lo produce). En concreto, la altura capilar no es la misma en periodo de humectación que en periodo de secado.

La evaporación del agua capilar produce la precipitación de las sales que conllevan disueltas, las cuales en su cristalización afectan a la fábrica de los materiales provocando su disgregación, como puede verse en las fotos adjuntas (Figuras 23 y 24).



Figura 23. Ascenso de agua por capilaridad y efectos que produce en la base y muros de las edificaciones.



Figura 24. Aspecto actual tras las obras de rehabilitación, donde se observa la continuidad del efecto producido por la salinidad del agua capilar.

PARADA 4. BARRANCO DE LA VALCUERNA

Dejamos Bujaraloz y nos dirigimos por la carretera N-II en dirección hacia Barcelona hasta la localidad de Peñalba (Huesca) donde haremos la siguiente parada. Por esta población cruza de norte a sur el barranco de fondo plano de La Valcuerna (Figura 25), el más extenso e importante de los barrancos que inciden en el relieve de Monegros (ver Figura 1). Ocupa una extensión de unos 322 km² y por su fondo discurre el cauce de mismo nombre, que cuenta con unos 37 km de longitud hasta su confluencia con el río Ebro.

La presencia de manantiales y rezumes difusos en las vertientes y en el fondo del mismo valle propician la generación de una corriente de agua exigua al comienzo que se convierte en permanente a la altura de Peñalba. No obstante, la transformación en regadío de esta parte de Monegros, llevada a cabo fundamentalmente desde la década de los 90 del siglo XX, ha supuesto la traída a esta región de importantes volúmenes de agua procedentes del Pirineo. desde la boca sur del Túnel de Alcubierre, infraestructura ligada al Canal de Monegros. El volumen desaguado excedentario que circula directamente por el barranco o los retornos de agua procedentes del riego en las áreas cultivadas de ambas vertientes de La Valcuerna, se incorporan al cauce como componentes de escorrentía superficial y subterránea, por lo que acaban alterando el caudal y régimen natural del barranco. La transformación en regadío, en definitiva, ha supuesto la multiplicación entre 3 y 15 veces la aportación en régimen natural de La Valcuerna (Berga, 1993).

Cuantificar el caudal que circula en cada momento y evaluar el volumen de recursos hídricos disponibles de una cuenca constituye una tarea fundamental para llevar a cabo una adecuada planificación hidrológica y gestión medioambiental en toda la cuenca, de utilidad para la asignación de los caudales ecológicos, la prevención de sequías o la programación ante situaciones de avenidas.



Figura 25. Arroyo de La Valcuerna, a su paso por la localidad de Peñalba.

La medida o aforo del caudal de un río puede llevarse a cabo por diferentes procedimientos, mediante aforos directos o con técnicas de aforo en continuo, con los que se consiguen resultados más o menos precisos en función de la metodología utilizada.

Los métodos directos de aforo tienen por objetivo establecer el caudal Q circulante en un instante determinado de tiempo. Con una consecución de medidas periódicas de este tipo se construye un hidrograma o curva de caudal en función del tiempo: $Q f(t)$. Las técnicas más utilizadas consisten, entre otras,

en la medida de la velocidad con flotadores o con molinetes sumergidos, los aforos químicos, que miden la dilución con el tiempo de una concentración conocida de un trazador salino añadido a la corriente de agua. Otras técnicas se basan en propiedades físicas y utilizan sensores de tipo electromagnético, sísmico o de ultrasonidos.

Por otro lado, los métodos de aforo en continuo tienen por objeto establecer la relación de la altura de la lámina de agua en función del tiempo. Una consecución de medidas de este tipo en diferentes momentos permite obtener un limnigrama o curva de alturas en función del tiempo: $H f(t)$. Los dispositivos comúnmente utilizados consisten, en este caso, en regletas y escalas graduadas introducidas en el cauce con las que se mide puntualmente la altura o calado de la lámina de agua. También se puede medir y registrar la oscilación del calado durante un intervalo de tiempo mediante limnímetros y limnigrafos, que son aparatos que disponen de boyas o sensores que transforman los cambios del nivel en variaciones de presión. En situaciones con escaso caudal se tiene dispositivos de tipo vertedero, que son estructuras que se colocan perpendiculares al flujo y que adoptan diferentes morfologías (triangulares, rectangulares, de tipo Parshall), con ello se provoca el rebose del agua facilitando la lectura del calado de agua a su paso por un canal.

El objetivo que se pretende con la combinación de métodos de aforo directo y aforo en continuo es establecer la relación entre el caudal circulante y la altura de la lámina de agua: $Q f(H)$, para dibujar la que se denomina "curva de gastos". Para que los aforos en un mismo punto sean comparables, han de poder realizarse preferentemente en lugares adecuados y preparados del cauce, donde las características de la sección permanezcan invariables en el tiempo, para medir la altura de la lámina del agua y realizar

aforos directos en idénticas condiciones del cauce. Los puntos de la Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA) de la CHE facilitan este cometido y proporcionan datos de nivel y caudal de los principales cursos de agua.



Figura 26. Estación de aforos EA 9231 Barranco Valcuerna en Candasnos, perteneciente a la red ROEA de la CHE

El caudal que circula por La Valcuerna es controlado en la actualidad en la estación de aforos EA 9231: Barranco Valcuerna en Candasnos (Figura 26) que se encuentra unos 7 km aguas abajo de Peñalba. Dispone de regleta, limnógrafo y vertedero rectangular, contando con medidas diarias de caudal desde 1985. La aportación anual promedio de los 22 años con datos completos entre 1985 y 2018 es de 15,39 hm³, que supone un caudal anual de 0,488 m³/s. La estación de aforos registra dos periodos de aguas altas, uno entre agosto y octubre, y otro entre abril y mayo. La curva de gastos correspondiente a esta estación de aforos se observa en la Figura 27.

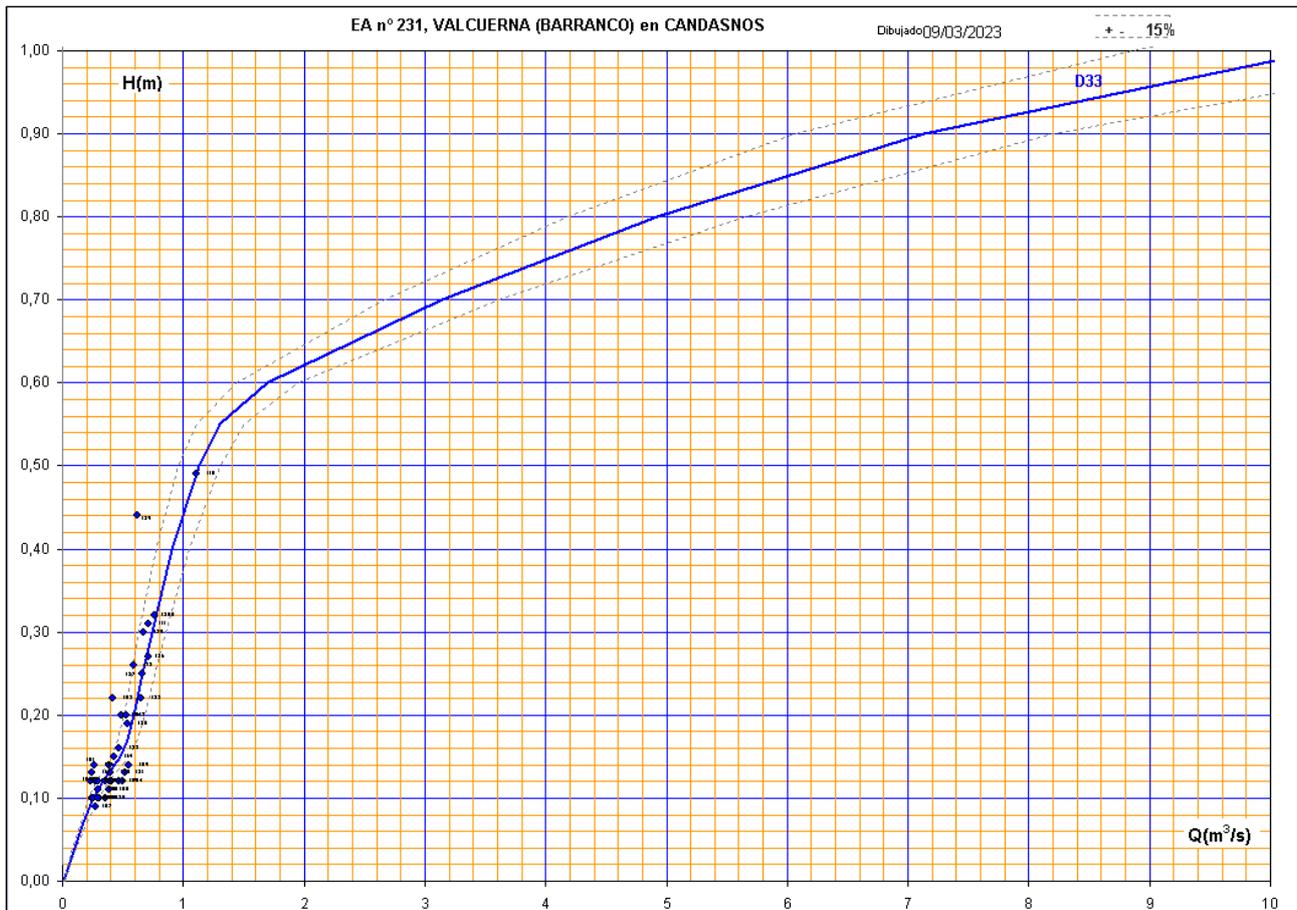


Figura 27. Curva de gastos, o de caudal-calado, correspondiente a la estación de aforos EA 9231 Barranco Valcuerna en Candasnos (fuente: CHE).

En esta parada, además de analizar algunos parámetros básicos indicativos de la calidad del agua (conductividad eléctrica y concentración de nitratos), procederemos a una práctica sencilla de estimación del caudal circulante por el método de flotación. Medido el calado del agua y la sección de paso en el tramo canalizado del barranco se necesitará calcular la velocidad del agua para obtener un dato bastante aproximado del caudal.

ESTIMACIÓN DE LA DESCARGA SUBTERRÁNEA A UN CAUCE SUPERFICIAL

Las interacciones entre las aguas subterráneas y las superficiales son muy complejas y dependen de múltiples factores. La dependencia mutua de ambos cuerpos de agua crea la necesidad de tratarlos como un único sistema (Blanco-Coronas et al., 2021). El grado de intercambio depende de numerosos factores entre los que se incluye la topografía, la geología, las propiedades hidráulicas del subsuelo, las variaciones temporales en la precipitación y patrones de flujos locales de agua subterránea (Cey et al., 1998)

La estimación de la descarga subterránea a los ríos ha sido objeto de numerosos estudios basados fundamentalmente en la separación de las componentes del hidrograma de caudales (Custodio y Llamas, 1983). Otras alternativas a la separación de las componentes del hidrograma son los aforos diferenciales y la realización de balances de masa de constituyentes químicos e isotópicos (Freeze & Cherry, 1979).

Aforos diferenciales

Consiste en la realización de aforos directos en varios puntos del cauce entre los que sabemos que no existe aporte superficial o conocemos dicho aporte superficial. El incremento de caudal obtenido entre ambos puntos será el caudal subterráneo que está descargando el acuífero de forma difusa al

cauce a lo largo del perfil seleccionado. De la misma forma, en el caso de que este caudal disminuya, indicará que es el río el que descarga en el acuífero. Esta información se puede confirmar con la medida de los niveles piezométricos en esa zona, que deberían estar por encima o por debajo de la cota del cauce respectivamente. Los datos piezométricos junto con los datos de aforo, permiten relacionar las diferencias de caudal con los ascensos y descensos del nivel.

Balance de masas en zonas salinas: Aplicación al Arroyo de La Valcuerna

En zonas salinas conectadas a ríos y arroyos, la evolución de la calidad química a lo largo de un cauce en respuesta al aporte subterráneo puede proporcionar información sobre la magnitud de la descarga subterránea. Esto se debe a que la salinidad de las aguas subterráneas en estos casos es mucho mayor que la de las aguas superficiales circulantes.

Esta metodología se integra dentro de los métodos químicos y se basa en la realización de un balance de masas a lo largo de un tramo de un río conectado hidráulicamente a un acuífero en el que se controla la variación espacial de la calidad química del agua. Los métodos basados en el estudio de la composición química de las aguas (La Sala 1967; Pinder & Jones, 1969), determinan el porcentaje de flujo de base del caudal del río, teniendo en cuenta las variaciones de distintos componentes tales como iones mayoritarios (Na^+ , Ca^{2+} ...).

En este caso, las aguas del acuífero son aguas salobres con una conductividad eléctrica media de 8900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (IRYDA, 1989). Las aguas subterráneas próximas al arroyo de La Valcuerna son aguas cloruradas-sulfatadas-sódico-magnésicas con una conductividad eléctrica próxima a 14.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que en el arroyo de La Valcuerna es de unos 4500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La evolución de los parámetros

químicos a lo largo del arroyo muestra un continuo incremento debido al aporte subterráneo de agua salobre. Esto indica la existencia de una descarga subterránea constante a lo largo de todo el tramo del arroyo.

El balance de masas en zonas salinas se aplicó al Arroyo de La Valcuerna (García-Vera et al., 1991), que como se ha comentado, es un arroyo afluente del río Ebro que recibe los aportes salinos del acuífero constituido fundamentalmente por yesos y margas yesíferas. Tiene una longitud de 28 km y se divide en dos tramos. El primer tramo, conocido como Val del Reguero, llega hasta la población de Peñalba y el segundo, comprendido entre Peñalba y el río Ebro. Solo por el segundo tramo fluye agua de forma permanente y es donde se estimó el aporte subterráneo. Utilizando los datos de conductividad eléctrica medidos en 10 puntos a lo largo del cauce del arroyo (entre Peñalba y el embalse de Mequinenza), García-Vera y Cúas (1990) obtuvieron una aportación subterránea de 5,4 l/s/km con una conductividad eléctrica de 14.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

El aumento de caudal y la salinidad a lo largo del cauce debido a la aportación subterránea sucede hasta un punto a unos 12 km aguas abajo de Peñalba, a partir del cual los valores se mantienen prácticamente constantes. Esto es coherente con el hecho de que nivel piezométrico en esa zona se encuentre unos 5 m por debajo del nivel del agua del arroyo. Todo esto parece indicar que a unos 12 km aguas abajo de Peñalba del arroyo deja de estar conectado hidráulicamente con el acuífero. Asimismo, Aragües (1984) constató el aumento del caudal y de la conductividad en el tramo comprendido entre Peñalba y un punto situado a 4 km antes de llegar al embalse de Mequinenza. A partir de este punto la conductividad eléctrica se mantiene prácticamente constante y el caudal disminuye hasta desaparecer.

REFERENCIAS

- Ángela M. Blanco-Coronas I, Manuel López-Chicano, Rogelio Acosta-Rodríguez y María Luisa Calvache. (2021) Estimación de la recarga y descarga de agua subterránea mediante aforos diferenciales en el tramo final del río Guadalfeo (Granada) GEOGACETA, 69.
- Berga Celma, A. (1993). Relaciones Clima-Agua-Suelo-Subsuelo en Monegros II. Tesis doctoral. Universidad de Lérida.
- Calvo, M. (2022). La sal en la provincia de Zaragoza. Diputación provincial de Zaragoza, 92 páginas. ISBN: 978-84-9703-415-9.
- Castañeda, C. & Herrero, J. (2005). The water regime of the Monegros playa-lakes established from ground and satellite data. *Journal of Hydrology* 310: 95-110.
- Cey, E., Rudolph, D.L. y Parkin, G.W. (1998). Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario. *Canada. Journal of Hydrology*, 210, 21-37.
- Custodio, E. y M.R. Llamas (1982): Hidrología Subterránea. Ediciones Omega S.A. Barcelona
- Freeze, A. & J. Cherry (1979): Groundwater. Prentice-hall, Inc., 604 pp.
- García Vera, M.A. y R. Cúas (1990): Estudio de las aguas superficiales y subterráneas en el Valle de La Valcuerna. XXIV Curso Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona.
- Gracia Vera, M.A., Samper, J. y Poncela, R. (1991): Estimación mediante balance de masas de la descarga subterránea en zonas salinas: aplicación al arroyo de La Valcuerna (Huesca). *Hidrogeología* 9: 31-51.
- García-Vera, M.A. (1996). Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos.

Aplicación a Los Monegros. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 297 pp.

F. Gutiérrez, B. Valero-Garcés, G. Desir, P. González-Sampériz, M. Gutiérrez, R. Linares, M. Zarroca, A. Moreno, J. Guerrero, C. Roqué, L.J. Arnold, M. Demuro. (2013). Late Holocene evolution of playa lakes in the central Ebro depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology* 196 (177-197).

I.R.Y.D.A. (1989). Estudio geohidrológico de los Sectores VII, IX y XI de la zona regable de Monegros, II (Zaragoza y Huesca). 4 tomos.

La Sala, A. (1967). New Approaches to Water Resources Investigations in Upstate New York, *Ground Water*, 5(4): 6-11.

López, P.L., Auqué, L.F., Mandado, J., Vallés, V., Gimeno, M.J., Gómez, J. (1996). Determinación de la secuencia de precipitación salina en la laguna de La Playa (Zaragoza, España). Condiciones de equilibrio mineral y simulación teórica del proceso. *Estudios Geológicos* 55, 27-44.

Marazuela, M.A., Ayora, C., Vázquez-Suñé, E., Olivella, S., García-Gil, A. (2020). Hydrogeological constraints for the genesis of the extreme lithium enrichment in the Salar de Atacama (NE Chile): A thermohaline flow modelling approach. *Science of the Total Environment* 739, 139959.

Pinder, G. y Jones, J. (1969). Determination of groundwater component of peak discharge from chemistry of total runoff, *Water Resources* 5, 438-445.

Salvany, J.M., García-Vera, M.A. and Samper, J. (1996). Geología e hidrogeología de la zona endorreica de Bujaraloz-Sástago. *Acta Geologica Hispanica* 30: 31-50.

Sánchez, J. A., Martínez, F. J., De Miguel, J. L., and San Román, I. (1989). Hidrogeoquímica de

la zona endorreica de las lagunas de Monegros, provincias de Zaragoza y Huesca, *Boletín Geol. Minero*, 100, 876-885.

Sánchez, J.A., Pérez, A., Coloma, P. and Martínez, F.J. (1998). Combined effects of groundwater and aeolian processes in the formation of the northernmost closed saline depressions of Europa: north-east Spain. *Hydrological Processes*, 12, 813-820.

Suárez Cardona, F., Sainz Ollero, H., Santos Martínez, T. & González Bernáldez, F. (1992). *Las estepas Ibéricas*. Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Centro de Publicaciones, Madrid, 160 pp.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a las entidades que han colaborado en la preparación y organización del Hidrogeodía 2023-Zaragoza: Centro Nacional del Instituto Geológico y Minero de España en Zaragoza (IGME-CSIC), Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC) y Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (UNIZAR). Por otro lado, agradecemos la colaboración a todos aquellos que nos han ayudado a su difusión.

CONSIDERACIONES SOBRE EL HIDROGEODÍA ZARAGOZA

Se ruega puntualidad

Llevar bebida y algo para almorzar

Llevar calzado cómodo

Es recomendable informarse de las condiciones meteorológicas para llevar: gorra, crema solar, paraguas, chubasquero, ropa de abrigo...

El lugar de finalización de la excursión será el mismo que el de salida (Parking de Macanaz; Aparcamiento de Autobuses. C/ García Arista-Avda. Pirineos).

La hora de llegada es aproximada (14:30h).

CONCURSO DE FOTOGRAFÍA SOBRE EL HIDROGEODÍA

Desde la AIH-GE se propone un CONCURSO DE FOTOGRAFÍA en el que cada participante puede participar subiendo una foto a Twitter.

Para dar validez a la foto en la participación del concurso se deben cumplir estos requisitos:

- Nombrar en el Tweet a la cuenta de la AIH-GE que es: @GE_AIH
- Poner la etiqueta #hidrogeodia23

Cada fotografía irá acompañada de la siguiente información:

- Título de la fotografía
- Hidrogeodía-localidad
- Texto breve con la descripción del lugar donde fue tomada

Ganará la foto que reciba más likes a día 31 de marzo a las 23:59 h. En el caso de empate, la que haya sido más veces retuiteada.

Las fotos publicadas para el concurso podrán utilizarse en años posteriores para dar difusión a la actividad en la web de la AIH-GE y las redes sociales.

ENCUESTAS DE SATISFACCIÓN HIDROGEODÍA ZARAGOZA

Os animamos a que rellenéis las encuestas de satisfacción para tener una idea de los aspectos a mejorar en futuras ediciones.

<https://www.aih-ge.org/hidrogeodia-2023>

ORGANIZADORES DEL HIDROGEODÍA ZARAGOZA 2023

Eduardo A. Garrido Schneider (CN IGME-CSIC)

Cristina Pérez Bielsa (CN IGME-CSIC)

Miguel Ángel Marazuela (CN IGME-CSIC)

COLABORADORES

Miguel Ángel García-Vera (CHE)

Carmen Castañeda (EEAD-CSIC)

José Ángel Sánchez Navarro (UNIZAR)

NOTAS

