

GUÍA DE LA EXCURSIÓN



EXCURSIÓN:

LAS AGUAS TERMALES Y EL KARST DEL VAL D'ARAN

AIGÜES TERMAUS E KARST DERA VAL D'ARAN.

26 DE ABRIL 2025

UELHS DETH JOEU
ARTIGA DE LIN



HIDROGEOLÓGICA
2025



Universitat de Lleida



Conselh Generau d'Aran

Autores:

Jordi Gavalda (PARADA 1): La Val d'Aran y su morfología.

Antoni Freixes (PARADA 2): Sistema cárstico d'Aigüeira,

Josep Maria Màsich (PARADA 3): Sistema hidrotermal d'Arties.

Manel Pascual (PARADA 4): Sistema hidrotermal de Les.

Antoni Freixes (PARADA OPCIONAL): Sistema cárstico de Uelhs deth Joeu.

COLABORA

CON LA AIH-GE Y EL PROGRAMA 'APADRINA UNA ROCA'

PARA MEJORAR LA PROTECCION DEL PATRIMONIO HIDROGEOLÓGICO

¿QUIERES
COLABORAR?



Universitat de Lleida
Departament de Química, Física
i Ciències Ambientals i del Sòl



Universitat de Lleida
Biblioteca i Documentació
Biblioteca del CAFIV



Universitat de Lleida
Vicerectorat de Cultura
i Extensió Universitària

EL HIDROGEODIA

El **HIDROGEODIA** en Lleida es una de las actividades que se celebrarán para conmemorar el **DIA MUNDIAL DEL AGUA**. Durante una jornada se organizará una excursión gratuita guiada por hidrogeólogos para divulgar el trabajo de estos profesionales y la *hidrogeología* como ciencia útil para la sociedad por lo que va a ser una jornada destinada a todo tipo de público interesado en el conocimiento de esta, independientemente del nivel o tipo de formación de los participantes.

El HIDROGEODIA se celebra con el amparo del **Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos** que lo coordina todos los años y promueve la participación de numerosas provincias del Estado, y al que se ha querido sumar la **Universitat de Lleida** por cuarto año consecutivo.

La presente guía resume el contenido de la excursión que se realizará el día **26 de abril de 2025** y estará organizada por el “*Departament de Física, Química, Medi Ambient i Sòls*” de la “*Escola Tècnica Superior d’Enginyers Agrònoms, de Forest i Veterinaria*” de la “*Universitat de Lleida*”.

LA EXCURSIÓN

La ruta se realizará íntegramente en autocar o similar exceptuando alguna caminata para acceder al lugar de interés. El transporte en autocar y el disfrute de las explicaciones son

gratuitas, no así el desayuno y comida que se abonarán en los establecimientos donde se consuma. A las **8’00 h** se saldrá del **aparcamiento del Camp d’Esports de Lleida**. Se parará a desayunar en la **zona de servicios de Areny**. A las **15’00 h** se parará a comer en el restaurante **Cabana d’Aubàs** (Termino Municipal de Es Bordes). Quien lo desee podrá comer en el restaurante previamente reservado (hay que indicarlo expresamente en la inscripción); no obstante, quien lo prefiera podrá hacer picnic por las cercanías.

La organización NO dispone de seguro de accidentes ni de responsabilidad civil, por lo que no se responsabiliza de la pérdida o desperfecto que pueda producirse en los objetos personales ni de cualquier accidente que puedan sufrir los asistentes a la jornada.

Aunque los accesos a los puntos de explicación son relativamente fáciles, se recomienda usar ropa y calzado cómodo de campo y estar informados de la previsión meteorológica y adecuar la ropa de abrigo a la misma.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA GENERAL

La jornada de 2025 se presenta bajo el título: **LAS AGUAS TERMALES Y EL KARST DE LA VAL D’ÀRAN**.

La zona que se visitará comprende el corazón de la Val de Aran en la cuenca alta del río Garona. El objetivo principal de la ruta es exponer las bases

conceptuales del funcionamiento de los principales acuíferos cársticos y de los sistemas hidrotermales del Valle, así como la morfología y dinámica glaciar que caracteriza a la Zona Axial pirenaica. La ruta consta de las paradas que se indican en la figura I.1.

La *evolución paleogeográfica* del área pirenaica se inició hace unos 250 millones de años (principios del Triásico), cuando la zona estaba afectada por una etapa donde fuerzas distensivas, durante un periodo de más de 150 millones de años, iban separando a Europa de la península Ibérica. Durante este largo periodo de tiempo se produjeron procesos de sedimentación principalmente en ambiente marino (mar pirenaico). Se acumularon centenares de metros de sedimentos. Cuando la etapa distensiva dejó paso a una posterior compresiva

(orogenia Alpina), la nueva cordillera inició su elevación y el mar pirenaico empezó a retirarse hacia el actual Golfo de Vizcaya, emergiendo tierras de Este a Oeste. La fase compresiva se ha de contextualizar en el proceso de choque entre la placa tectónica a la que pertenece el continente europeo y la microplaca ibérica.

La figura I.2 reproduce parcialmente el llamado perfil ECORS que muestra la estructura geológica actual de los materiales mesozoicos, cenozoicos, y

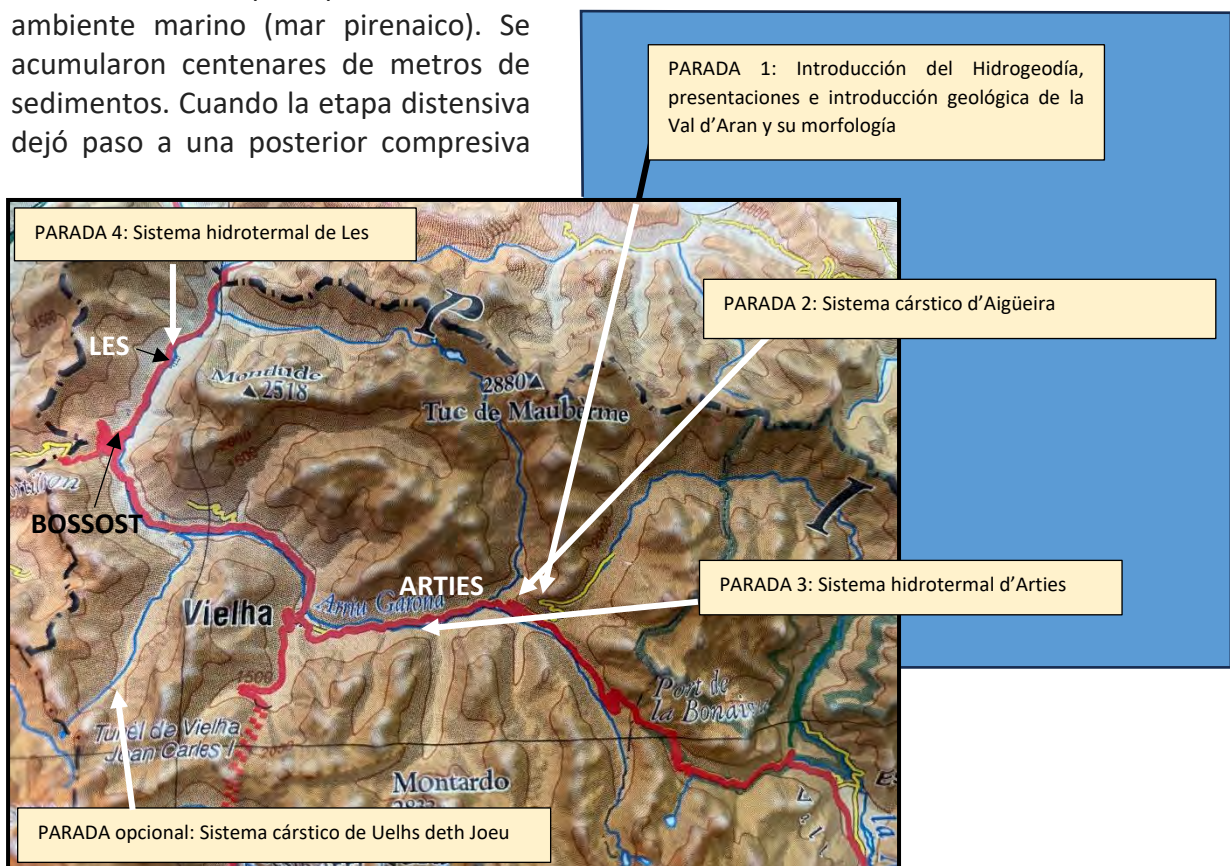


Figura I.1. Paradas de la excursión conmemorativa del Día Mundial del Agua 2025 (HIDROGEODÍA).

paleozoicos, así como *rocas de origen magmático de los Pirineos meridionales, los cuales forman parte de la zona visitada*. La disposición estructural es el resultado de la sedimentación marina que se originó en el mar pirenaico en la

fase distensiva, que posteriormente, durante la fase compresiva, a medida que se iba plegando, daba paso al levantamiento progresivo del conjunto de la cordillera y a la retirada del mar

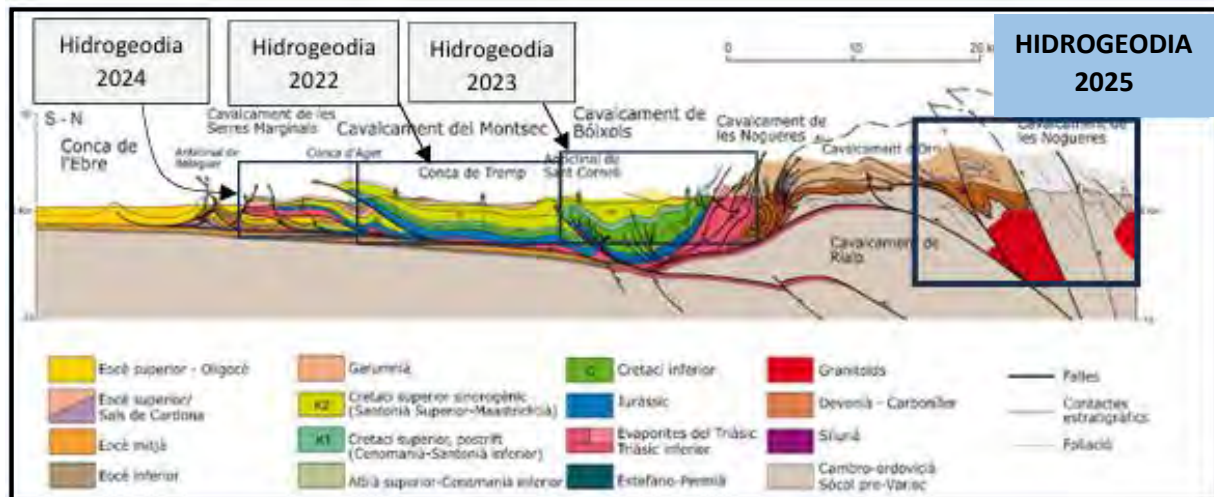


Figura I.2. Parte meridional del perfil ECORS (S-N) mostrando los sedimentos del Triásico, Jurásico, Cretáceo, Eoceno y Oligoceno, así como los paleozoicos metamorfoseados y las rocas magmáticas de la zona axial pirenaica plegados como consecuencia de la orogenia Alpina (de ICGC, 2010). El recuadro indica la parte del corte que se visitará en el Hidrogeodía 2025. Situación del corte en la figura I.3.

pirenaico. Este proceso conocido como Orogenia Alpina, se empieza a manifestar en los Pirineos hace unos 80 millones de años (finales del Cretácico superior).

Durante el levantamiento de la cordillera, a finales del Eoceno y durante el Oligoceno, es cuando empiezan a predominar los procesos erosivos de las cumbres que se iban formando, los cuales originan masas detríticas de origen fluvio-torrencial que tras su consolidación formaran las grandes masas conglomeráticas que cubren a las estructuras mesozoicas previas.

En la figura I.2 se pueden distinguir tres grandes dominios: *Sierras Marginales, Montsec, Bóixols* y la *Zona Axial pirenaica*.

El itinerario del Hidrogeodía de 2025 es complementario a los itinerarios de los Hidrogeodías de 2022, 2023 y 2024. En las rutas anteriores se explicaron diferentes acuíferos vinculados a las formaciones mesozoicas y cenozoicas carbonatadas de los dominios de las Sierras Marginales, Montsec y Boixols, constituidos exclusivamente por rocas sedimentarias (figura I.2).

Este año se visitarán las formaciones más septentrionales constituidas por rocas antiguas que constituyen el *zócalo*

prealpino sobre el que se depositaron todas las anteriores. La fase compresiva que plegó los sedimentos de cobertera originó el levantamiento de estos materiales de *zócalo* que afloraron en el centro de la Cordillera por la acción continua de los agentes meteóricos que erosionaban a la misma des de los

inicios de fase. Toda esta zona de *zócalo*, constituida por sedimentos paleozoicos afectados por metamorfismo de mayor o menor grado, y por materiales de naturaleza magmática, forma las cumbres más altas de la cordillera. Es la denominada Zona Axial de los Pirineos (figuras I.2 y I.3).



Figura I.3. Mapa geológico esquemático de los Pirineos y situación geológica de zona visitada. Se encuadra la zona visitada durante el Hidrogeodía 2025. Se indica la situación del perfil ECORS de la figura 2.

PARADA 1. INTRODUCCIÓN GEOLÓGICA DE LA VAL D'ARAN Y SU MORFOLOGÍA (Jordi Gavalda)

CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA VALL D'ARAN

La cordillera pirenaica es un orógeno alpino de doble vergencia formado por la colisión de las placas Ibérica y Europea entre el Cretácico Superior y el Paleógeno. Como se ha dicho, la parte central de la cordillera está ocupada principalmente por rocas del basamento paleozoico, que constituyen la Zona Axial, levantada por cabalgamientos alpinos de escala cortical. Esta estructura se observa en el Perfil sísmico de reflexión (ECORS), realizado en la transversal del río Pallaresa (Figura 1.1) (Muñoz, 1992). Al norte de la Zona Axial Pirenaica se sitúa la Zona Norpirenaica (ZNP), dominada por estructuras alpinas dirigidas hacia el norte, hasta la Cuenca de Aquitania y, al sur, la Zona Surpirenaica (ZSP) caracterizada por estructuras alpinas dirigidas al Sur, hasta la Cuenca del Ebro (Fig. 1.1). El desarrollo de estructuras alpinas en los Pirineos produce un acortamiento total estimado entre 100 y 150 km, según los autores, que no va acompañado de metamorfismo ni magmatismo significativos.

La Val d'Aran se sitúa en la zona Axial Pirenaica que está constituida principalmente por afloramientos de rocas paleozoicas, con deformación y metamorfismo varisco y deformadas por estructuras alpinas. En ella Aran, se distinguen tres dominios estructurales, que de Norte a Sur son (Figura 1.2 y 1.3):

- El Domo del Garona, el más septentrional y en el que afloran materiales infrasilúricos. Aparece caracterizado por una estructura antiformal que deforma a una serie de pliegues acostados, vergentes al Norte, a los que se asocia la esquistosidad principal que afecta a este dominio (S1).
- El segundo dominio, situado al Sur del anterior, denominado Sinclinorio de la Val d'Aran, con afloramientos devónicos, se caracteriza por un buen desarrollo de pliegues derechos, despegados de la base de las ampelitas silúricas, con dirección

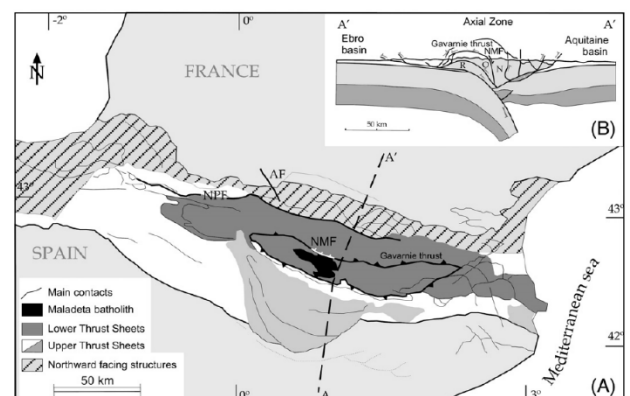


Figura 1.1. Subdivisión estructural de los Pirineos basada en datos geológicos y sísmicos (en Ortuño 2008, modif de Muñoz,1992). Arriba corte geológico en la transversal A-A' derivado del perfil ECORS. NMF, falla Norte de la Maladeta;NPF, falla Nord-pirenaica; AF Falla de Adour.

Este-Oeste y que llevan asociada el clivaje principal en este dominio (S2).

- El tercer dominio, es el más meridional y en él afloran materiales que van desde el Cambro-Ordovícico

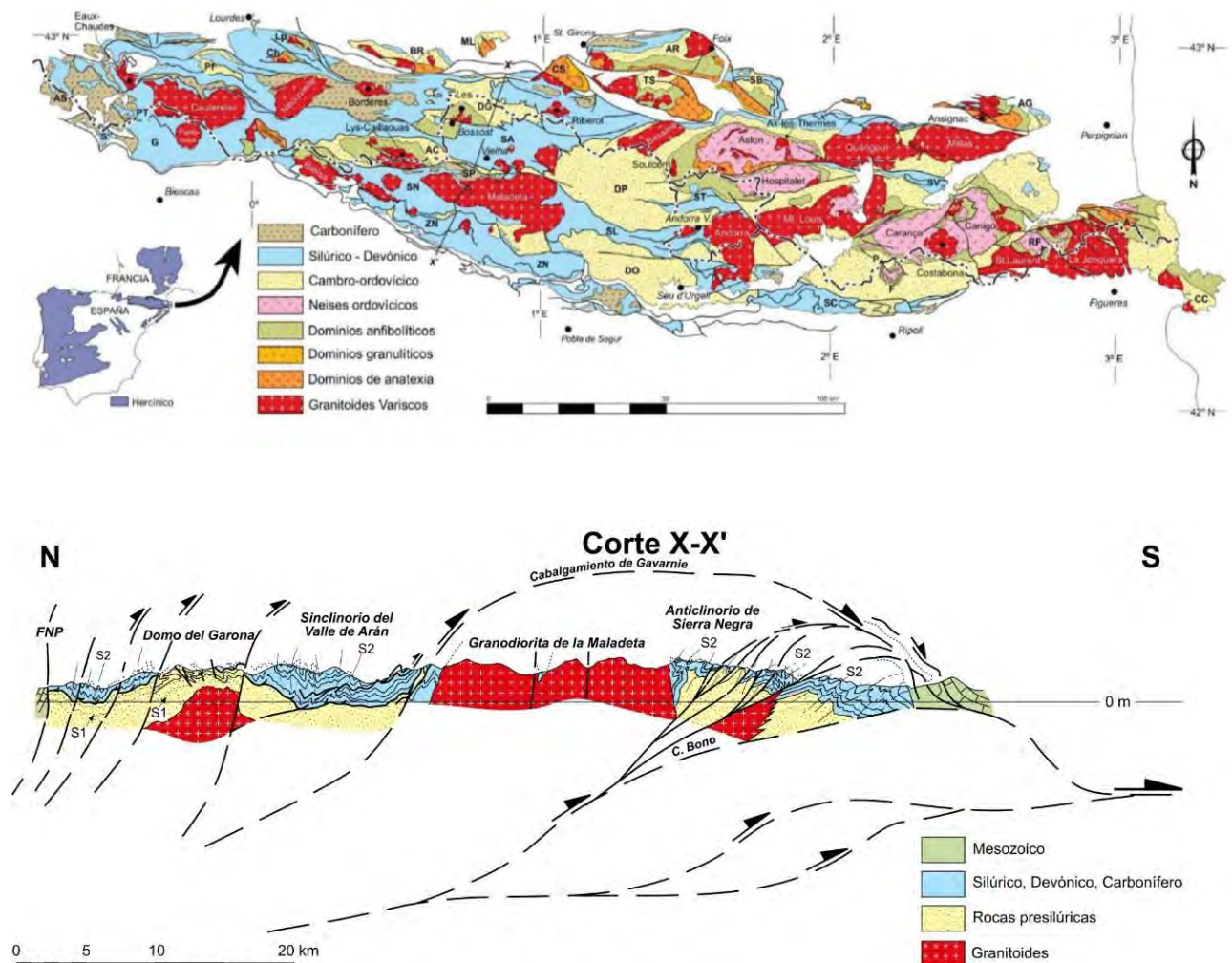


Figura 1.2. Mapa geológico de la Zona Axial pirenaica y corte geológico N-S en la transversal de la Val d'Aran, modificado de Autran and García-Sansegundo (1996) X-X': corte geológico de la Zona Axial pirenaica entre el Valle de Arán y Alta Ribagorza (García-Sansegundo, 1992). A: Alberes, AC: Anticlinal Central, AS: río Aragón Subordán, CC: Cap de Creus, Ch: Chirulet, DG: Domo del Garona, DO: Domo de l' Orri, F: río Freser, G: río Gállego, Lp: Lesponne, MP: Macizo de la Pallaresa, P: Puigmal, Pf: Pierrefite, PT: puerto Portalet, RF: Roc de Frausa, S: puerto Somport, SA: Sinclinorio del Valle de Arán, SC: Sierra del Cadí, SL: Sinclinal de Llavorsí, SN: Anticlinorio de Sierra Negra, SP: Sinclinorio de Plan d' Están, ST: Sinclinal de Tor-Casamanya, SV: Sinclinal de Villafranche, ZN: zona de los Nogueras. Macizos Norpirenaicos (BR: Barousse, ML: Milhas, CS: Castillon, AR: Arize, TS: Trois Segnieur, SB: Saint Barthélemy, AG: l' Agly).

hasta el Carbonífero. Tiene las mismas características que el anterior, pero difiere en que se encuentra afectado por numerosas fracturas tanto hercínicas como alpinas. En él se sitúan el Anticlinclal Central y el Sinclinorio de Plan d'Estan.

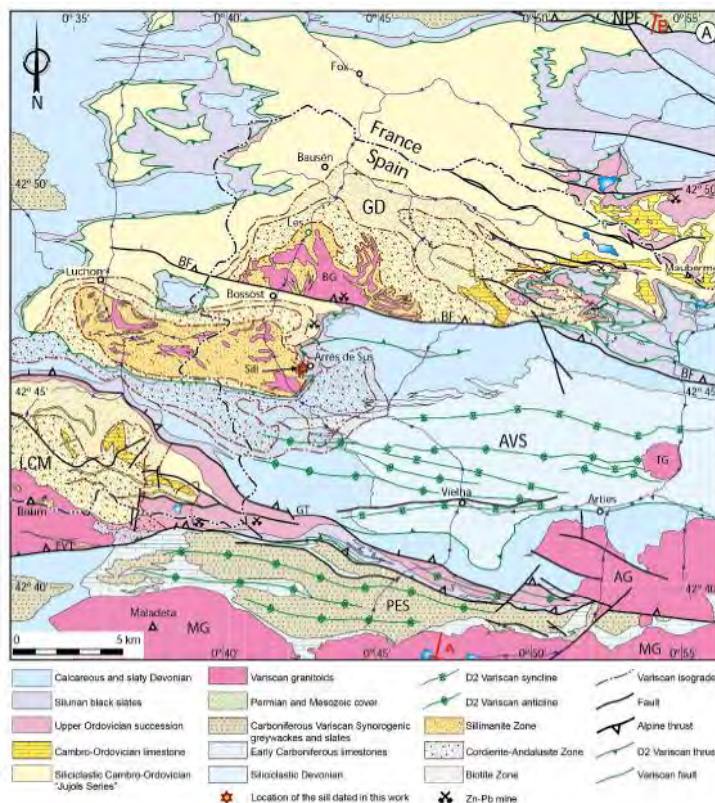


Figura 1.3. Mapa geológico de la Val d'Aran (fragmento). Las zonas metamórficas corresponden al metamorfismo varisco. En el cabalgamiento alpino, el triángulo y el segmento verdes indican movimiento varisco inverso o normal, respectivamente, y el segmento negro indica movimiento alpino normal. AG: Granito de Arties, BF: Falla de Bossòst, BG: Granitoide de Bossòst, AVS: Sinclinorio del Valle de Arán, GD: Domo del Garona, LCM: Macizo de Lys-Caillaouas, MG: Granito de la Maladeta, NPF: Falla Norpirenaica, PES: Sinclinorio de Plan d'Estan, TG: Granito de Tredós, GT: Cabalgamiento de Gavarnie, EVT: Cabalgamiento de Eriste-Valarties. De Garcia-Sansegundo, et al, 2025.

La serie Cambro-Ordovícica del Domo del Garona (Serie Jujols), está formada por cuarcitas, pizarras y calizas intercaladas (Caliza de Bentaillou) y aflora en áreas donde se alcanzaron condiciones de metamorfismo HT-LP. Sobre estas series se encuentran pizarras, areniscas, conglomerados y calizas del Ordovícico Superior, así como pizarras bituminosas del Silúrico. Al sur, el Sinclinorio del Val d'Aran expone más de 1000 m de pizarras, calizas, areniscas y cuarcitas de edad Devónica, localmente afectado por el metamorfismo HT-LP.

Las diferencias existentes entre la estructura del Domo del Garona y la de los otros dos dominios, pueden ser explicadas con base en la existencia de un importante "decollement" que se ha reconocido en la base del Silúrico. Desde este horizonte despegado se desarrolla un sistema imbricado de cabalgamientos que afectan a la S0 y a la S1 y, hacia arriba, se compensan en pliegues, algunos de los cuales pertenecen a la fase de deformación principal que afecta a los dominios del Sur. Los materiales que afloran por encima del Silúrico parecen proceder de áreas muy alejadas, a juzgar por las diferencias que existen en lo que a la estratigrafía y estructura se refiere, pudiendo ser este despegue el responsable de su posición actual.

En la Val d'Aran afloran dos cuerpos de rocas ígneas: el Granitoide de Bossòst en el núcleo del Domo del Garona y la Granodiorita de la Maladeta al sur de Aran.

El Granitoide de Bossòst corresponde a pegmatitas y leucogranitos, donde los minerales principales que conforman esta intrusión son cuarzo, albita, feldespatos potásico y moscovita. Se trata de cuerpos ígneos con morfología de sill subparalelos a la foliación tectónica principal subhorizontal (S1). Esta intrusión guarda una estrecha relación con las isogradas del metamorfismo habiéndose emplazado en las etapas finales de la deformación varisca.

La Granodiorita de la Maladeta corresponde a una intrusión en niveles superiores de la corteza, produce una aureola metamórfica a su alrededor y se intruye en las fases más tardías de la orogénesis varisca.

TECTÓNICA ACTUAL Y TERMALISMO EN LA VAL D'ARAN

La Val d'Aran es una región catalogada como de baja-moderada intensidad sísmica según el IGN y en la que se han registrado 35 eventos históricos de intensidad superior a V (MSK). El mayor sismo reciente es el ocurrido en Vielha el 19 de noviembre de 1923 de intensidad VIII (MSK) y que representa el mayor registrado en Catalunya desde la edad media.

Esta actividad sísmica está relacionada con la presencia de fallas activas alpinas como la Falla Norte de la Maladeta y la Falla Nord-Pirenaica (Ortuño et al, 2004 y Ortuño et al, 2008).

El termalismo de la Val d'Aran está localizado en el entorno de los plutones

graníticos de la Maladeta (Baños de Tredòs y Arties) y de Bossòst (Baños de Les) y relacionado con fallas activas en contacto con el basamento paleozoico (Figura 1.4). La lenta infiltración del agua superficial hasta gran profundidad (entre 2500 y 4000 m) permite un calentamiento elevado estimando una temperatura de reservorio de 110°C en el caso de Arties, 90°C en Tredòs y 72°C en Les. Tras un largo tiempo de residencia, de algo más de 11.000 años, se produce un ascenso rápido ligado a fallas profundas que conectan con la superficie y permiten que se mantengan temperaturas altas en las surgencias (32°C en Tredòs, 35°C en Arties y 27°C en Les) y se conserven sus características químicas (Buil Gutiérrez et al., 2002).

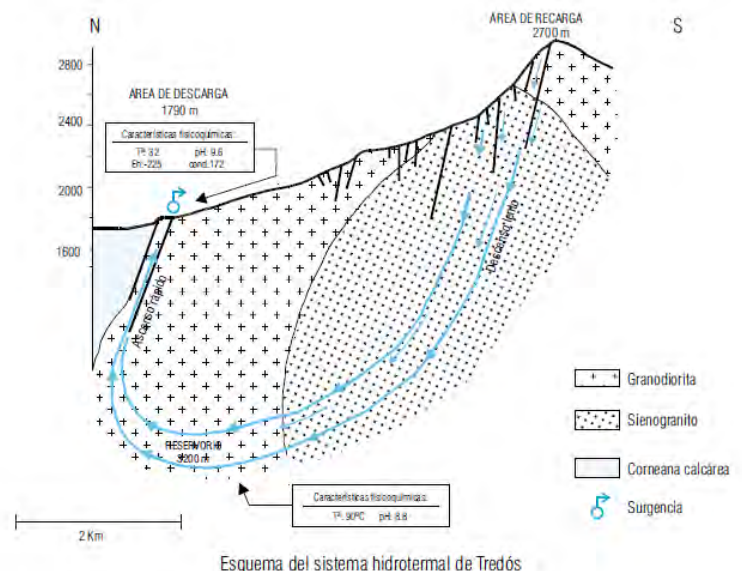


Figura 1.4. Esquema (2D) de circulación hidrogeológica del sistema geotermal de Tredòs (Buil Gutiérrez et al, 2002).

En las paradas 3 y 4 se explica con mayor detalle el hidrotermalismo de la Val.

GEOMORFOLOGIA DE LA VAL D'ARAN

La geomorfología de la Val d'Aran está marcada por su compleja historia geológica y climática. Las formas del relieve actuales son el resultado de la interacción entre procesos tectónicos, climáticos y erosivos.

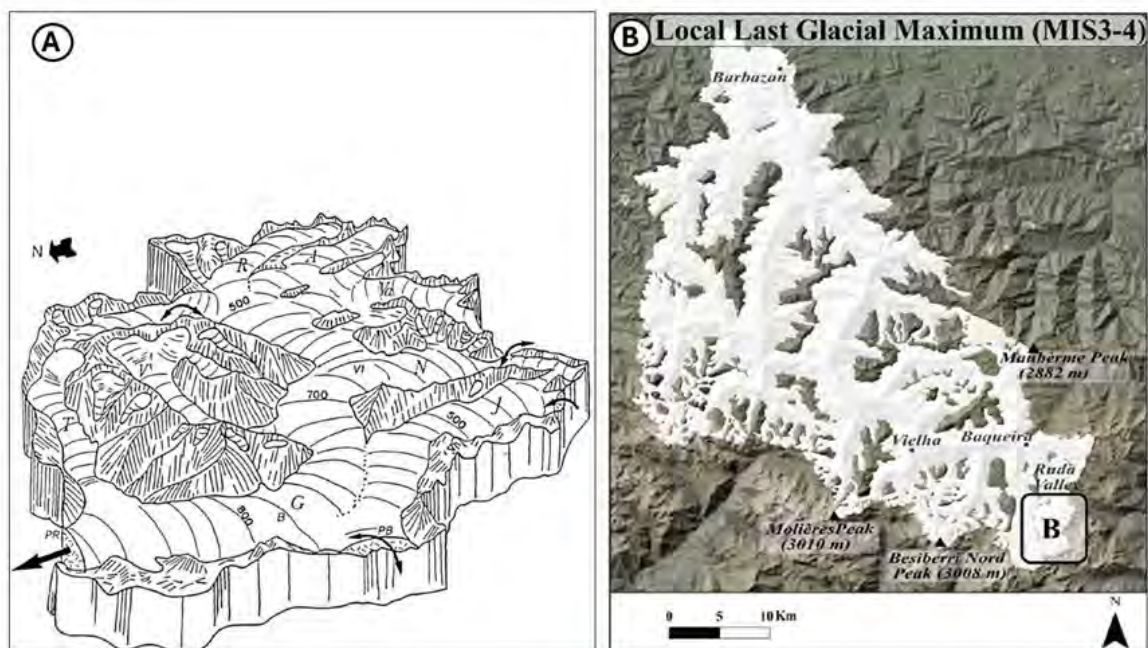
El actual relieve de los Pirineos es el resultado de tres etapas morfogenéticas con formas y modelados bien diferenciados (Bordonau, 1992):

- Periodo Preglaciario. Se trata del modelado producto de la alteración y erosión del sustrato rocoso posterior al levantamiento de la cordillera Pirenaica de finales del Terciario y anterior a las épocas glaciares cuaternarias. Durante este periodo se desarrollaron extensas superficies de aplanamiento, también llamadas superficies de erosión, y se estructuró la red hidrográfica que, con importantes retoques perdura hasta la actualidad.
- Periodo Glaciario. Se trata del modelado producto de la acción erosiva y sedimentaria de los glaciares cuaternarios. Éste es el más evidente en las zonas más elevadas de los Pirineos, con circos glaciares en las cabeceras de los valles que recortan las antiguas superficies de erosión y valles en

artesa que redibujan los perfiles de los antiguos valles fluviales. De la dinámica glaciaria han quedado las formas características de valles en U, circos glaciares y morrenas.

El glaciar del Garona, considerado el más extenso del sistema pirenaico durante el Cuaternario, se originaba en las cumbres superiores a los 3000 m, como Besiberri Nord, y se extendía hasta los 420 m de altitud en la cuenca de Loures-Barousse-Barbazan (LBBB), en el límite norte de los Pirineos. Durante su máxima expansión, este sistema glacial alcanzó una longitud aproximada de 80 km y un espesor de hasta 800 m en su valle principal (Figura 1.5). A diferencia de otras regiones europeas donde el Último Máximo Glaciario Global (GLGM, ca. 20 ka) representó el punto de máxima extensión de los hielos, en el Alto Garona dicho máximo local (MIE) ocurrió anteriormente, durante el estadio isotópico MIS-6 del penúltimo ciclo glacial. La datación de la morrena externa de la LBBB mediante técnicas de exposición superficial arrojó una edad de 128.5 ± 9.1 ka. En dicho periodo, la altitud de la línea de equilibrio glaciario (ELA) se situaba alrededor de los 1700 m, y las temperaturas estivales eran aproximadamente $9,3$ °C inferiores a las actuales (Fernandes, 2023).

- Finalmente, el periodo Postglaciario, donde dominan los procesos fluviales, periglaciares y de ladera que ha actuado desde el último periodo glaciario hasta nuestros días.



Tras la desaparición de la mayor parte de la cobertera glaciar de los Pirineos, los procesos geomorfológicos, todavía funcionales, retocaron, y retocan, el relieve de origen glaciar dando lugar al paisaje actual. Los principales procesos son la dinámica periglacial (gelifracción) que da lugar a canchales y conos de derrubios, la dinámica nival representada por los aludes, las dinámicas fluvial y torrencial que generan llanuras aluviales y conos de deyección y, por último, los movimientos de masa que afectan a las laderas pirenaicas. El conjunto de procesos actuales tiende a enmascarar gran parte de las formas del periodo glaciar.

El clima actual, húmedo y frío, hace posible la acumulación de nieve en las laderas de forma más o menos permanente por encima de los 1800-2000 m durante los meses de invierno. Esto se traduce en actividad de aludes frecuente que afecta tanto a infraestructuras como a practicantes de deportes de montaña. Como efemérides destacadas, en el libro de Casa Lobató se encuentra la primera cita de afectación de aludes a zonas habitadas de la Península. En 1444 una avalancha de nieve destruyó el antiguo pueblo de Gessa. También la avalancha de nieve con más víctimas mortales registrado en la Península Ibérica se encuentra en el valle de Toran cuando el 5 de abril de 1855 una avalancha provocó la muerte de 60 personas

(Garcia et al. 2005). Actualmente la gestión del riesgo de aludes está asumida por el Conselh Generau d'Aran a través del Centre de Lauegi d'Aran. Durante el periodo invernal se realiza la predicción de montaña para usuarios recreacionistas, predicción específica para las carreteras de Bonaigua y Beret y el seguimiento de las zonas vulnerables de aludes (carreteras y núcleos habitados) en episodios de alto peligro de aludes. La crisis de aludes más importante ocurrida en las últimas décadas es la que ocurrió entre el 26 y el 31 de enero de 2003. Durante este periodo se acumularon 165 cm de nieve a 1800m de altitud que corresponde a un periodo de retorno de 35 años. Se produjo una gran actividad de aludes de nieve seca. El que produjo más daños es el caído el día 31 de enero de 2003 a las 12:30 que afectó a la urbanización de la pleta de Baqueira, destruyendo diversas edificaciones (Figures 1.6 y 1.7).

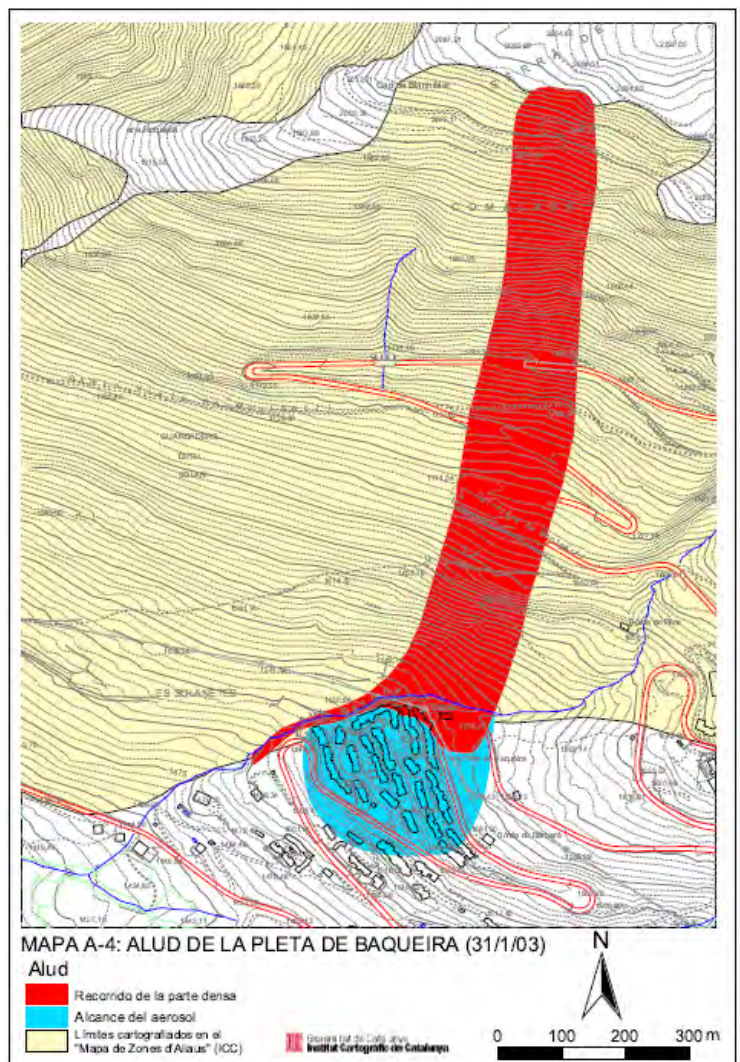


Figura 1.6. Cartografía de la avalancha caída el 31/01/2003 sobre la pleta de Baqueira



Figura 1.7. Detalle de afectación sobre los edificios de la avalancha caída el 31/01/2003 sobre la pleta de Baqueira (fotos Conselh Generau d'Aran).

PARADA 2. SISTEMA CÁRSTICO DE LA FONT DE L'AIGÜÈIRA (Antoni Freixes)

EL CARST DE LA VAL D'ARAN

Entre los ejemplos del carst aranés cabe destacar por su mayor interés e importancia los sistemas de Uelhs deth Joeu, Lastoar, Tèrme-Pila y Aigüèira.

En el contexto de la tectónica de placas y del perfil Ecors-Pirineos los sistemas de Joeu y Lastoar se sitúan en la unidad Cadí (Orri) y los sistemas de Tèrme-Pila y Aigüèira en la unidad Pallaresa (Nogueres).

El mayor desarrollo de la karstificación se observa en el karst de Uelhs deth Joeu y el menor en el sistema de Aigüèira.

El sistema de Tèrme-Pila ocupa una posición intermedia, entre los sistemas de Joeu y Aigüèira y permite

analizar la evolución de los procesos que determinan la karstificación y su situación en el espacio: en la parte de aguas abajo, de limitada karstificación, está la resurgencia de Tèrme y en la parte de aguas arriba, con mayor karstificación está la resurgencia de La Pila. El sistema de Lastoar, el de menor entidad física, también ocupa una posición intermedia, y observa interesantes analogías con el sistema de Joeu.

Los sistemas de esquema binario son Uelhs deth Joeu, Lastoar y Tèrme-Pila, mientras que el de Aigüèira es asimilable a un karst de esquema monario (Freixes, 2014, 2020; Cervelló et al. 2023, Monterde et al., 2023).

HIDROLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

GEOLOGÍA

Esta unidad hidrogeológica se sitúa en la vertiente derecha del Garona de Ruda y abarca los relieves que van del Port de la Bonaigua hasta el núcleo urbano de Baqueira. La parte occidental está en la Val d'Aran, pero la oriental se encuentra en el Pallars Sobirà.

La Fuente de Aigüèira es el punto de descarga natural más importante del sistema y alimenta el Garona de Ruda poco antes de la confluencia con el río Malo.

El sistema de Aigüèira se sitúa en la parte meridional de macizo de Marimanha y

ocupa los relieves de la Muntanya de Vaquèira, Arcoïls, Teso dera Mina y Tuc dera Cigalera.

Desde el punto de vista geológico, el sistema de Aigüèira se localiza al SW del plutón de Marimanha. Los materiales del sistema son las distintas unidades que forman la aureola metamórfica y los granitoides del plutón (Sitter de, 1954; Rijckborst, 1967; Zwart, 1979; Palau, 1995). La litología que constituye el acuífero de Aigüèira corresponde a la Unidad de Moredo-Salau (Palau y Sanz, 1989; Palau, 1995) concretamente a las subunidades: Calizas de Campaus y de Marxant. La potencia de la sucesión carbonática metamórfica es de 250 a 300 m y va del Siluriano superior al Emsiense (Devoniano inferior).

Los límites del sistema quedan definidos por las rocas impermeables siguientes: las metapelitas y metapsammitas de Beret (Devónico medio) y de Isil (Cambroor-

dovícico), las metapelitas de la Solana de Ares (Ordovícico superior, indiferenciado) y los granitoides del plutón de Marimanha.

La estructura tectónica es polifásica, esencialmente hercínica, pero también alpina.

Las calizas de Campaus que constituyen el acuífero de Aigüeira presentan una estructura sinclinal con el eje buzando al W (o al WNW); se trata de una megaestructura de pliegues anticlinales y sinclinales de plano axial vertical orientados WNW-ESE (Figuras 1 y 3).

La figura 2 incluye dos cortes hidrogeológicos uno de detalle de la situación de la zona de descarga y las surgencias del sistema de Aigüeira: Aigüeira y Ruda y otro general del sistema, que va del Tuc dera Lança (2658 m), máxima altitud, a la surgencia de Aigüeira (1470 m).

La falla o fallas que determinan la situación de la surgencia de Aigüeira han de corresponder a una estructura importante que seguramente es la falla o cabalgamiento de Gavarnia o a una fractura o fracturas asociadas (Figura 3). El cabalgamiento alpino de Gavarnia limita al S la Unidad estructural de Marimanha y lo más probable es que las distintas fallas (Ruda, Bonaigua y Arcoïls) formen parte de la estructura de cabalgamiento de Gavarnia y que la elevada densidad de diaclasas que se observa en el sistema de Aigüeira tenga relación con el referido cabalgamiento (Figura 2). Las importantes estructuras de plegamiento que afectan las unidades carbonáticas determinan un grosor que puede ser superior a los 1500 m. Así los carbonatos tendrían un desarrollo notable incluso por debajo del nivel de descarga de la fuente de Aigüeira (Figuras 2 y 3).

LÍMITES DEL ACUÍFERO Y DEL SISTEMA

La delimitación del acuífero se corresponde aproximadamente con la del sistema, ya que se considera que la implicación de los materiales impermeables

(metapelitas, metapsammitas y granitoides) es poco importante (Figuras 1, 2 y 3). En consecuencia, el sistema se puede definir como monario, y, por tanto, con una alimentación autóctona.

El acuífero corresponde básicamente al afloramiento meridional de la Subunidad Estructural de Roca Blanca al S del plutón (Palau, 1995; Freixes et al., 1996, Freixes 2014, 2020; Monterde et al., 2023).

La situación de la Fuente de Aigüeira la determina una falla que pone en contacto las Calizas de Campaus con la metapelitas de la Unidad de Beret (Figura 2).

La cuenca tiene una extensión entre 10,5 y 13,5 km².

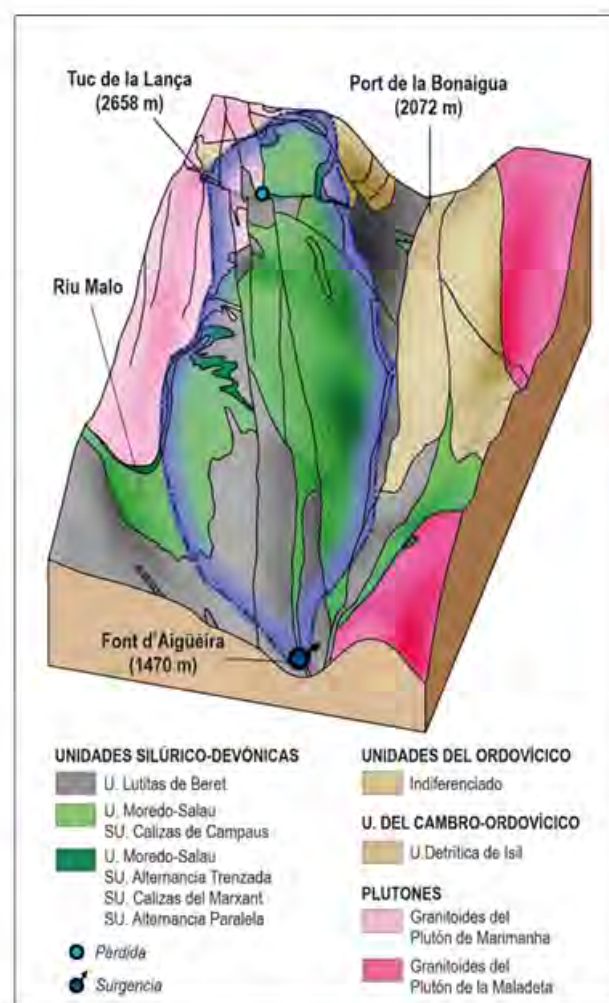


Figura 1. Bloque diagrama de la geología del sistema kárstico de Aigüeira (Val d'Aran).

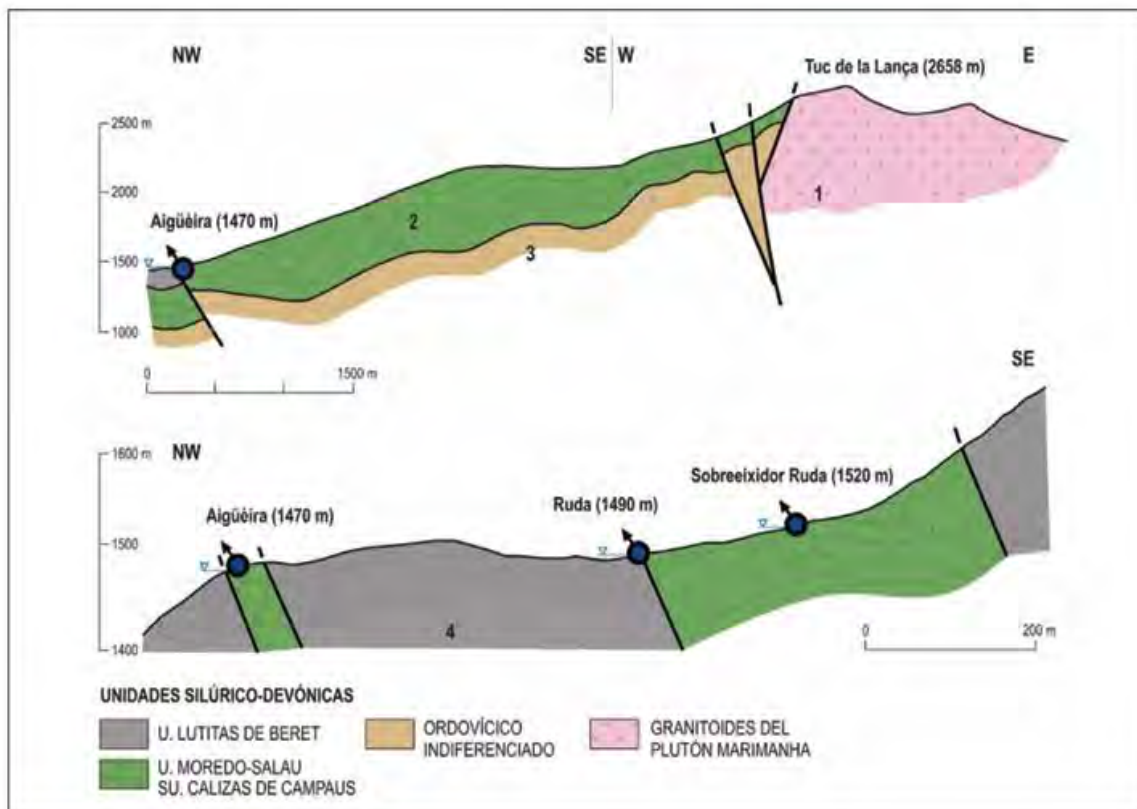


Figura 2. Cortes hidrogeológicos del sistema kárstico de Aiguèira.

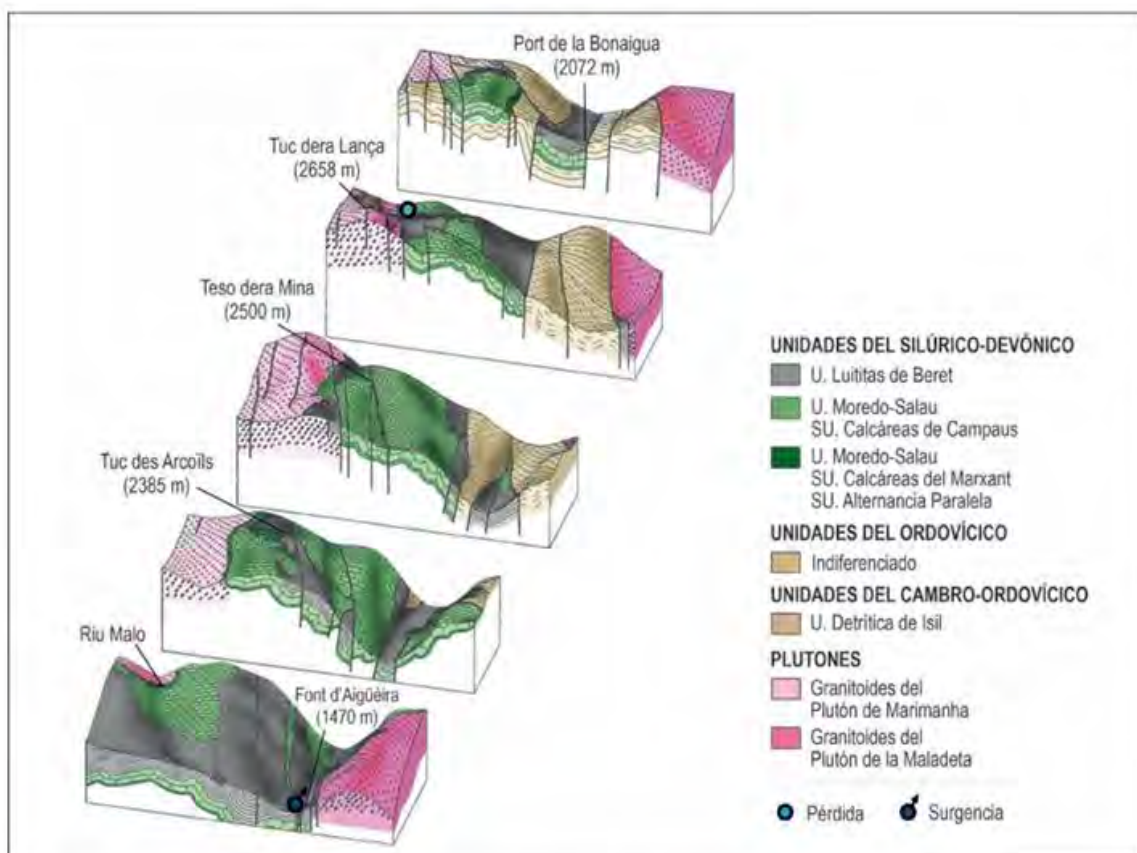


Figura 3. Estructura geológica interna del bloque diagrama. Las Calizas de Campaus se sitúan por debajo del nivel de descarga de la surgencia de Aiguèira.



Figura 4. Gran depresión kárstica dels Arcoïls: dolinas y lapiaz.



Figura 5. Depresión kárstica dels Arcoïls. En primer plano: importante desarrollo del lapiaz.

El análisis del relieve, permite constatar que existe un desnivel marcado y abrupto que va de la surgencia de Aigüeira a la depresión de los Arcoïls (2000 m). La altitud media del sistema es de 2049 m

MORFOLOGÍA Y VEGETACIÓN

La depresión de Arcoïls, a 2000 m de altitud, observa una notable morfología de disolución con lapiaz bien desarrollado y dolinas en forma de embudo, a veces de fondo plano (Figuras 4 y 5). No se conocen cavidades subterráneas importantes en el marco del sistema.

En la surgencia de Aigüeira se observan un conjunto de conductos de dimensiones decimétricas; estas cavidades son una expresión más de las características de la estructura profunda escasamente kárstica del sistema (Figura 6).

Además, en la cuenca prácticamente no hay circulación superficial organizada.

La cuenca del sistema de Aigüeira está escasamente forestada, pero en las cuestas de Ruda y en el barranco de Arcoïls existe un cierto predominio de pino negro. En el resto de la cuenca dominan las landas y matorrales (arbustos...) en las partes bajas y prados rasos y herbáceos en las partes altas.



Figura 6. Surgencia de Aigüeira: micromorfología de conductos kársticos.

HIDRODINÁMICA

Los hidrogramas de la surgencia de Aigüeira (Figuras 7 y 8) analizados son de morfología más bien alargada y aplanada, con recesiones muy lentas y unas puntas relativamente poco marcadas determinadas sistemáticamente en todos los ciclos por el periodo de máxima fusión de nieve en la primavera (invierno-primavera). En el periodo de 1994 a 1995 el caudal de la surgencia de Aigüeira ha variado entre $0.133 \text{ m}^3/\text{s}$ y $0.850 \text{ m}^3/\text{s}$.



Figura 7. Captación de la surgencia de Aigüeira.

Son frecuentes los ciclos en que los caudales mínimos están por encima de $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$. Una característica importante de su funcionamiento es la reducida variabilidad de su caudal ($\text{C.V.} = 8.3\%$). El caudal medio es de $0.264 \text{ m}^3/\text{s}$.

El análisis matemático de la curva de recesión permite distinguir entre decrecida y agotamiento. A partir del análisis de la recesión se calcula el volumen de tránsito medio o aportación anual media para un determinado periodo, que es de 8.33 hm^3 . Del análisis de las decrecidas que son la expresión de la infiltración en la zona no saturada, se constata la marcada lentitud con que se produce la infiltración. La infiltración lenta es característica y definitoria de la circulación hídrica en la zona no saturada del sistema de Aigüeira, aunque también existe infiltración rápida.

El estudio de los agotamientos indica la existencia de volúmenes dinámicos importantes en todos los ciclos estudiados: de 3.22 hm^3 a 4 hm^3 . Además, considerando las condiciones geológicas favorables a que existan reservas profundas, las reservas hídricas totales podrían ser muy importantes.

Los valores de “i” y “k” (Mangin, 1975; Freixes 1986; Freixes 2014, 2020) son respectivamente 0.75 y 0.48, sitúan el sistema de Aigüeira en el dominio de los sis-

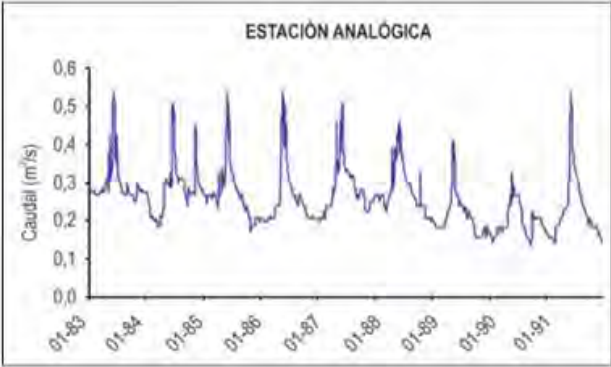


Figura 8. Hidrograma de la surgencia de Aigüeira.

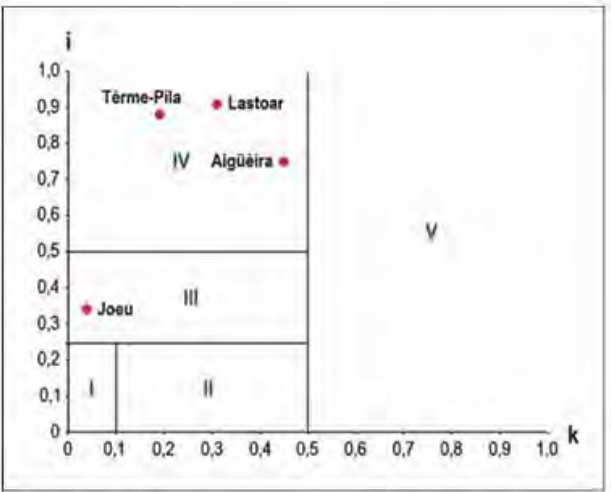


Figura 9. Clasificación de los sistemas kársticos araneses basada en los parámetros “i” y “k” de Mangin (1975).

temas kársticos complejos y muy cerca del límite entre los sistemas kársticos y los no kársticos (Figura 9); el valor de “i” = 0.75 es un valor muy elevado que indica la importancia de la infiltración lenta en el funcionamiento del sistema y el valor de “k” = 0.48 (relación entre el V_d y el V_t), cerca de 0.5, en el límite de los sistemas no kársticos, que indica que el flujo del sistema es difuso y la considerable importancia de las reservas.

El tratamiento de las series temporales de los distintos ciclos -función de autocorrelación y espectro- indica que el sistema tiene un efecto de memoria considerable de 50 a 75 días y un tiempo de regulación también elevado de 40 a 75 días (Figura 10).

Los correlogramas observan todos un morfología parecida, aunque no están muy bien agrupados.

Los resultados obtenidos indican que se trata de un sistema muy inercial, de elevada memoria y una gran capacidad de regulación.

El sistema, particularmente su zona saturada, tendría una estructura homogénea y fisurada de karstificación incipiente.

Así, el acuífero de Aigüeira, no observa prácticamente karstificación en profundidad, en todo caso observaría un karstificación incipiente o inicial que no introduciría una heterogeneidad de naturaleza propiamente kárstica en el interior del acuífero, al menos en su zona saturada. Es decir, no existirían como sí sucede en el Karst Experimental de Baget (Francia) (Mangin, 1975): a) una prime-

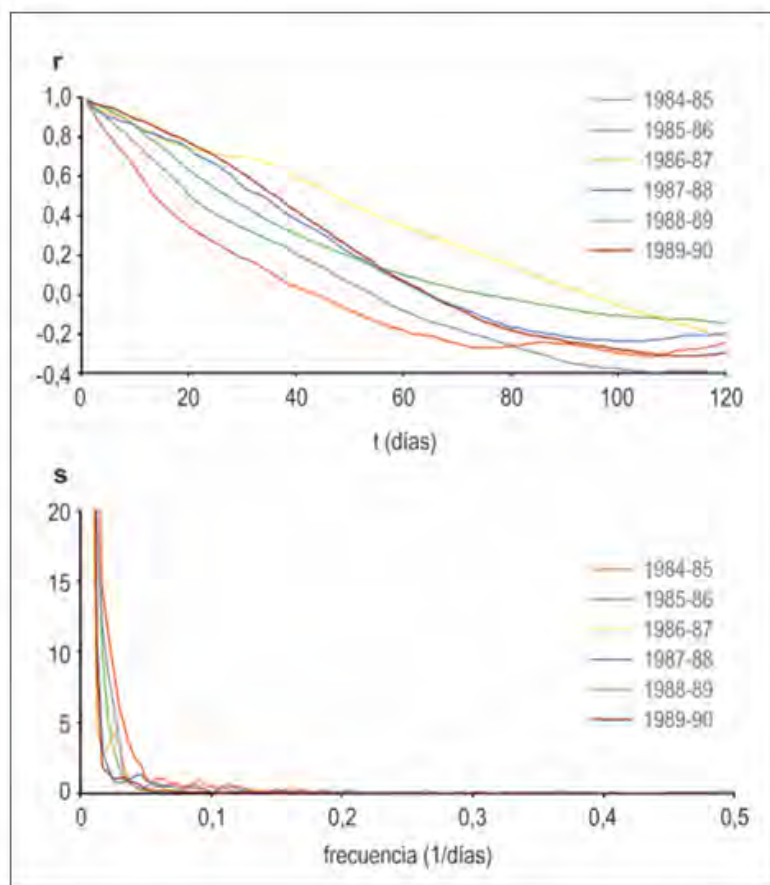


Figura 10. Correlogramas y espectros de sistema de Aigüeira (efecto de memoria y tiempo de regulación).



Figura 11. Correlograma cruzado (precipitación / caudal) del sistema de Aigüeira (hidrograma unitario).

ra estructura de drenaje o dren altamente transmisiva y poco capacitiva y, b) una segunda estructura formada por los sistemas anexos (al drenaje), de carácter capacitivo y poco transmissivo; estas estructuras son propias de un acuífero kárstico con cierto grado de evolución e identifican unas estructuras de función transmisiva (Dren o Drenes) y otras, propiamente con una función capacitiva o de almacenaje que definen el reservorio kárstico (Sistemas Anexos al Drenaje, SAD).

Los correlogramas y espectros, aportan una interesante información complementaria al análisis de hidrogramas, confirmando la existencia de reservas en un medio de estructura homogénea y sin estructura de drenaje (memoria y regulación) (Figura 10).

El correlograma cruzado o hidrograma unitario (precipitación / caudal) es característico de un sistema con notables reservas (elevada memoria y regulación) y de estructura fisurada i/o de karstificación incipiente de baja permeabilidad y sin estructura de drenaje (Figura 11 y 12)

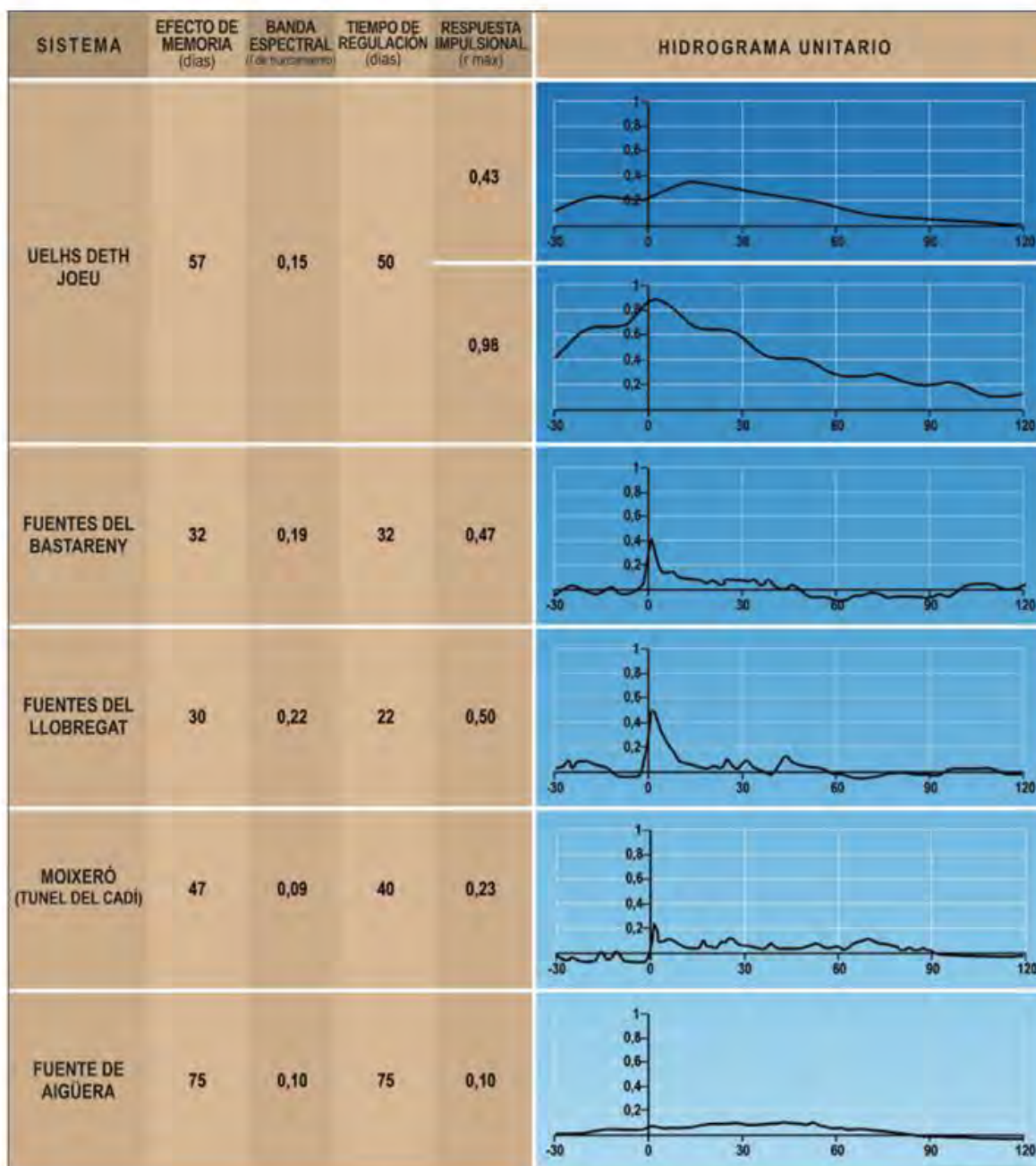


Figura 12. Correlogramas, espectros e hidrogramas unitarios de los sistemas kársticos araneses y del alto Llobregat.

HIDROGEOTÉRMIA

El estudio de la temperatura de la surgencia de Aigüeira se ha realizado en varios trabajos anteriores (Freixes et al., 1998a; Freixes, 2014, 2020; Monterde et al., 2023).

La temperatura media del periodo 1989-1991 es de 6.82 °C, la máxima es de 6.9 °C y la mínima de 6.3 °C. En el ciclo de 1990 la amplitud absoluta tiene un valor remarcablemente bajo de solamente 0.2 °C.

La evolución de la temperatura en este sistema se caracteriza por una muy baja variabilidad. No obstante, se observa

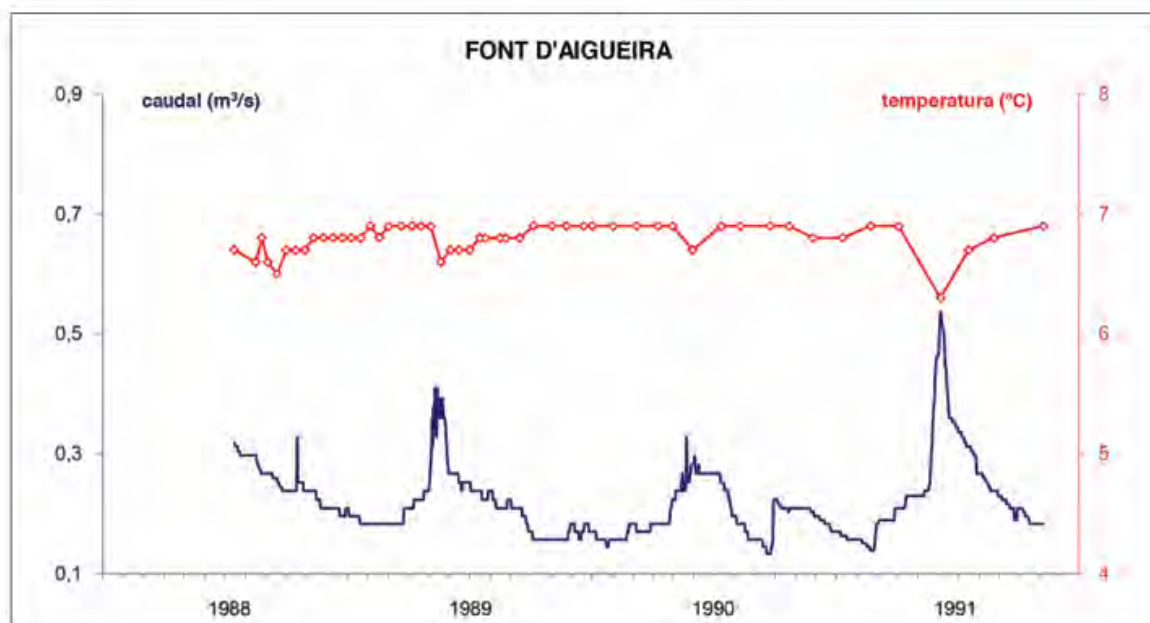


Figura 13. Evolución de la temperatura de la surgencia de Aigüeira en los ciclos hidrológicos de 1991 a 1995.

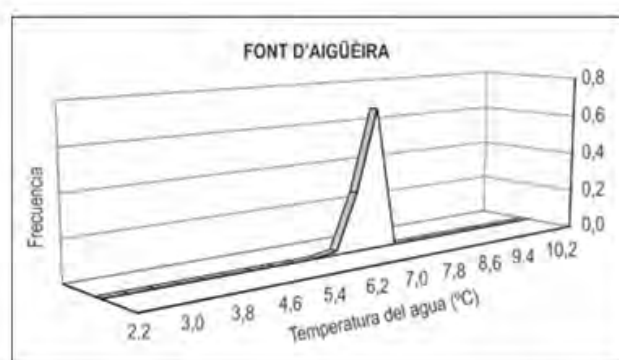


Figura 14. Distribución de las frecuencias de la temperatura de tipo unimodal del sistema de Aigüeira.

bien la influencia del periodo de aguas altas relacionado con la fusión de nieve (crecida estacional) que es comparable al que se observa en los otros sistemas araneses (Freixes, 2014, 2020; Freixes et al., 2015; Cervelló et al., 2023; Monterde et al., 2023) (Figura 13).

La curva de distribución de frecuencias de la temperatura del agua es unimodal y estrecha. Este tipo de distribución identifica un medio hidrogeológico de naturaleza fisurada y de escasa o incipiente karstificación (Bakalowicz, 1979a; Baka-

lowicz y Mangin, 1980; Freixes, 1986, 2014, 2020; Freixes et al., 1991, 1993, 1996, 1998a, 1998b, 1998c, 2000, 2002; Monterde et al., 2023). (Figura 14).

La alimentación del acuífero tiene un carácter principalmente difuso en el conjunto de la cuenca.

HIDROGEOUÍMICA

La aproximación hidrogeoquímica se ha basado principalmente en los datos de la surgencia de Aigüeira.

La conductividad de la surgencia de Aigüeira presenta un valor medio de 112.6 $\mu\text{S/cm}$. El máximo es 125 $\mu\text{S/cm}$ y el mínimo de 101 $\mu\text{S/cm}$. La mineralización tiene un valor medio de 95.8 mg/l. En la surgencia de Aigüeira la correlación entre la conductividad y la mineralización

es relativamente baja: 0.635, y lo mismo sucede entre la conductividad y los bicarbonatos: 0.603. Mientras que la correlación entre la mineralización y el bicarbonato es elevada: 0,974. Por este motivo se utiliza la mineralización como variable regionalizada.

La distribución de frecuencias de la mineralización es unimodal y estrecha (Figura 15). La figura 16 compara las distribuciones de la frecuencia de la mineralización de los distintos sistemas kársticos araneses.

De forma sistemática y ciclo tras ciclo, la conductividad en la surgencia de Aigüèira y también los iones bicarbonato y calcio, aumentan en el periodo de aguas altas que se origina con la fusión de la nieve en la primavera.

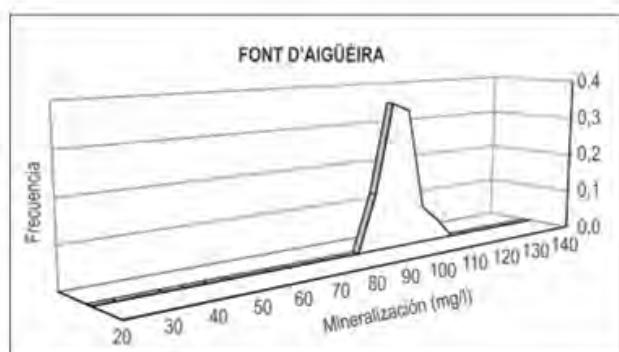


Figura 15. Distribución de las frecuencias de la mineralización de tipo unimodal del sistema kárstico de Aigüèira.

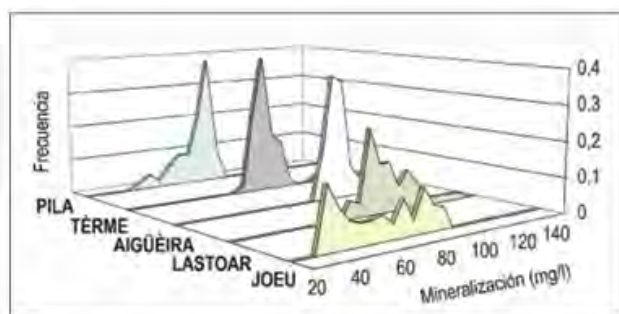


Figura 16. Distribución de las frecuencias de la mineralización de los sistemas kársticos de la val d'Aran: Jòeu, Lastoar, Tèrme-Pila y Aigüèira.

Esta evolución de la conductividad (mineralización) es suficientemente explícita como para que sea definida como estacional, sin embargo, la tendencia es completamente opuesta a la observada en los sistemas de Jòeu, Lastoar y Tèrme-Pila. Es decir, en la surgencia de Aigüèira las tendencias evolucionan según lo hace el caudal: en la parte ascendente del hidrograma se produce un aumento de la conductividad, alcanzándose la máxima concentración con el máximo de caudal y, en la decrecida, de manera paralela a la disminución del caudal, se observa una disminución de la conductividad (Figura 17).

Las variaciones observadas en los bicarbonatos son también entre límites muy estrechos. El valor medio es 71.39 mg/l, el máximo de 82.4 mg/l y el mínimo de 61 mg/l. La amplitud es de 21.4 mg/l.

En general, las máximas concentraciones están relacionadas con los caudales máximos de las crecidas estacionales (periodo de aguas altas que caracteriza el ciclo hidrológico) (Figura 17). La correlación entre el caudal y los bicarbonatos (0.596) aunque no es importante, no deja de ser significativa.

La interpretación de la evolución de los bicarbonatos es la misma que se ha realizado para la conductividad y la mineralización.

El calcio, juntamente con el bicarbonato, es el que se presenta en concentraciones más elevadas. La mineralización la determinan estos dos iones.

El valor medio del calcio es 21.71 mg/l, el máximo 25.6 mg/l y el mínimo 20 mg/l. En definitiva, las variaciones del calcio son muy poco importantes, con una amplitud absoluta muy baja, de solamente 5.6 mg/l. Estos datos se refieren al periodo estudiado de 1988 a 1991.

Las concentraciones de CO_2 en el sistema d'Aigüèira son muy bajas, análogamente a las observadas en los sistemas de Lastoar y Tèrme-Pila, y, como también ocu-

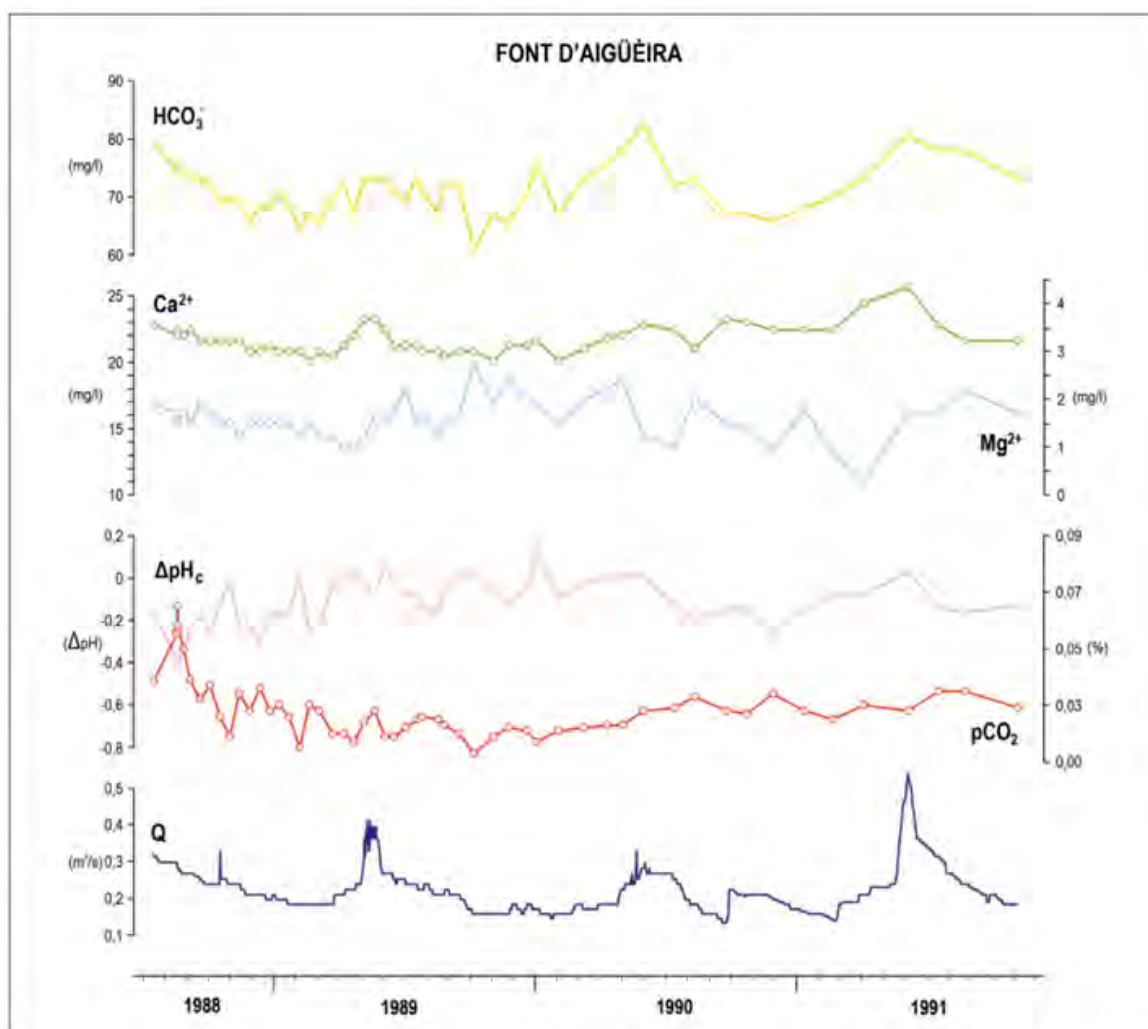


Figura 17. Evolución de las variables del sistema calcocarbónico en el sistema de Aigüeira: caudal (Q), HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pCO_2 eq y ΔpH .

re en estos sistemas, son ligeramente superiores a las de Joeu.

El valor medio de la pCO_2 en la surgencia de Aigüeira es 0.029%, el máximo 0.065% y el mínimo 0.013%. La amplitud es 0.052%.

Los valores de la pCO_2 en el período estudiado (de 1988 a 1991) no indican evolución alguna o tendencia definida (Figura 17). La variabilidad es muy estrecha y en concentraciones situadas siempre por debajo de 0.04%, si se exceptúan los valores de verano de 1988 que son un poco más elevados. No se observa en ningún ciclo la evolución estacional (propia del

período de aguas altas) de los otros sistemas araneses.

El ΔpH presenta unas características y una evolución distinta de los otros sistemas araneses. En efectos, los límites de variación son muy estrechos y no se observa en ningún ciclo la evolución estacional (período de aguas altas) que caracteriza a los Uebs deth Joeu, Lastoar, Tèrme y la Pila.

El valor medio es -0.13, el máximo 0.13 y el mínimo -0.42. La amplitud es 0.55.

La evolución del ΔpH es en general, entre -0.3 y valores situados prácticamente

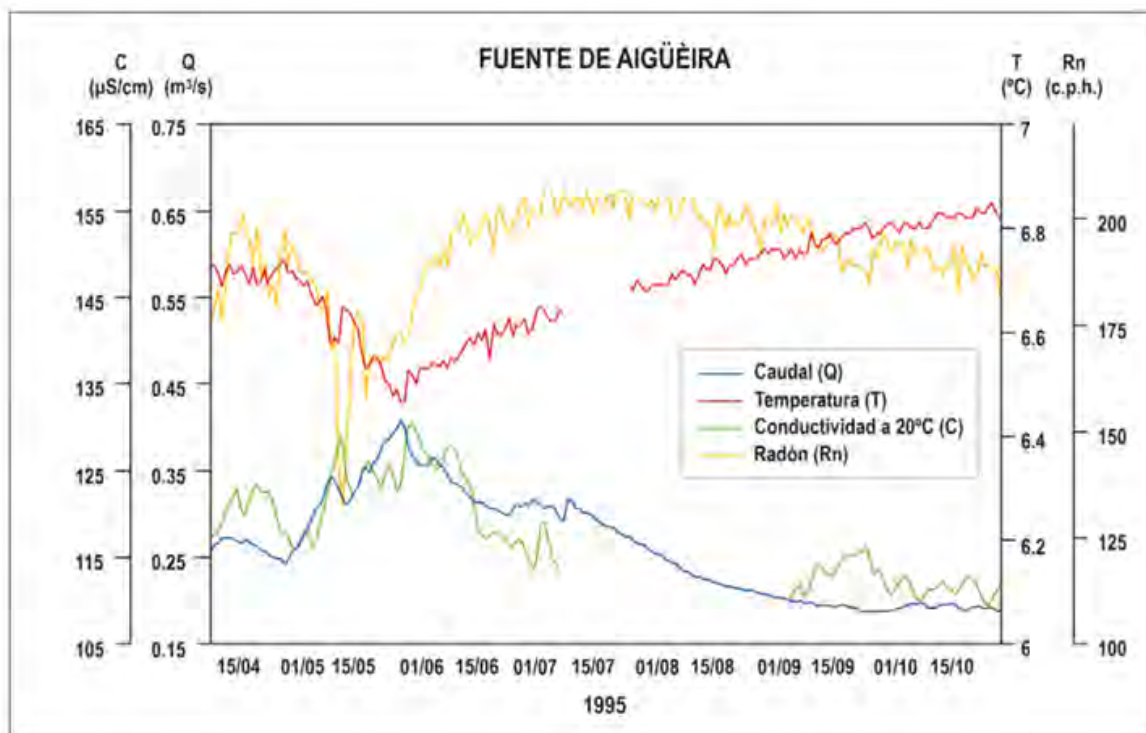


Figura 18. Episodio de crecida en la surgencia de Aigüeira originada por la fusión del manto nival. Evolución de las variables caudal, conductividad, temperatura y radón (ciclo hidrológico de 1995).

en el equilibrio (alrededor de -0.1) (Figura 17). En el caso de Aigüeira los valores están claramente en equilibrio, situación que no ocurriría de forma explícita en ninguno de los otros sistemas araneses. Excepcionalmente aparece un valor ligeramente sobresaturado (0.13); este valor también es excepcional en el contexto de los valores de ΔpH medidos en los distintos sistemas araneses.

En relación con el ΔpH es interesante señalar que, en situación de aguas altas, en la crecida estacional o, incluso, en crecidas originadas por episodios de precipitación líquida, las aguas están siempre poco infrasaturadas o en equilibrio químico.

En el sistema kárstico de Aigüeira, ciclo tras ciclo, se origina una crecida de tipo estacional que caracteriza el hidrograma del sistema (Freixes, 2014 y 2020). En este sistema las crecidas originadas por episodios de lluvia líquida son excep-

cionales. A continuación, se analizan las respuestas del caudal (Q), conductividad (C), temperatura (T) y radón (Rn) de la crecida del período de primavera-verano (ciclo hidrológico de 1995) (Figura 18). La fusión de la nieve determina una crecida que se desarrolla del mes de mayo a los meses de julio-agosto. El caudal aumenta de 0.25 m³/s a 0.4 m³/s. El aumento del caudal también implica un aumento de la conductividad que pasa de 115 µS/cm a 130 µS/cm. En la rama ascendente del hidrograma hay una primera punta de caudal (que coincide, con una diferencia de pocos días, con el mínimo de radón -muy bien definido- más marcado de todo el episodio y una punta bien marcada de conductividad), la siguiente ya corresponde al caudal máximo del episodio con 0,4 m³/s. La temperatura experimenta una disminución de 0.28 °C y el mínimo de temperatura coincide con el caudal máximo de la crecida. La concentración de radón (Rn) disminuye a lo largo de la crecida (de 200 c.p.h. a 135

c.p.h.) y observa un mínimo muy marcado en la misma rama ascendente de la crecida y aproximadamente unos 15 días antes del máximo de caudal. El radón a partir de este mínimo tan marcado presenta un segundo mínimo y a partir de la concentración aumenta rápidamente hasta alcanzar los valores anteriores a la crecida. Tiene particular interés remarcar que el aumento de caudal siempre supone un aumento de la conductividad (mineralización) que además experimenta variaciones significativas durante la crecida. En Aigüeira que la conductividad aumente al aumentar el caudal es característico de todos los ciclos hidrológicos (Figura 18), de hecho es la expresión hidrogeoquímica (aumentos de HCO_3^- y Ca^{2+}) de las crecidas estacionales de este sistema. Todo parece indicar que la fusión de nieve origina en la zona no saturada predominantemente aguas de infiltración lenta que aportan CO_2 y en un grado cuantitativamente muy inferior aguas de infiltración rápida que se incorporan definitivamente a la zona saturada y son las responsables del aumento de la mineralización por disolución. Este proceso se origina a partir de la fusión del manto nival, que tiene un desarrollo muy importante en la Muntanya de Vaquèira: de la surgencia de Aigüeira situada a 1440 m al Tuc dera Lança, situado a 2658 m el manto nival es un continuo con espesores que pueden ser superiores a los 5 m. Las aguas de infiltración más frías en tránsito por la zona no saturada y después por la saturada explican la disminución de la temperatura de la surgencia en 0.28 °C. Las aguas de infiltración determinan por dilución la disminución del radón: las concentraciones iniciales de radón son más elevadas que las medidas durante la crecida y se explican por los largos tiempos de contacto con las rocas que constituyen el encajante (mineralizaciones de Uranio...) que transfiere el radón a las aguas de la zona saturada y, finalmente, a la surgencia de Aigüeira (Morin, 1992, 1995; Freixes et al., 1996; Freixes 2014, 2020; Monterde et al., 2023).

ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LA SURGENCIA DE AIGÜEIRA (ACP)

El ACP de la surgencia de Aigüeira se ha realizado con 71 muestras que corresponden al período que va de julio de 1988 a diciembre de 1993. Se trata de los datos de casi seis ciclos hidrológicos que se han analizado para las variables siguientes: caudal (Q), temperatura (T), bicarbonato (TAC), $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (TH), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), sulfato (SO_4^{2-}), nitrato (NO_3^-), cloruro (Cl^-), sodio (Na^+), potasio (K^+), pCO_2 , pH y ΔpH (Figuras 19 y 20).

Espacio de las variables (Figura 19):

En la Font d'Aigüeira el factor I explica el 32% de la varianza total y sitúa en un extremo el caudal, el TAC, el TH y el calcio. El factor II, con un 22% de la variabilidad explicada opone el pH y el ΔpH a la pCO_2 . En el factor III, con un 11% de contribución a la varianza total, no hay ninguna variable que este bien definida. El factor IV, que contribuye en un 9% a la variabilidad, está definido por el magnesio.

De hecho, los resultados más claros los expresan los dos primeros ejes principales, así la discusión se centra en el plano factorial I-II.

La asociación entre mineralización y caudal parece indicar que en aguas altas se ha de incorporar una cantidad importante de CO_2 almacenado en el suelo (o bien, en otras partes del epikarst...), que facilitaría la disolución de los carbonatos y originaría un aumento de la mineralización; en situación de crecida y de caudales elevados –crecida estacional– el tiempo de tránsito al sistema de Aigüeira disminuye y la incorporación de aguas más frías determina la disminución de la temperatura en la surgencia. Así el factor I es el factor mineralización, es decir, el que indica el tiempo que tarda el agua en adquirir una mineralización determinada. En este caso, sin embargo, hay una

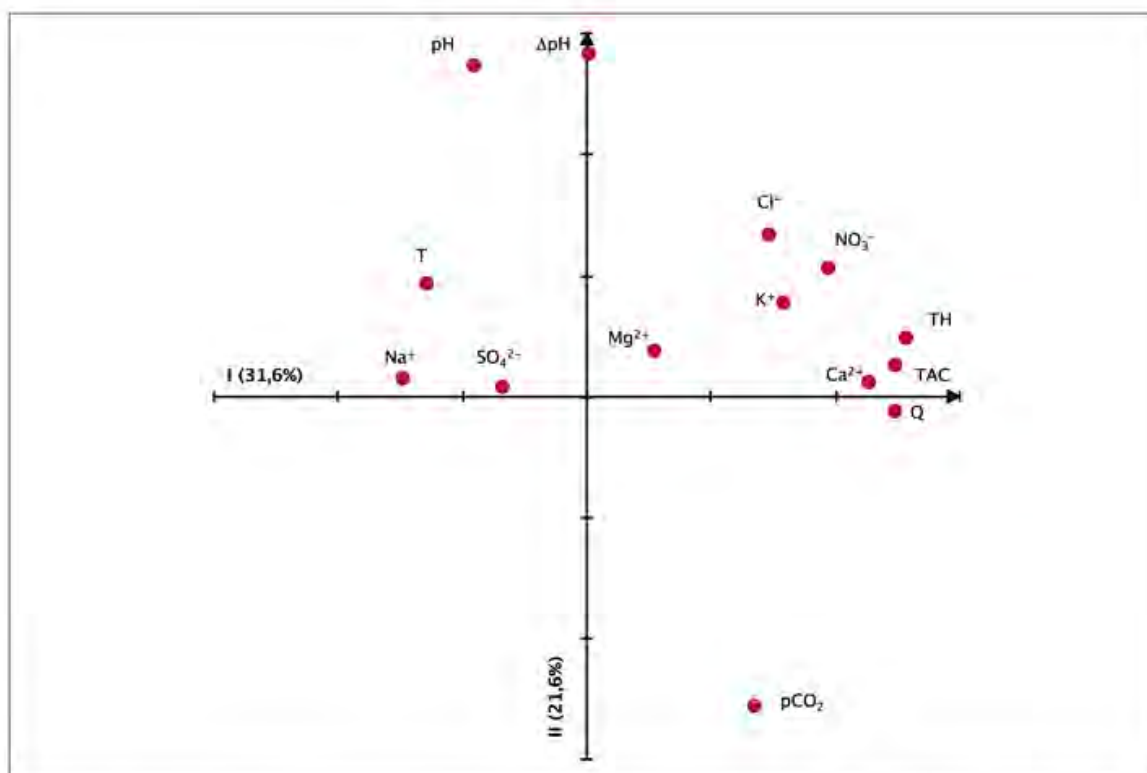


Figura 19. Análisis de Componentes Principales de la surgencia de Aigüeira (ACP). Espacio de las variables.

elevada correlación entre el caudal y los iones bicarbonato y calcio, que constituyen la parte más importante de la mineralización: esta situación se ha de interpretar a partir de una implicación progresiva y, más o menos simultánea del CO_2 en el conjunto de la cuenca. Esta situación, que refleja muy bien el ACP de Aigüeira (realizado con una importante cantidad de datos, casi seis ciclos hidrológicos) y los gráficos de evolución del caudal y la mineralización (bicarbonato, calcio y magnesio) (Figura 19) es única en los sistemas hidrogeológicos carbonáticos o kársticos de la Val de Aran. En este sentido es interesante recordar el esquema del sistema de Aigüeira, que es básicamente monario: las rocas carbonáticas presentan afloramientos sin solución de continuidad desde las partes más bajas (fuentes de Aigüeira y de Ruda) a las más elevadas (tuc dera Lança, 2658 m). Asimismo, el manto nival, que adquiere un desarrollo muy importante en el tiempo: otoño, invierno y primavera, y en el espa-

cio: recubre los afloramientos carbonáticos que van de la parte más baja a la más alta del sistema. Estas consideraciones dan aún más significación y sentido a las explicaciones que se han aportado sobre el factor I.

La elevada correlación negativa entre la pCO_2 y ΔpH (factor II) indica la existencia de unas condiciones favorables al intercambio entre las fases gaseosa y líquida. Estas condiciones están en relación con el funcionamiento del sistema, sobre todo si se considera que hay un predominio de la circulación lenta en el acuífero y, particularmente, un papel muy importante de la infiltración lenta (y la difusión) cómo característica general del sistema.

La evolución ciclo a ciclo (del 1988 al 1991) de la pCO_2 y de ΔpH (Figura 19) en el que todo aumento de cabal, determina un aumento del CO_2 en disolución (pCO_2) y que los valores del ΔpH , sean menos infrasaturados, es decir, más cerca del equilibrio indica la marcada

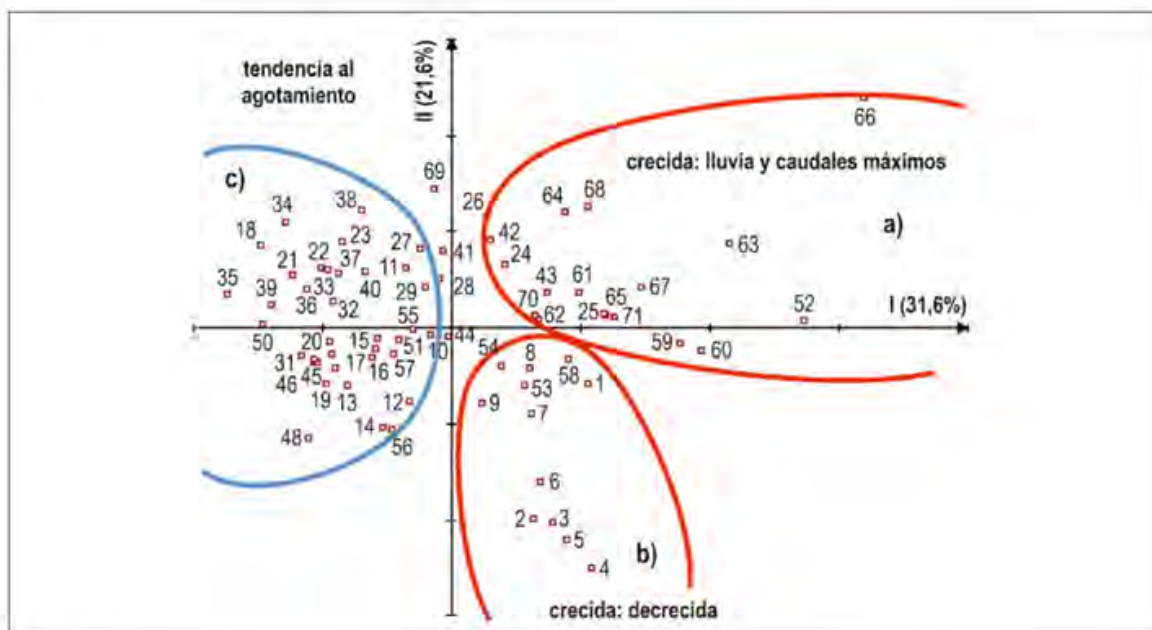


Figura 20. Análisis de Componentes Principales de la surgencia de Aigüèira (ACP). Espacio de las unidades estadísticas.

influencia de la infiltración lenta en los procesos que caracterizan la circulación hídrica del sistema.

Espacio de las unidades estadísticas (Figura 20):

El ACP caracteriza tres tipos o familias de agua: rama ascendente (y máximo de crecida), decrecida y agotamiento (tendencia al agotamiento) que no aparecen demasiado bien definidas; no obstante, el análisis discriminante realizado, que no explicaremos, sí que establece bien los tres tipos o grupos de agua.

Las aguas de la rama ascendente de la crecida (y máximo de crecida):

- aumento del caudal como consecuencia de las aportaciones provenientes de la fusión del manto nival.
- aumento de la mineralización, aumento de la $p\text{CO}_2$ y disminución del ΔpH . El agua proviene de la fusión de la nieve y, por tanto, originariamente tiene escaso CO_2 y poca mineralización. No obstante, el aumento de la $p\text{CO}_2$ hace suponer que el agua,

al infiltrarse, incorpora CO_2 a partir de un sistema de producción y de almacenaje como pueda ser el suelo (o el epikarst, en general). Se observa una infrasaturación del agua más marcada y, por tanto, aumenta su capacidad de disolución y de incrementar su mineralización. Además, en el agotamiento, en situación de vaciado de las reservas de la zona saturada, las concentraciones de CO_2 son más bajas; esto también indica que el origen del aumento de CO_2 se encuentra en la parte superficial del karst (suelos del epikarst).

- disminución de la temperatura por incorporación de aguas más frías que provienen de la fusión del manto nival.

Este también es un argumento favorable para situar el origen del CO_2 en la parte superficial del karst.

- aumento de nitrato que se incorpora en las aguas de infiltración, que realizan una efectiva lixiviación del situado en el epikarst.

Las aguas de la decrecida:

- disminución del ΔpH y aumento de la CO_2 : las aguas de la decrecida también provienen de la fusión del manto nival. A medida que avanza la fusión de la nieve en la primavera también aumenta la productividad del CO_2 en el suelo. Así las aguas de infiltración pueden incorporar concentraciones más elevadas de CO_2 .
- disminución de los iones cloruro y nitrato: el lixiviado de los suelos de la rama ascendente del hidrograma y punta o puntas de crecida, experimenta, en decrecida, un descenso de estos iones.

Las aguas de agotamiento (tendencia al agotamiento):

- evolución hacia las aguas menos mineralizadas del ciclo hidrológico: esto se observa bien en todos los ciclos estudiados y en las variables de la mineralización: HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} .
- concentraciones bajas en CO_2 .
- en la transición hacia el período de crecida estacional se produce la evolución hacia las aguas más frías del ciclo hidrológico. Mínimos de temperatura coinciden con los caudales más elevados (inicio de la fusión del manto nival y de la recarga del acuífero).

MODELO CONCEPTUAL

En el enfoque metodológico aplicado a la investigación del karst aranés, la perspectiva sistémica, hidrológica y experimental ha sido fundamental (Walliser, 1977; Humbert, 1979). En efecto, la aproximación hidrológica e interdisciplinaria ha contribuido a conocer y profundizar en las características del funcionamiento y la estructura de los sistemas (Kline,

1995). La hidrodinámica, la hidrogeotermia y la hidrogeoquímica han llevado a establecer modelos conceptuales y esquemas realistas de interés para cada sistema (Andrieux, 1978; Bakalowicz, 1979a, 1979b, 1994 y 1995; Bakalowicz y Mangin, 1980; Rouch, 1978; Mangin, 1975, 1977, 1978, 1982, 1994). El estudio de los distintos sistemas: Joeu, Lastoar, Terme-Pila y Aigüeira ha puesto de relieve que se trata de sistemas de funcionamiento y estructura contrastadas en un contexto común como es la val d'Aran. Las características propias de cada sistema se hacen más evidentes cuando se analiza el potencial de karstificación y se elabora su modelo conceptual (Freixes, 2014, 2020) (Figura 12).

En el sistema de Aigüeira, las variables: caudal (Q), temperatura (T), conductividad (C) y/o mineralización (M); HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pCO_2 y ΔpH utilizadas desde las distintas aproximaciones hidrológicas: hidrodinámica, hidrogeotermia e hidrogeoquímica observan una muy baja variabilidad (Figuras 18). Aigüeira es el único ejemplo entre los sistemas kársticos araneses estudiados que observa esta baja variabilidad en las variables de las distintas aproximaciones o disciplinas. La variabilidad en los sistemas de Uelhs deth Joeu, Lastoar y Terme-Pila es significativamente superior y, en general, se relaciona con una mayor karstificación.

La única descarga comparable con la surgencia de Aigüeira es la resurgencia de Terme, y aun así la variabilidad de Terme es superior a la de Aigüeira. La resurgencia de Terme forma parte del sistema Terme-Pila, y constituye la descarga situada más aguas abajo del sistema y la que expresa una karstificación menor en relación a la más desarrollada que existe en la parte de aguas arriba, cómo explicita muy bien la información aportada por la resurgencia de La Pila (Mangin, 1975; Freixes et al., 1991, 1993, 1996, 1998a, 1998b, 1998c, 1999, 2015; Freixes, 2014, 2020; Cervelló y Freixes, 1992; Cervelló, et al. 2023; Monterde et al., 2023).

El sistema de Aigüeira además de la limitada variabilidad observada en el caudal, la temperatura, la conductividad o mineralización y las variables del equilibrio calcocarbónico, tiene la clasificación hidrodinámica “i” y “k” en el límite de los sistemas kársticos y no kársticos, presenta las distribuciones de frecuencia de la temperatura y mineralización de tipo unimodal, correlogramas y espectros propios de un sistema de elevada memoria y tiempo de regulación, y, un correlograma cruzado que indica la importancia de las reservas dinámicas (4 hm³), el efecto de memoria y la importancia de la infiltración lenta y de la circulación lenta (flujo predominantemente difuso) permiten afirmar que se trata de un karst de limitada karstificación en su zona saturada y un flujo propio de un medio homogéneo de tipo difuso y ausencia de drenaje. Así, se resume el conocimiento experimental de la hidrología del sistema de Aigüeira (Figura 21) (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1979, Bayó, 1992, Freixes, 2014, 2020).

La explicación de por qué existe karstificación en la parte superficial del karst y no en la profunda, es relativamente simple.

Aigüeira es el único sistema de los investigados de forma intensiva en Aran que presenta un esquema de tipo monario. Este esquema limita la entrada masiva de agua al sistema: zona no saturada y saturada, y en consecuencia apenas existe infiltración rápida en pérdidas y escorrentía subterránea, mientras que el predominio de la infiltración lenta caracteriza el funcionamiento del sistema (ACP Aigüeira).

En Aigüeira, aunque existen algunas pérdidas estas tienen escasa entidad; los caudales no son importantes como sí sucede en las pérdidas de los sistemas de Joeu, Lastoar y Tèrme-Pila. Aigüeira es un sistema monario y no existen condiciones hidrodinámicas para que los procesos de disolución del epikarst se desplacen y desarrollen en profundidad.

En el karst aranés los sistemas que presentan karstificación en profundidad (zona no saturada y saturada) y un endokarst importante en sus zonas no saturada y saturada son binarios (Joeu, Lastoar y Tèrme-Pila), mientras que el único ejemplo que no presenta karstificación en profundidad es el de Aigüeira que es monario (Freixes, 2104, 2020; Monterde et al. 2023).

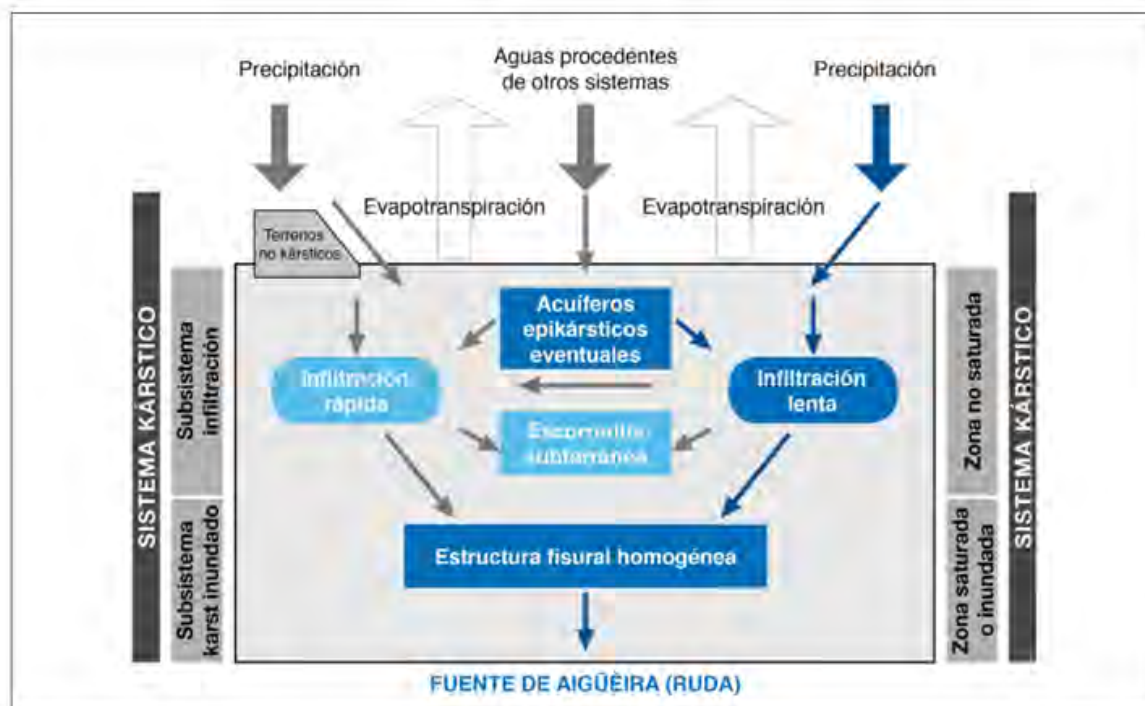


Figura 21. Modelo conceptual del sistema kárstico de Aigüeira.

CONSIDERACIONES FINALES

La surgencia de Aigüeira observa una excelente calidad de agua y desde hace varias décadas facilita agua a Tredòs (35.390 m³/año), al conjunto de las poblaciones de Salardú y Unha (101.000 m³/año), y también a la población de Gessa (23.550 m³/año). Más recientemente, el año 2007, la captación se ha utilizado también en el abastecimiento de emergencia del núcleo urbanizado de Baquèira, cuando el nivel de turbidez o el caudal de sus captaciones superficiales, no garantiza la correcta calidad del abastecimiento. No obstante, hay que introducir algunas consideraciones relativas a la calidad del agua del sistema de Aigüeira ya que temporalmente la surgencia presenta puntas de arsénico con valores superiores a las 10 ppb, es decir, por encima de la norma sanitaria. Estas concentraciones no normativas se diluyen con aguas que no presentan arsénico en su composición.

La captación de los recursos hídricos de la zona inundada de estructura fisurada y karstificación incipiente, pero homogénea, de baja permeabilidad y flujo difuso del sistema de Aigüeira se debe concretar con galerías o bien con captaciones verticales; no obstante, en este sistema, aunque su estructura homogénea facili-

ta la explotación, previamente a la realización de captaciones es necesario un estudio geológico e hidrogeológico en profundidad que contribuya a controlar la complejidad de la estructura geológica y a disponer de las características hidráulicas del reservorio.

La gestión sostenible de los recursos hídricos también exige iniciativas para su protección de posibles episodios de contaminación. Los trabajos de cartografía hidrogeológica y de cartografía de riesgos realizados por Monterde (1998a y 1998b), han tenido esta orientación. También se refieren determinados episodios de contaminación y la necesidad de protección de las aguas subterráneas, particularmente en el ejemplo de Aigüeira por sus características hidrodinámicas y la importancia de sus reservas dinámicas en los trabajos de Freixes et al., (1996) y Freixes (2014, 2020); en la gestión sostenible de las aguas subterráneas se debe citar a Marsily (1996); Bakalowicz y Plagnes (1998) y Bakalowicz (2005); y en los estudios de contaminación tienen interés las aportaciones de Milanovic (2004) y Kresic (2013).

Finalmente, el seguimiento hidrológico del sistema es importante con el objetivo de conocer la incidencia de los nuevos escenarios que introduce el cambio climático (Freixes, 2014, 2020; Cervelló et al., 2023).

PARADA 3. SISTEMA HIDROTHERMAL D'ARTIES (Josep Maria Màsich)

Las aguas termales es un recurso geológico natural cuya investigación y aprovechamiento se encuentra regulado por la vigente legislación de minas, Ley de Minas (1973) y el Reglamento de la ley de Minas (1978). El Estado es el titular del recurso aguas termales y su aprovechamiento puede realizar directamente el Estado o bien ceder su explotación en las condiciones establecidas en la legislación.

Las aguas termales son un recurso geológico de la sección B, según la clasificación de los recursos minero – geológicos de la ley de Minas. Son aguas termales, las aguas cuya temperatura, en el punto de surgencia supera los 4°C a la temperatura media atmosférica anual, siempre que, en casos de usos industriales, la producción de energía calorífica sea inferior a las quinientas termias por hora. El origen de las aguas termales es debido al calentamiento, a diferentes profundidades, de las aguas de infiltración de las precipitaciones (lluvia y nieve). El calor necesario para su calentamiento es subministrado por el flujo calorífico normal emitido desde el interior del Planeta. No obstante, existen algunos puntos del interior del Planeta, donde el flujo calorífico es superior al flujo normal, debido su estructura, que aporta mayor energía, elevando la temperatura de las aguas subterráneas circulantes a valores muy superiores a los valores del flujo calorífico normal.

El origen y la generación de un sistema termal se basa en la infiltración de las aguas de precipitación (lluvia y nieve) en cotas elevadas con un substrato

constituido por materiales permeables que por gravedad circula lentamente hacia el interior de un macizo geológico constituido, mayoritariamente, por rocas ígneas (granitos, granodioritas) (*) o metamórficas (gneis). A medida que el agua desciende, va aumentando su temperatura y mineralización (por aumento de la energía calorífica y de la presión), alcanzando los valores máximos en el emplazamiento de donde se genera el yacimiento geotérmico. La profundidad donde se sitúa el yacimiento geotérmico es función de la presión y la temperatura reinantes en el subsuelo.

Las surgencias termales de los Pirineos se hallan directamente relacionadas con los macizos graníticos y granodioríticos y los macizos de gneis. El sistema de fracturación que presentan dichos macizos permite la infiltración, por gravedad, de las aguas precipitadas (lluvia y nieve) a lo largo de toda su superficie aflorante que, al infiltrarse, aunque muy lentamente, pueden alcanzar grandes profundidades debido a las profundas raíces de las masas de granito y granodiorita (macizos de La Maladeta, Andorra-MontLouis, Cauterets,...y gneis (macizo del Ganigó). A grandes profundidades de dichos macizos, se genera el yacimiento geotérmico, con una temperatura y mineralización de sus aguas característica de cada emplazamiento, debido al flujo calorífico y a la presión de la zona.

(*) al final de la guía pueden consultarse los principios básicos de estos tipos de rocas y de su formación.

El agua termal generada en el yacimiento geotermal asciende hacia la superficie por procesos hidrodinámicos, aprovechando las fracturas de la zona limítrofe de dichos macizos de rocas ígneas y metamórficas con las rocas encajantes o bien a través de algún sistema de fracturación que afecta a dichos macizos. (Dorres en Francia, Les Escaldes en Andorra, Panticosa en Huesca).

La mayoría de las surgencias termales de los Pirineos presentan un modelo de funcionamiento hidrogeológico de “fondo de valle”, generadas a favor de líneas de fractura importantes, sobre las que se desarrolla el sistema termal principal, y ramificándose en las proximidades de la superficie a favor de la red de fracturas secundarias que da lugar a diversas surgencias que pueden

presentar gran diversidad de temperatura.

Las manifestaciones termales de Arties se hallan directamente relacionadas con el batolito granítico de Arties, macizo satélite del extenso batolito granodiorítico de La Maladeta, cuya edad es post-hercínica y que se estima se emplazó hace unos 277 millones de años. El macizo de Arties se extiende al norte de dicho batolito mediante una franja de materiales muy fracturados del Silúrico, Devónico y Carbonífero, en el sector de l'estanho d'Escunhau y arriu Valarties; mientras que el valle de l'arriu d'Aiguamòg, el contacto con las granodioritas del macizo de La Maladeta es directo (figura 3.1, 3.2 y 3.3).

El batolito de Arties se encuentra afectado por un sistema de fracturación

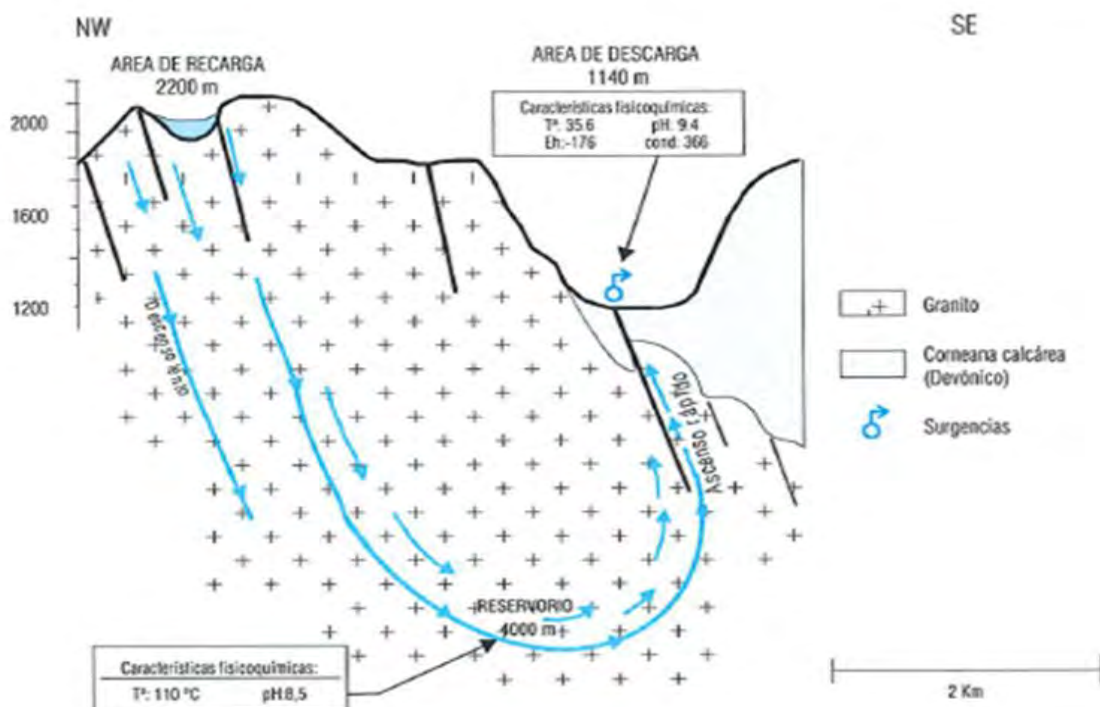


Figura 3.1. Esquema de funcionamiento del sistema hidrotermal de Arties (de Buil-Gutierrez et al., 2002)

Alpina formada por dos familias de fracturas, una de dirección NE-SW y la otra de dirección NW-SE; siendo la fractura más extensa la falla de Valarties que se extiende hasta la zona surgencia de las aguas termales, afectando también a los materiales encanjantes del macizo formados por pizarras y mármoles del Devónico. Dichos mármoles que se extienden hacia al norte, constituyendo la base de l'arriu Garona. A más a más, podemos observar un segundo sistema de fracturación que presenta una dirección E-W y N100E.

Los mármoles del Devónico se han originado por metamorfismo de contacto debido a la intrusión del batolito de Arties.

Las surgencias de aguas termales de Arties se localizan unos 500 metros al oeste del núcleo de Arties, justo en la base del macizo de Arties. Facilita la surgencia de las aguas termales la intersección de la falla del Garona de dirección E-W que transcurre paralela al río Garona con la falla N-S que afecta al granito de Arties, afectando también a las pizarras y mármoles del Devónico. Los datos bibliográficos sobre concentraciones de isótopos estables ^{18}O y ^2H (IGME, 1983; SGC-GC, 1990; P.I. GEOVAL-III, 2007) y basándonos en estudios realizados en los Pirineos Centrales Franceses por Chevalier-Lemire et al. (1990), Criaud y Vuataz (1984), Vuataz et al. (1985) y Iundt y Soulé (1986), nos indican que la zona de recarga del sistema termal de Arties se localizaría en el entorno del área comprendida entre el pico Malh des Vivèrs (2.154 m.s.n.m.) y el pico Roquetes Altes (2.205 m.s.n.m.), dentro

del macizo batolítico de Arties, facilitando la infiltración del agua la red de fracturación existente. La falla más extensa que afecta a las pizarras y mármoles de Devónico que afloran en el límite norte del macizo con una dirección N-S y que transcurre paralela a arriu Valarties sería la responsable desarrollar el sistema termal en profundidad.

Las concentraciones de tritio (^3H) determinadas en las aguas del manantial termal presentan unos valores que nos indican que son aguas anteriores a las pruebas nucleares (anteriores a 1953), con nulas o bien con muy pequeñas mezclas con aguas frías de procedencia más superficial. Los valores de referencia son: 2,1 +/- 3,8 UT (IGME, 1983).

Buil-Gutierrez et al. (2002) determinó el tiempo de residencia de las aguas en diversos sistemas geotermales de los Pirineos, a partir del isótopo inestable ^{14}C . Los resultados obtenidos nos indican que las aguas termales del sistema geotermal de Arties presentan un tiempo de residencia del entorno de los 11.000 años.

La temperatura de las aguas termales disminuye durante su ascenso hacia la superficie desde el yacimiento geotermal donde se han generado, debido a su mezcla con aguas superficiales frías y/o al contacto con rocas a menor profundidad. La solubilidad de las sustancias varía con la temperatura, de tal forma que los equilibrios existentes entre el agua y la roca son muy diferentes en aguas frías y en aguas de elevada temperatura, aún que se hallen en contacto con el mismo

tipo de roca. En las aguas termales existen compuestos o relaciones entre compuestos que presentan variaciones lineales de su concentración para un rango de temperaturas, siempre que se haya establecido el equilibrio, cuyas concentraciones son utilizadas como geotermómetros que nos pueden indicar, de forma aproximada, la temperatura máxima que alcanzó el agua en el yacimiento termal donde se generó. Así, conociendo el gradiente geotérmico regional de la zona es posible determinar la profundidad que alcanzó el agua termal en su recorrido. Los geotermómetros utilizados son: el SiO_2 para temperaturas menores a 200°C ., mientras que la relación $r\text{Na}/r\text{K}$ para temperaturas comprendidas entre los 160°C . y los 300°C ., siempre y cuando el valor de dicha relación se mantenga entre 20 y 8. Los tres elementos provienen de la meteorización de los granitos – granodiorita. Buil-Gutierrez et al. (2002) basándose en los geotermómetros equilibrio SiO_2 -cuarzo y la relación Na/K , a partir de los datos termodinámicos para la albita y el feldespato potásico (Michard, 1983) determinó que la temperatura del agua en el yacimiento geotermal alcanzó los 110°C .

Las aguas de es banhs de Arties son de naturaleza bicarbonatadas – cloruradas/sulfatadas sódicas, de baja mineralización, con conductividades que oscilan entre los 300 – 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$. a 20°C . La concentración de SiO_2 es elevada, entre 67-72 ppm, como en todos los manantiales termales que emergen a lo largo de los Pirineos y que se hallan asociados a los macizos de rocas ígneas (granitos y/o granodioritas y gneis). Las aguas son básicas con pH de

9,5 y elevadas concentraciones de $\text{CO}_3^{=}$ que pueden alcanzar concentraciones de 9,3 ppm. El sodio es el catión predominante, con valores que pueden oscilar entre 59 y 68 ppm, concentraciones superiores a la concentración total del sumatorio del resto de cationes: calcio, magnesio y potasio. Las concentraciones de F^- pueden oscilar entre 6 y 7 ppm, siendo las aguas termales de los Pirineos donde presentan los mayores valores.

La composición química de los manantiales termales de Arties, como en el resto de las aguas termales de los Pirineos, nos indica que presentan una circulación i equilibrio con los materiales graníticos, sin prácticamente influencia de los materiales paleozoicos encajantes (esquistos, calizas...) de los batolitos graníticos.

Una de las características de las aguas termales de los Pirineos es que presentan un fuerte olor, en el punto de surgencia, a materia orgánica (huevos podridos), debido a la presencia de ácido sulfhídrico disuelto (H_2S), producto de los procesos de alteración por la acción microbiológica en ambientes reductores de las piritas (FeS_2) presentes en el granito-granodiorita o bien en sus rocas encajantes, las calizas o esquistos.

Las aguas termales de Arties, como la mayoría de las aguas termales sulfurosas de los Pirineos presentan, en los puntos de surgencia, unas masas filamentosas y gelatinosas de color blanquecino formadas por las sulfobacterias y algas cianofíceas capaces de vivir en medios sulfurosos, que se denominan barégine. La barégina

fue descrita por primera vez en las fuentes termales de BARÈGES (Pirineos franceses) y presentan unas propiedades antibióticas, anti-inflamatorias y cicatrizantes, siendo utilizadas en ciertas patologías reumáticas, patologías de las articulaciones, patologías musculares y patologías de la piel (lepra contagiada por los soldados en las cruzadas, psoriasis...) (figura 3.4). Durante la colonización del Imperio Romano, los romanos, explotadores de todos manantiales termales de las tierras del Imperio, fueron los primeros en utilizar la barégina con fines curativos de las heridas de guerra. En Francia se construyeron hospitales militares en las ciudades donde existían manantiales termales, aprovechando las aguas termales sulfurosas con barégine para curación de heridas de guerra. En Ax-les-thermes, centro curativo mediante la aplicación de las técnicas de hidroterapia, existe una piscina de aguas termales cuya profundidad no supera las rodillas, situada frente al antiguo hospital militar, que era utilizada para procesos curativos de las piernas, paseándose los enfermos en la piscina. Las aguas termales de Arties fueron explotadas por los romanos. El balneario de Arties de hallaba situado en los dos edificios existentes en el emplazamiento, hoy en día en ruinas, fue inaugurado en 1817 y dejó de funcionar como balneario en 1960 debido a un incendio que destruyó todas las instalaciones. Aprovechaba las aguas procedentes de tres manantiales: la Gran font (40°C.), Font Rafel (29°C.) y la Font de Sant Roc (28°C.) que suministraban aguas sulfurosas sódicas utilizadas para acciones curativas dermatológicas (psoriasis, dermatitis y

el acné) y contribuía a mitigar dolencias relacionadas con las vías respiratorias, los procesos óseos, musculares y de las articulaciones como el reumatismo. Actualmente, se han construido dos piscinas municipales para la explotación de las aguas termales con fines lucrativos

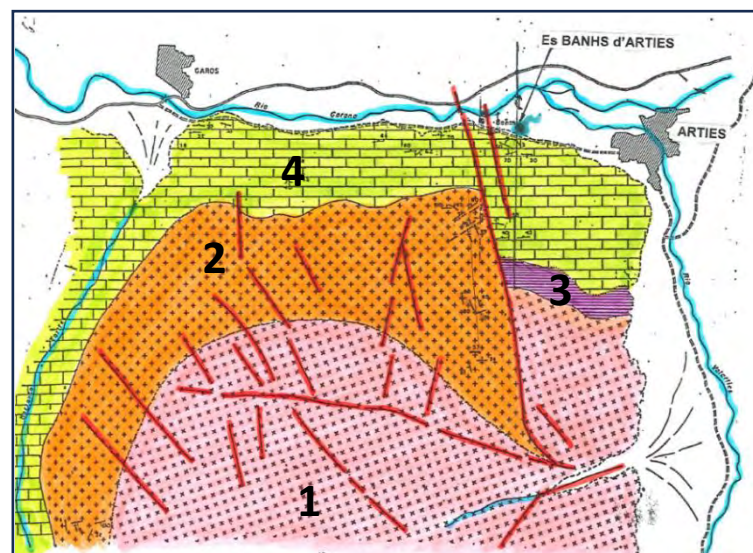


Figura 3.2. Mapa geológico del manantial geotermal de Arties (Escala 1:10.000). Leyenda: 1-2) Granodiorita y granitos de grano grueso con biotitas y granodioritas. 3) Devónico inferior: pizarras negras y calizas. 4) Devónico medio: calizas y mármoles.

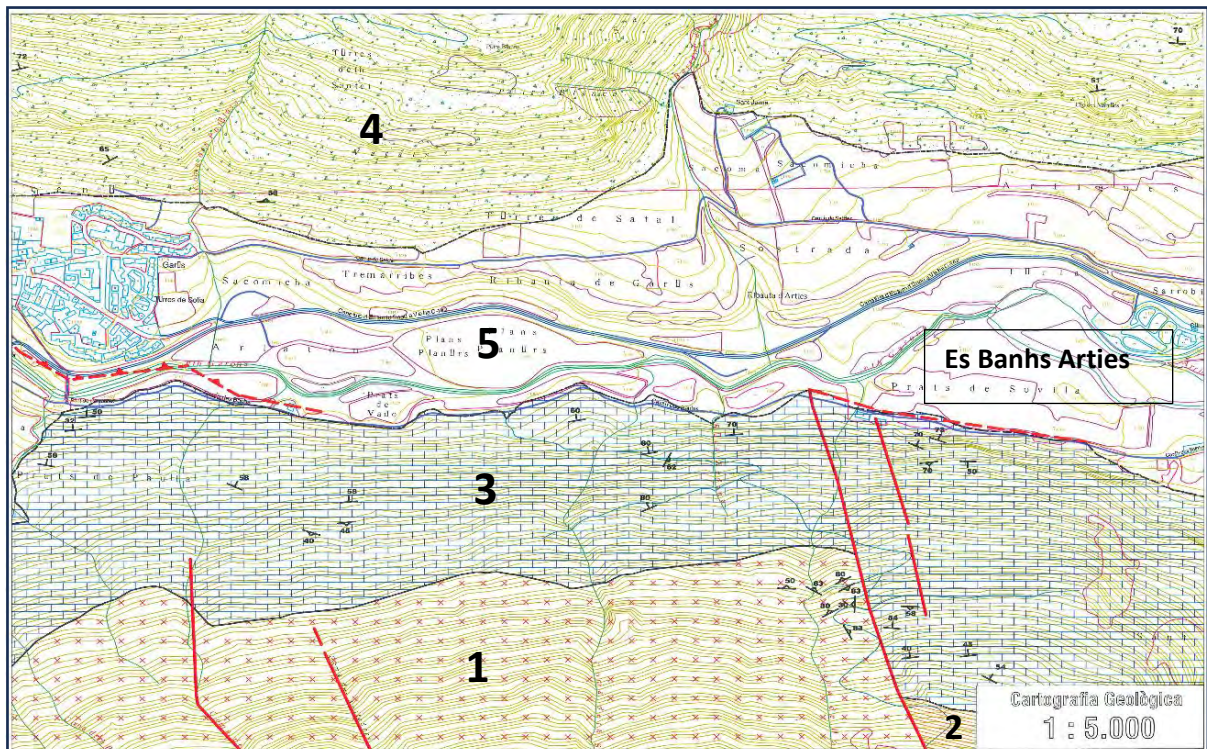


Figura 3.3. Mapa geológico del manantial geotermal de Arties. Escala 1:5.000. Leyenda: 1) Granodiorita y granitos de grano grueso con biotitas y granodioritas. 2) Devónico inferior: pizarras negras y calizas. 3) Devónico medio: calizas y mármoles. 4) Devónico superior: areniscas y calizas. 5) Cuaternario: depósitos aluviales y glaciales.



Figura 3.4. Aspecto de la “barigina” (filamentos blancos) en el manantial de Arties.

PARADA 4. EL SISTEMA HIDROTHERMAL DE LES (Manel Pascual)

EL MARCO GEOLÓGICO DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE LES

El sistema hidrotermal de Les se sitúa en la cuenca del río Garona entre las poblaciones de Bossost al Sur y de Les, al Norte. Las surgencias se sitúan en el casco urbano de la población de Les y en sus alrededores, en el margen derecho del río, donde se ubica el balneario antiguo y las actuales termas, en el contacto mecánico entre los leucogranitos que constituyen el Domo (plutón) de Bossost y su encajante esquistoso Cambro-Ordovícico. La figura 4.1 es un corte de toda la corteza terrestre obtenido del

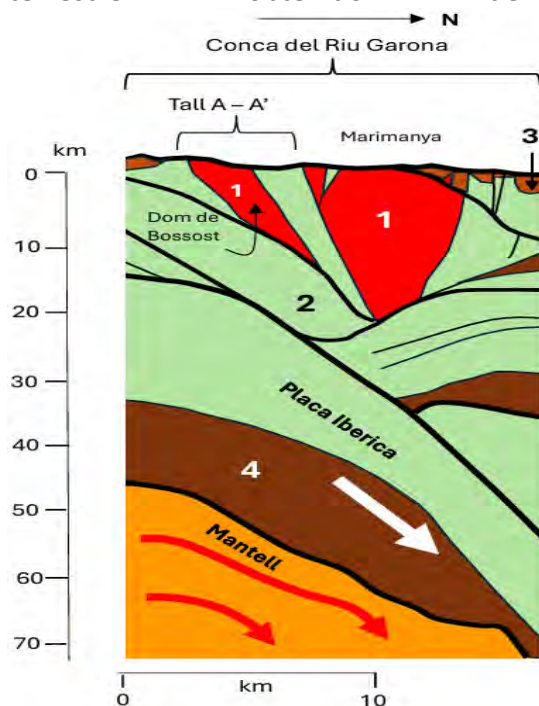


Figura 4.1. Corte geológico cortical del sector del sistema hidrotermal del Les. Leyenda: 1- Leucogranitos. 2- Esquistos, pelitas... (Cámbrico – Ordovícico). 3- Calizas y turbiditas (Silúrico – Devónico). 4- Corteza inferior. La flecha blanca indica la dirección de la subducción. También se sitúa el corte A-A' y su continuación de las figuras 4.2 y 4.3.

perfil ECORS (ICGC, 2010) correspondiente al sector donde se encuentra el sistema hidrotermal de Les. En el corte se observa la zona de subducción originada debajo de los Pirineos por la colisión entre la placa Ibérica y la europea. También se indica el Domo de Bossost responsable del sistema hidrotermal de Les. Los materiales geológicos implicados son los granitos del Domo, intruidos en las formaciones cambro-ordovícicas de la zona axial pirenaica. Las surgencias se producen en una zona de intersección de las zonas milonitizadas de una falla paralela por el Norte a la falla de Bossost y una falla de dirección NE-SW ocultada por el aluvial del río Garona (figura 4.2).

FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE LES

El sistema hidrotermal de Les, igual que los sistemas cercanos de Boi, Arties i Tredós, han estado estudiados en detalle por el excelente trabajo de Buil-Gutierrez et al. (2002), en el cual se basa la mayor parte del texto de la parada.

La circulación en el circuito termal se produce por el interior de los granitos del Domo (figura 4.3). El funcionamiento hidrogeológico del sistema supone un descenso del agua desde un área de recarga extensa, hacia zonas profundas (reservorio) a velocidades muy bajas. La zona de descenso se caracteriza por fracturas de pequeño tamaño que incluyen contactos intergranulares, obteniéndose relaciones entre volumen de agua y volumen de roca muy bajas. En esta parte del circuito y en el reservorio el tiempo de permanencia del agua es grande y suficiente para que

se produzca la mayor parte de las reacciones químicas entre la fase sólida y el agua hasta el equilibrio químico, así como el incremento de temperatura en función del gradiente geotérmico que

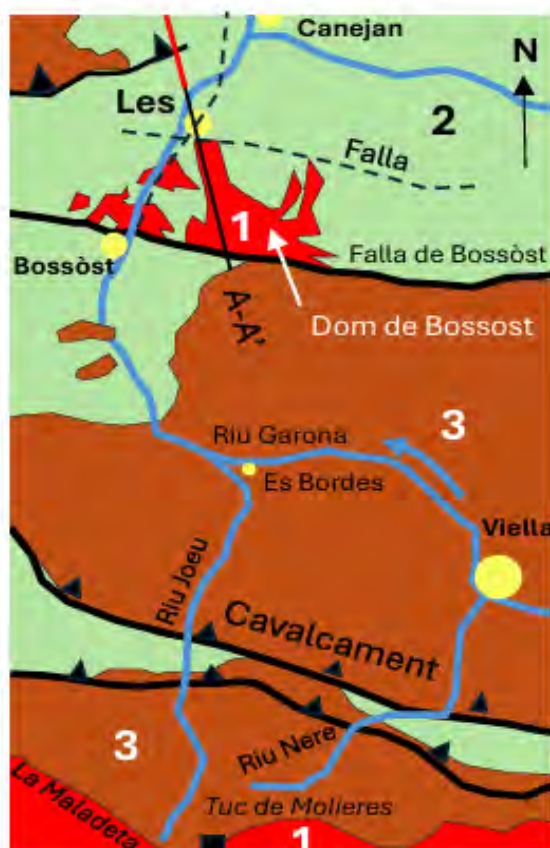


Figura 4.2. Mapa geológico esquemático de los alrededores del sistema hidrotermal de Les. Legenda: 1- Leucogranitos. 2- Esquistos, pelitas, etc. (Cámbrico – Ordovícico). 3- Calizas y turbiditas (Silúrico – Devónico).

exista. La permeabilidad es muy baja y los volúmenes totales de agua implicados son también muy reducidos si se compara con la productividad de los acuíferos convencionales de aguas frías de mayor permeabilidad.

El ascenso del agua calentada en el reservorio es más rápido y se produce a través de pocas fracturas de mayor

tamaño que actúan como vías preferentes de circulación. Las surgencias del sistema acostumbran a concentrarse en zonas concretas de reducida superficie si se compara con las áreas de recarga. Los caudales observados corresponden al alumbramiento concentrado de aguas infiltradas en superficies mucho más extensas. La temperatura, aunque caliente, es inferior a la obtenida en el reservorio. No obstante, en las cercanías de las surgencias, los gradientes geotérmicos se incrementan debido al ascenso de las aguas termales calentadas en profundidad (figura 5.3).

La distancia entre área de recarga (Serra des Neres, zona del Pas de Salóda) y la zona de surgencia (Les) es corta, lo que infiere al sistema una forma de U.

HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DE LES

Como se ha dicho, la geoquímica del sistema hidrotermal de Les ha estado estudiada en detalle por los trabajos de Buil-Gutierrez et al. (2002). Es pues interesante resaltar aquellos aspectos más notables de dicho estudio por su interés científico.

El conocimiento del modelo de funcionamiento del sistema hidrotermal descrito precisa de conocer:

1/ Las relaciones hidrogeoquímicas entre el material sólido encajante y las aguas circulantes.

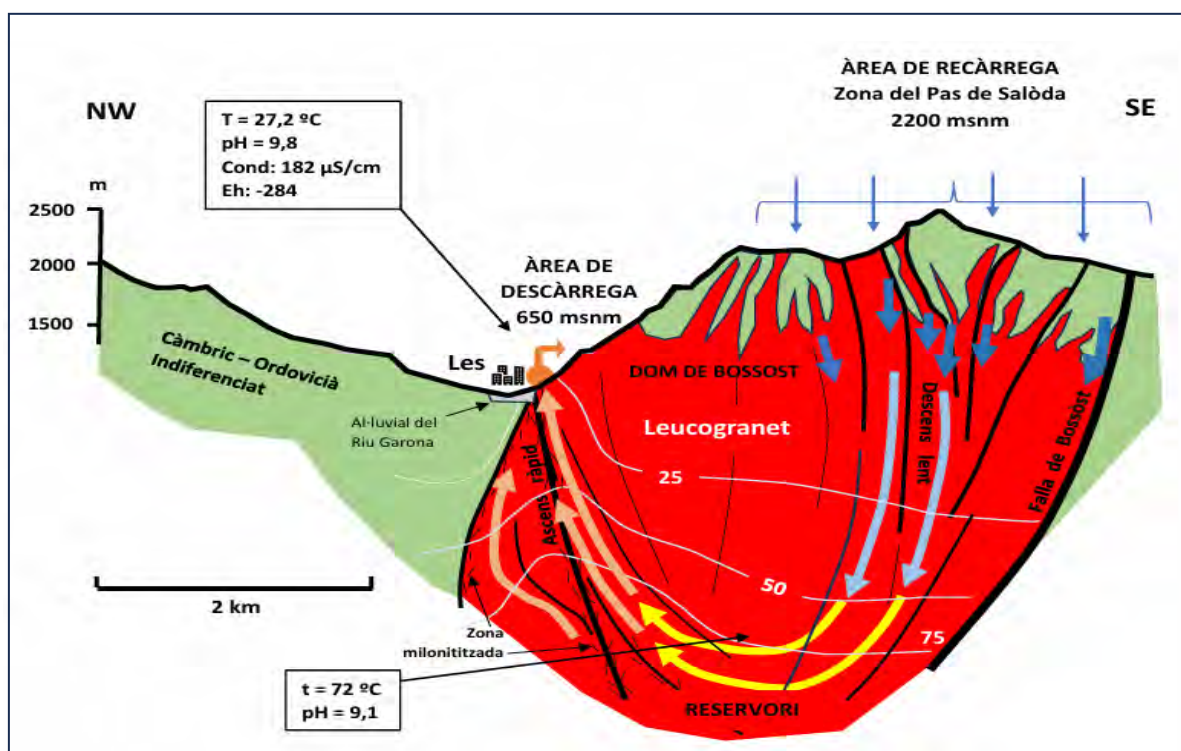


Figura 4.3. Corte esquemático A-A' de la figura 4.2, ilustrando la circulación del agua subterránea termal en el seno del sistema del Domo de Bossost. Se indica todo el ciclo hidrotermal desde la zona de recarga hasta las surgencias, pasando por el reservorio donde adquieren la temperatura máxima. Nótese los altos pH que indican un ambiente reductor. Con el único objetivo didáctico también se indican las isoterms tentativas del gradiente geotérmico. Explicación a lo largo del texto (modificado de Buil-Gutierrez et al., 2002).

- 2/ La localización del área de recarga y su altitud.
- 3/ La profundidad hasta dónde llega el agua infiltrada (profundidad del reservorio).
- 4/ La temperatura del reservorio.
- 5/ El tiempo de permanencia o de tránsito del agua dentro del acuífero desde que se infiltra hasta que surge por los manantiales

1/ los *elementos mayoritarios*,

2/ los *elementos traza* y

3/ las denominadas *tierras raras (REE)*.

Los **elementos mayoritarios** en las aguas de Les son los indicados en el diagrama de la figura 4.4 (diagrama de Stiff). Las aguas son bicarbonatadas sódicas de mineralización baja con conductividad de 182 µS/cm y pH alto de 9,1. Se caracterizan por muy bajo contenido en los cationes magnesio y calcio, y también bajo en los aniones sulfato y cloruro.

CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DE LAS AGUAS TERMALES

Según su nivel de presencia en el agua son tres los grupos de componentes disueltos en las aguas termales de Les:

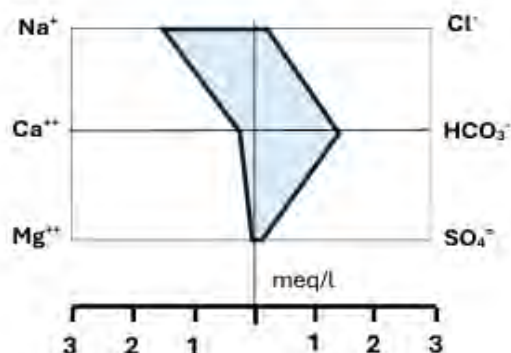


Figura 4.4. Diagrama de Stiff representativo de los **componentes mayoritarios** del agua termal de Les (de Buil-Gutierrez et al., 2002).

elementos traza analizados en el medio encajante. El análisis de las diferencias químicas entre las que serían teóricas y las reales que se presentan en ambos medios quedan fuera de los objetivos de esta guía, no obstante, en Buil-Gutierrez et al. (2002) se realiza un exhaustivo análisis de las razones de tales diferencias.

Las **tierras raras** analizadas (de ahora en adelante REE) son las mostradas en la Figura 4.6. Las REE consideradas en los estudios de Buil-Gutierrez son los

La concentración total de los **elementos**

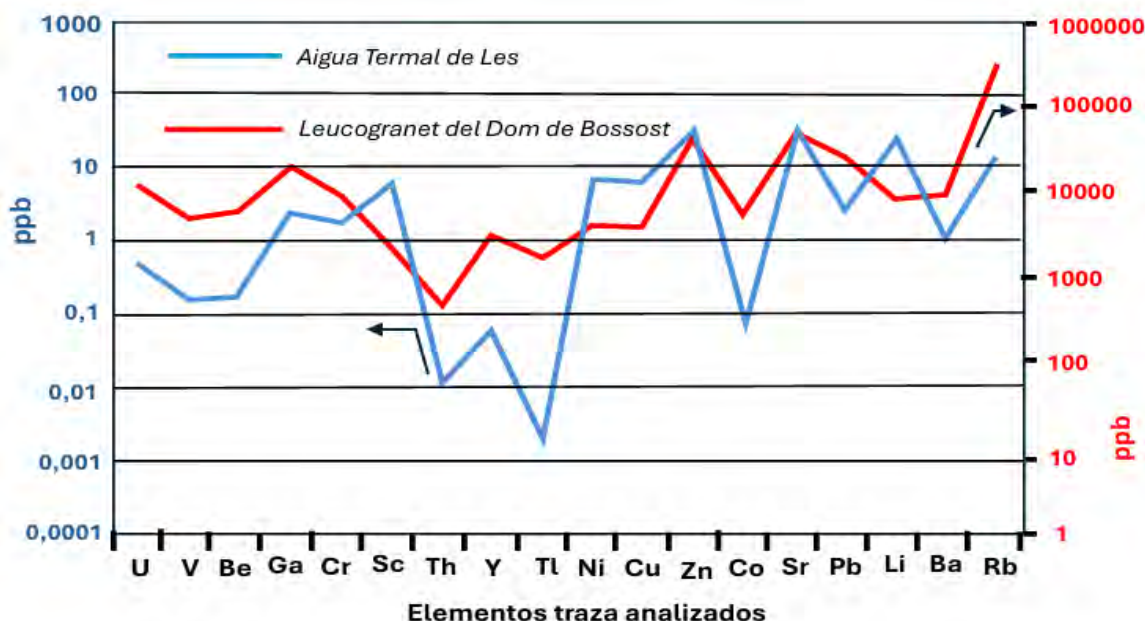


Figura 4.5. Gráfico mostrando las concentraciones de los **elementos traza** en el agua termal i en los materiales encajantes granitoides del sistema hidrotermal de Les.

traza analizados en la surgencia de Les son los mostrados en la figura 4.5 y representan el 21% del total. Al final del texto se adjunta la tabla periódica de los elementos (figura 4.11) como recordatorio de su localización y características de cada uno de ellos. La figura 4.5 muestra cierto paralelismo de las características químicas del agua termal con los contenidos de los

lantánidos (figura 4.11) dado que estos son característicos en sistemas geotermales como el de Les, además de su posible interés como indicadores de indicios de estos, en las rocas encajantes.

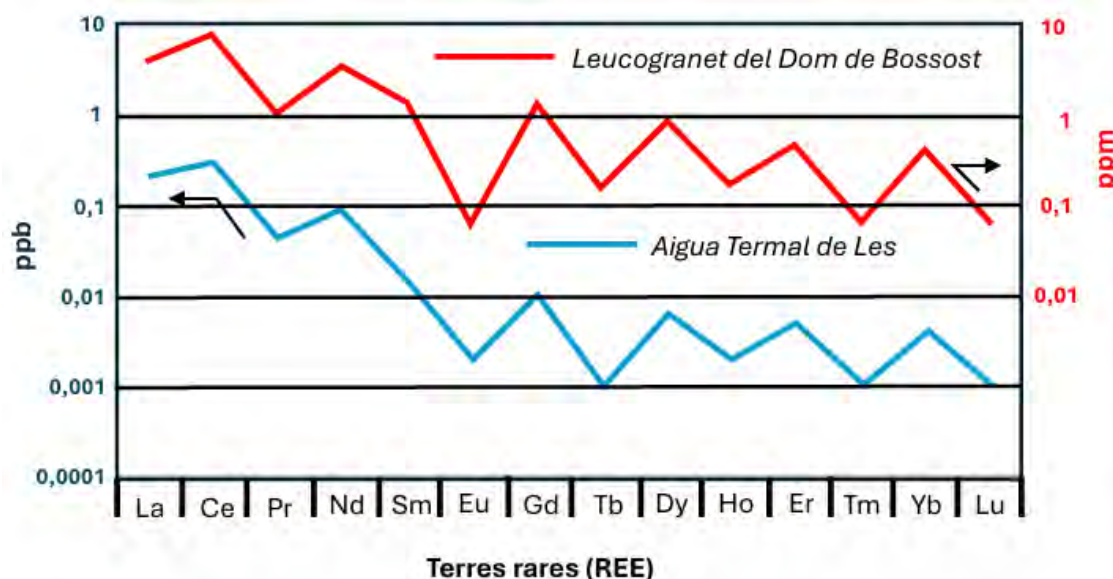


Figura 4.6. Representación de las concentraciones de los elementos de las **tierras raras (REE)** en el agua termal de Les y en las rocas encajantes del Domo de Bossost.

Entre otros, un factor importante que potencialmente puede ejercer el *control de la concentración final de las REE en las aguas, son la abundancia de REE en los minerales que constituyen la roca encajante.*

Como puede observarse en la figura 4.6 la forma de los gráficos (del agua y del encajante) son muy similares, con las lógicas diferencias en los órdenes de magnitud de las concentraciones. Las de REE en el agua están expresadas en ppb ($\mu\text{g/l}$) y las de los litotipos, en ppm (mg/l).

En el agua termal se observa la huella hidroquímica de las REE del encajante, sin que aparentemente haya reacciones modificadoras importantes que desvíen los contenidos de los que corresponderían únicamente a una disolución simple.

No obstante, los resultados del sistema de Les, comparados con los de los sistemas hidrotermales próximos, tienen una diferencia significativa de difícil explicación: *el Domo de Bossost (litotipo encajante de Les) es el que tiene menos concentración de REE de los sistemas vecinos (Boí, Tredós i Arties), mientras que la concentración de REE en las aguas termales de Les es la mayor de todas las aguas de dichos sistemas.*

CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS DE LOS MATERIALES ENCAJANTES

Las características químicas de las aguas surgentes en los manantiales dependerán de las composiciones mineralógicas de las rocas encajantes. La formación geológica en la que se desarrolla el sistema hidrotermal de Les és el Domo de Bossost, formado por leucogranitos (granito de colores claros

por escasez relativa de minerales oscuros).

A partir de los muestreos y análisis mineralógicos, Buil-Gutierrez et al. (2002) determinan que los minerales primarios que forman los leucogranitos del Domo de Bossost forman la siguiente paragénesis mineral:

- cuarzo (SiO_2),
- microclina (feldespato de fórmula KAlSi_3O_8),
- caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$),
- calcita (CO_3Ca) y
- aluminosilicato calcico tipo zoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$).

CALCULOS HIDROGEOQUIMICOS MEDIANTE MODELACIÓN

Para los cálculos, Biel-Gutierrez et al. (2002) utilizaron el modelo PHREEQE (Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., y Plumer, L.N., 1990) que precisa de la siguiente información para su uso:

1/ Fase sólida: paragénesis mineral del encajante granítico (Domo de Bossost) descrita en el apartado anterior.

2/ Fase líquida:

- análisis químicos del agua termal de Les descritos en los apartados anteriores,
- análisis químicos del agua de infiltración en la zona de recarga de la Serra dels Neres (figura 4.7), considerando como válidos los de las aguas de lluvia de las zonas más próximas a dicha zona.

El modelo calcula:

1/ los “índices de saturación” (IS) respecto a todos los minerales de la paragénesis,

2/ grado de evolución geoquímica de las aguas termales,

3/ influencias de la cinética química en el nivel de evolución de estas durante el tránsito desde la zona de recarga a zona de descarga,

4/ temperatura del reservorio,

5/ profundidad del reservorio,

6/ tiempo de tránsito del agua desde que se infiltra hasta que brota en los manantiales, etc.

Para la modelación es importante cerciorarse que las aguas termales no están mezcladas con aguas superficiales frías. Buil-Gutierrez et al. (2002) utilizaron estudios de tritio realizados por el IGME (1992) que indicaban que las aguas termales de Les tenían, en 1992, un contenido en tritio de $0,26 \pm 2,6$ UT, por lo que no podían estar mezcladas con aguas modernas posteriores a 1952 (**).



Figura 4.7. Tuc de Neres visto desde el sur (Sèrra des Neres – Pas de Salòda). Es la zona de recarga del sistema hidrotermal de Les, constituida por leucogranitos (ver figura 4.3).

*(**) El tritio es el isótopo más pesado del hidrógeno y se caracteriza por poseer un periodo de semidesintegración de 12,16 años, por lo cual, este isótopo es idóneo para determinar los tiempos de residencia de fluidos recientes. Según el IGME (1992), antes de 1953, la concentración natural media de tritio en la latitud de la Vall d’Aran era de 2,75 UT (Unidades de Tritio).*

En 1953 tuvo lugar la primera explosión termonuclear que generó importantes aportaciones de tritio artificial a las aguas atmosféricas en todo el planeta. Por lo tanto, las aguas infiltradas posteriormente a este año tenían concentraciones de tritio mayores a 2,75 UT.

TEMPERATURA DEL RESERVORIO DEL SISTEMA HIDROTHERMAL

La determinación de la temperatura en el *reservorio geotermal* se ha efectuado combinando los cálculos de los estados de equilibrio entre la fase líquida (agua termal surgente en Les) y la fase sólida (encajante del Domo de Bossost) mediante el modelo geoquímico PHREEQE y las técnicas de geotermometría clásica.

Los cálculos de modelización han permitido verificar la existencia de equilibrio químico en profundidad entre la solución termal de Les y la asociación paragélica mineral expuesta en el apartado anterior, determinada para el Domo de Bossost.

La figura 4.8 es el diagrama resultante de los cálculos más significativos de la modelación. Se relacionan los estados de saturación (IS) de los análisis de las aguas termales de Les, calculados por el modelo en función de la temperatura, en base a que las constantes de equilibrio de las reacciones entre agua termal y la paragénesis mineral, varían con la misma.

Del gráfico se deduce que *la temperatura de equilibrio* en el reservorio, definido por la convergencia de las curvas de las rectas del cuarzo, la microclina y la zoisita, *es de 72°C*. Para la determinación de la temperatura se han utilizado estos minerales, dado que los restantes de la paragénesis no experimentan variaciones significativas de las constantes de equilibrio con la temperatura y se ha considerado que en el reservorio se ha alcanzado el equilibrio, al menos respecto a estos tres minerales.

Los métodos tradicionales (geotermómetros basados en las relaciones $\text{SiO}_2/\text{cuarzo}$, Na/K , Na/K/Ca y K/Ca) indican temperaturas que oscilan, según el método, entre 46,8 y 101,6°C. *La media de todos los métodos clásicos es de 79,4°C*, similar al determinado por modelación.

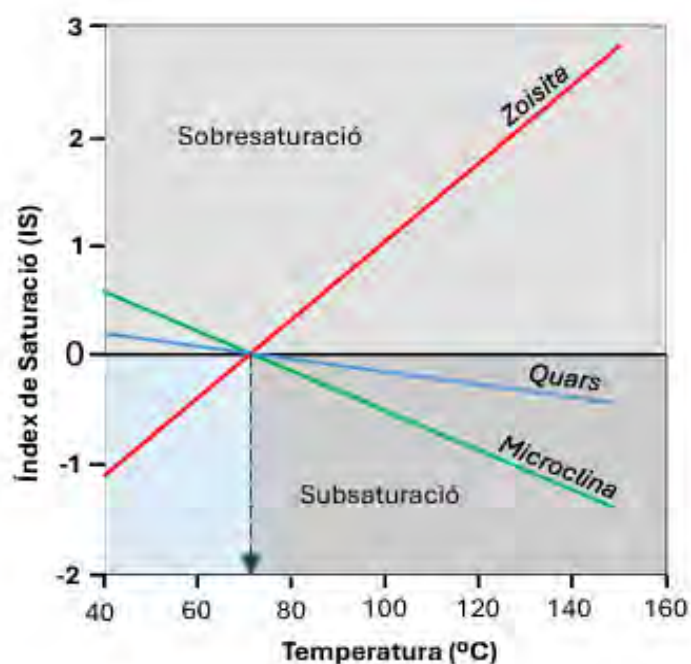


Figura 4.8. Gráfico que relaciona los índices de saturación respecto a los tres minerales indicados. Por encima de cero las aguas están sobresaturadas tendiendo a precipitar sustancias que transportan en solución. Por debajo de cero las aguas están subsaturadas y tienen potencial de disolución de las rocas por donde circulan. Las variaciones de los estados de saturación con la temperatura se deben a las variaciones de los valores de las constantes de equilibrio en función de la temperatura. La flecha a trazos indica la temperatura máxima alcanzada por aguas durante su recorrido (modificado de Buil-Gutierrez et al., 2002)

PROFUNDIDAD DEL RESERVORIO DEL SISTEMA HIDROTHERMAL

La determinación de la profundidad en el sistema hidrotermal precisa confirmar si el origen de las aguas es meteórico (es decir si procede de las precipitaciones en la zona de recarga). También se precisa conocer la temperatura de los reservorios, la temperatura atmosférica, y el gradiente geotérmico en la zona. La temperatura en el reservorio es la del apartado anterior, el origen meteórico se ha confirmado mediante los contenidos isotópicos del O-18 y del Deuterio (figura 4.9). Las cotas de infiltración se determinan mediante el contenido en O-18, valiéndose de su carácter conservativo y de su dependencia de la altitud de la zona de recarga. *La profundidad promedio determinada para el sistema hidrotermal de Les, es de 2500 m.*

TIEMPO DE RESIDENCIA DE LAS AGUAS DEL SISTEMA HIDROTHERMAL

El tiempo de residencia de las aguas termales en el encajante acuífero se obtuvo de la determinación del Carbono 14 (^{14}C) y del Carbono 13 (^{13}C) (Buil-Gutierrez et al., 2002).

Los valores obtenidos para el sistema de Les es de 11.070 ± 180 años. Según los autores citados los resultados para todos los sistemas por ellos estudiados (Caldas de Boi, Arties, Tredós y Les), el tiempo de residencia no es un factor determinante de las diferencias existentes en el grado de evolución hidrogeoquímica de las aguas de estos sistemas, ni de las situaciones de equilibrio y desequilibrio en profundidad.

EL SONDEO EXPERIMENTAL PARA EL ABASTECIMIENTO DE LES

El año 1998, la antigua Junta d'Aigües de la Generalitat de Catalunya, actual Agencia Catalana de l'Aigua, construyó un sondeo experimental cuyo objetivo era disponer de una captación complementaria para las frecuentes situaciones en que las aguas del Barranc Arriu d'Antoni disminuían su calidad o eran insuficientes para el suministro público.

El sondeo realizado de 176 m de profundidad, 220 mm de diámetro de perforación y 180 mm del revestimiento de hierro, dio un caudal continuo de $1,5 \text{ m}^3/\text{h}$ surgentes. El sondeo tiene el espacio anular (espacio entre tubo y pared) cimentado y con cierre hermético dado el artesianismo del mismo (figura 4.10). Mediante bombeo se llegó a obtener un caudal de $13 \text{ m}^3/\text{h}$. Los materiales atravesados fueron: 14 m primeros de coluvial limo-arcilloso con cantos dispersos y desde 14 m hasta los 176 finales se perforaron micaesquistos del Cambro-Ordovícico. Durante la perforación el primer caudal aflorado fue de $2 \text{ m}^3/\text{h}$ a los 60 m y posteriormente el caudal ascendió a $8 \text{ m}^3/\text{h}$ a los 130 m.

Las aguas de este sondeo tenían una mineralización baja con conductividad de $152 \mu\text{S}/\text{cm}$ a 20°C y pH en campo de 8,95. Los sulfatos eran de $9,0 \text{ mg}/\text{l}$, los cloruros de $8,0 \text{ mg}/\text{l}$ y el contenido en flúor fue de $1240 \mu\text{g}/\text{l}$. No había ni hierro, ni manganeso.

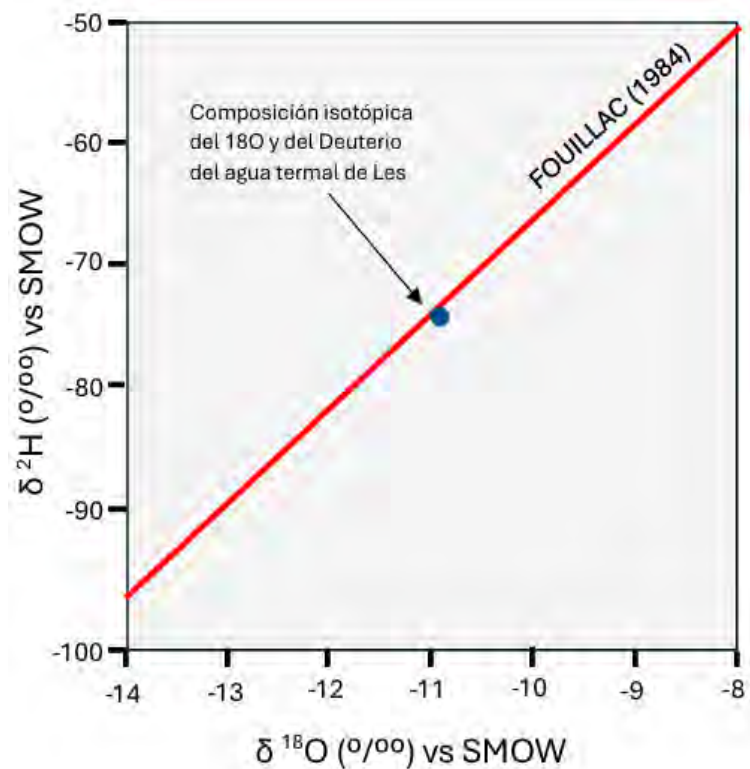


Figura 4.9. Recta del agua meteórica regional definida para el Pirineo Central Francés de la Relación ^{18}O – Deuterio (^2H) (Fouillac et al., 1984) y situación en la misma del agua termal de Les. La posición del punto representativo del agua de Les, encima de la línea, indica que el agua termal procede de la recarga de la precipitación del agua de lluvia o nieve y no de otra fuente.

El agua alumbrada fue agua termal a 22°C, que, aunque caliente, era un poco más fría que la de las fuentes termales de Les. El recorrido periférico respecto al circuito del sistema geotermal 'sensu strictu', es la causa del pequeño enfriamiento.

Este sondeo vino a demostrar que las perforaciones que se realicen en las formaciones metamórficas del Cambro-Ordovícico pueden tener suficiente permeabilidad para suministrar caudales de aguas hidrotermales interesantes, siempre que se ubiquen cerca de la zona de surgencias del sistema geotermal de Les. Este es un factor interesante para el desarrollo de actividades relacionadas con el termalismo que se deseen implantar en Les o alrededores.



Figura 4.10. Sondeo para el abastecimiento de Les. La instantánea corresponde al final de la perforación en 1998 donde se puede ver el agua termal surgente.

TABLA PERIÓDICA DE LOS ELEMENTOS

Metalo alcalinos
Alcalinoterreos
Metales Básicos
Metales en transición
Lantanidos
Actinidos
Semi Metales
No metales
Halógenos
Gases nobles

Hidrógeno
1
1,0079
Nombre
Número atómico
Símbolo
Masa atómica

MATERIA
www.materias.net

Figura 4.11. Tabla periódica de los elementos químicos. Encuadrados en negro se indican los elementos traza y en rojo se indican las tierras raras (REE) del sistema hidrotermal de Les.

LAS TERMAS DE LES

Los manantiales termales de Les vienen siendo utilizados desde la época romana. Se cree que fueron visitados por Pompeyo, habiendo sido encontradas inscripciones dedicadas a las ninfas y a la Diosa Lex. En la Edad Media, Les y sus alrededores pertenecieron al Barón de Les, en el castillo del cual descansó Jaime I en 1265. Los antiguos baños (figura 4.12) terminaron convirtiéndose con el paso de los siglos en un centro termal conocido por sus aguas con un fuerte olor a ácido sulfhídrico que es perceptible, aunque las concentraciones en el agua sean muy bajas.



Figura 4.12. Balneario antiguo de Les.

Este hedor procede de la reacción $\text{SO}_4^{2-} + 10\text{H}^+ + e^- = \text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O}$ en condiciones reductoras.



Figura 4.13. Balneario actual de Les.

En la segunda mitad del siglo XX las fuentes termas fueron cegadas por la construcción de una pequeña central hidroeléctrica. Consecuentemente el balneario antiguo cesó sus actividades, pero en 2003 se volvió a abrir en su nueva ubicación (figura 4.13). Actualmente las aguas captadas para los usos del balneario proceden de un pozo de 300 m de profundidad, que suministra un caudal de 16 m³/h.

(*) ANEJO DE FUNDAMENTOS SOBRE LAS ROCAS MAGMÁTICAS INTRUSIVAS

Dado que los sistemas hidrotermales que se explican durante el hidrogeodia están relacionados con formaciones de origen magmático, se exponen las bases teóricas de las mismas.

Las rocas magmáticas o ígneas son aquellas que se han formado por la solidificación de un magma fundido a altas temperaturas. El proceso de cristalización se produce por el enfriamiento de los minerales. Según el lugar de enfriamiento y cristalización las

rocas resultantes pueden ser plutónicas o volcánicas. Las volcánicas proceden de la cristalización del magma una vez en el exterior de litosfera, a temperatura ambiente. La cristalización de la lava es rápida una vez ha sido expulsada desde el cráter de un volcán y consecuentemente su granulado es fino (figura *2).

Las plutónicas, que son las que interesan en este hidrogeodia, resultan del enfriamiento lento en el interior de la litosfera sin tener ningún contacto con la atmósfera. El resultado es un granulado grueso en el que los principales minerales que las forman se evidencian a simple vista.

Una vez el magma subterráneo se ha solidificado y transformado en roca el cuerpo formado se denomina plutón o batolito (figura *1). Si la acción continua de los agentes meteóricos durante millones de años erosiona los materiales encajantes, el plutón puede aflorar en superficie, tal como se verá durante la excursión.

Los tipos de rocas magmáticas se representan en la figura *2.

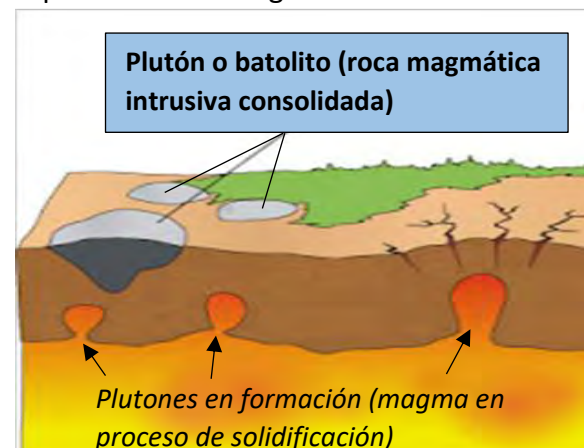


Figura *1. Esquema simplificado de plutones en formación y consolidados aflorantes por la denudación de las rocas encajantes.

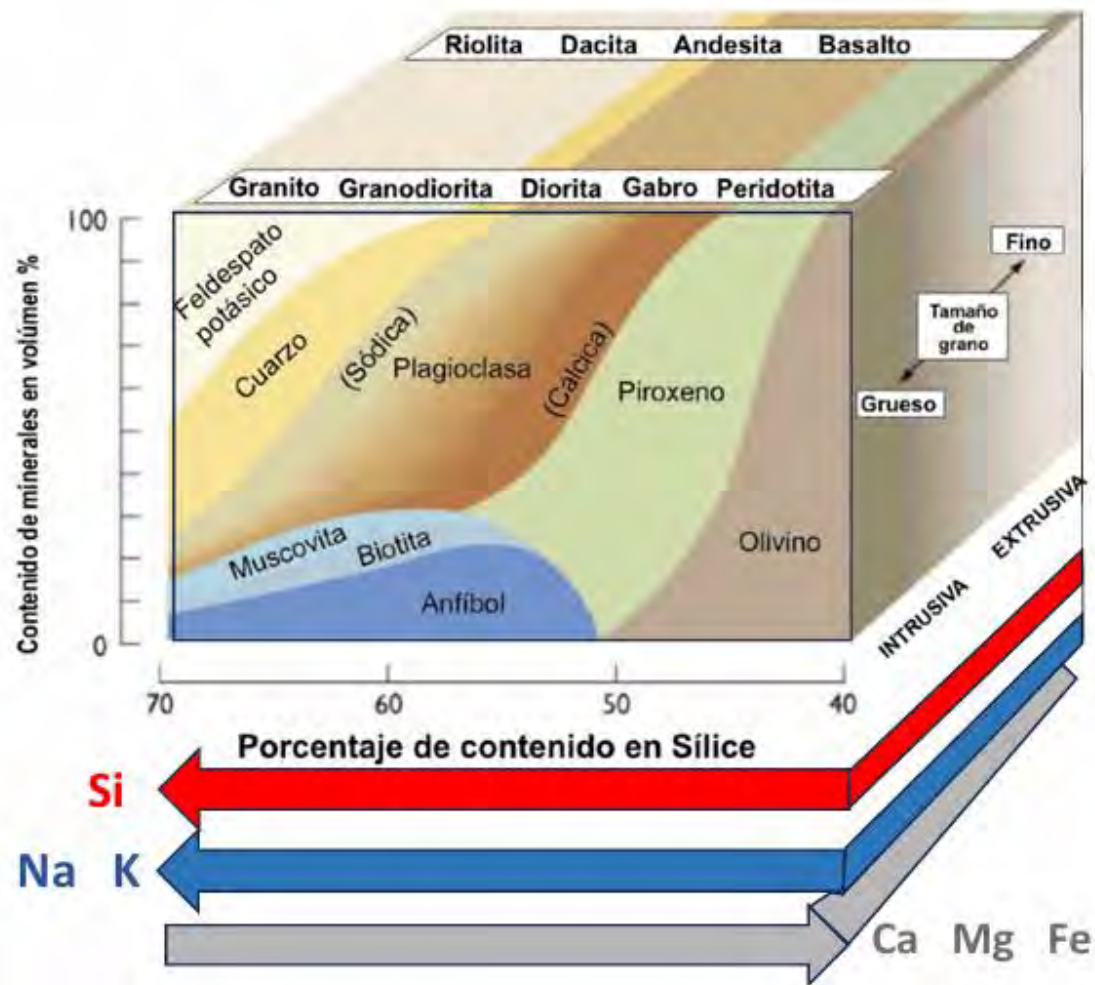


Figura *2. Diagrama mostrando los tipos de rocas magmáticas con su composición mineralógica porcentual (eje X) en función del contenido porcentual en sílice (eje Y) y de la granulometría (eje Z). Las rocas graníticas y granodioríticas que abundan en los Pirineos tienen altos contenidos de sílice y por lo tanto están formadas principalmente por feldespatos potásicos, cuarzo, micas (moscovita y biotita) y anfíbol. Geoquímicamente tienen altos contenidos en sodio y potasio, y bajos en calcio, magnesio y hierro. Sus equivalentes volcánicos son la riolita y la dacita.

PARADA OPCIONAL: EL SISTEMA CÁRSTICO DE UELHS DETH JOEU. (ANTONI FREIXES)

Las explicaciones se realizarán fuera de la zona prevista por problemas de acceso debido a condiciones meteorológicas adversas en fechas anteriores. El texto también se adjunta aparte.

AGRADECIMIENTOS

Los organizadores agradecemos la iniciativa del *Grupo Español de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos* por la creación y mantenimiento del *HIDROGEODIA* y por su soporte económico sin el cual se haría difícil su celebración. Igualmente agradecemos al “*Vicerektorat de Cultura i Extensió Universitaria*” de la Universitat de Lleida por su ayuda económica, al “*Departament de Física, Química, Medi Ambient i Sòls*” i a la “*Biblioteca*” de la “*Escola Tècnica Superior d’Enginyers Agrònoms, de Forest i Veterinaria*” también de la Universitat de Lleida, por su cobertura organizativa.

REFERENCIAS

SOBRE ASPECTOS GENERALES

Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A. y Puigdefàbregas, C. (1993). *Tall Geològic del Pirineo Central ‘ECORS’*. Servei Geològic de Catalunya. DPTOP. Generalitat de Catalunya.

Custodio, E. y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea*. Vol. I y II. Ed. Omega, S.A. Barcelona. 2359 pp.

ICGC (2010). *Atles Geològic de Catalunya*. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. Generalitat de Catalunya. Barcelona. 463 pp.

Muñoz, J.A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*.

Chapman and Hall, London, pp. 235–246.

SOBRE ASPECTOS GENERALES I GEOMORFOLOGIA DE LA VAL D’ARAN

Bordonau, J. (1992). *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. (PhD thesis). University of Barcelona, Spain.

Fernandes, M., Oliva, M., Palma, P., Ruiz-Fernández, J. y Lopes, L. (2017). Glacial stages and postglacial environmental evolution in the Upper Garonne valley, Central Pyrenees. *Sci.Total Environ.* 584–585, 1282–1299.

Fernandes, M. (2023). *Deglaciation chronology and post-glacial environmental evolution of the Upper Garonne valley (Central Pyrenees)*. Doctoral Thesis. Lisboa University.

Freixes, A. (2014). *Els aquífers càrstics dels Pirineus de Catalunya*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.

García, C., Martí, G., Barriendos M., Gavalda, J. y Rodés, P. (2005). La reconstrucción de riesgos naturales en el contexto climático de la miniglaciación. El caso del alud catastrófico de abril de 1855 en el valle de Toran. *Boletín glaciológico aragonés*, 6.

García-Sansegundo, J. (1992). Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça, edited by: *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero*, 102-103, Madrid, 167 pp., ISBN: 84-7840-133-4.

García-Sansegundo, J. y González-Santano, B. (2023). La estructura del Paleozoico en la transición entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán y su relación con el metamorfismo (Zona Axial pirenaica), *Trabajos de Geología*, 37, 53-77, doi: 10.17811/tdg.37.2023.55-79.

Ortuño, M., Perea, H., Masana, E. y Santanach, P. (2004). La falla del norte de la Maladeta, ¿fuente sísmica del terremoto de Vielha (19 de noviembre de 1923)? *Geotemas-VI* Congreso Geológico de España, Zaragoza, 12–15 julio 2004, vol. 6(3), pp. 171–174.

Ortuño, M., Queralt, P., Marti, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. y Santanach, P. (2008). The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research, *Tectonophysics*, 453(1-4), 246-262.

SOBRE SISTEMAS HIDROTERMALES

Buil.Gutierrez, B., Garcia-Sanz, S., Lago, M., Arranz, E. y Auqué, L. (2002). *Estudio geoquímico de los procesos de interacción agua-roca sobre sistemas geotermales de aguas alcalinas en granitoides*. Dirección de Ciencia y Tecnología. ENRESA. 247 pp. Madrid.

Fouillac, Ch., Fouillac, A.M., y Vuataz, E.D. (1984): Les sources thermales de la region du Sancy; nouvelles données et synthèse géothermométrique. In: Volcanisme recent du Massif central (Mont-Dore). *Documents - B.R.G.M.* 81-9: 53-63.

IGME (1992). *Estudio de las manifestaciones termales de Extremadura, Salamanca, Aragón y Rioja, orientados a su posible explotación como recursos geotérmicos*. Instituto Geológico y Minero de España. Memoria. Tomo II. Madrid.

Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C., y Plummer, L.N. (1990): PHREEQE, a computer program for geochemical calculations. Revised by J.V. Tisaranani y P.D. Glynn. U.S. Geol. Surv. *Waters Res. Inv.*, 80-96: 193 pp.

Pascual, J.M. (1997). *Projecte de pou experimental per a la recerca d'aigües subterrànies per a l'abastament de Les (Val d'Aràn)*. Junta d'Aigües de Catalunya. DPTOP. Generalitat de Catalunya.

Pascual, J.M. (1998). *Informe de resultats del pou experimental per a l'abastament de Les (Val d'Aran)*. Junta d'Aigües de Catalunya. DPTOP. Generalitat de Catalunya.

Andrieux, C. (1978) "Les enseignements apportés par la thermique dans le karst". Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes.

Bakalowicz, M. (1979a) "Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et la karstification". Tesis doctoral. Paris: Université Pierre et Marie Curie.

Bakalowicz, M. (1979b) "L'anhydride carbonique dans la karstogénese". Symposium International sur l'Érosion Karstique U.I.S., Aix en Provence-Marseille-Nîmes.

Bakalowicz, M. (1980). Un précieux informateur hydrogéologique: le système chimique CO₂ - H₂O - Carbonate. Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates, Réunion Organisée par le Groupe Étude des Systèmes Carbonatés, Bordeaux.

Bakalowicz, M. y Mangin A. (1980) "L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification". Mém. H. Ser. Soc. Géol. France 11: 71-91.

Bakalowicz, M. (1994) "Water Geochemistry: Water Quality and Dynamics". In Groundwater Ecology, J. Gibert, D.L. Danielopol y J.A. Stanford (ed.). London: Academic Press: 97-127.

Bakalowicz, M. (1995) "La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement". Hydrogéologie, n° 4, pp. 3-21.

Bakalowicz, M. (2005) "Karst groundwater: a challenge for new resources". Hydrogeology Journal (The future of Hydrogeology) 13 (1): 148-160.

Bakalowicz, M. y Plagnes, V. (1998) "La protection des ressources en eau souterraine en région karstique. **Éléments** de réflexions pour une politique d'aménagement raisonné". Hydrogéologie 4: 23-27.

Bayó, A. (1982) "La exploración hidrogeológica de acuíferos en rocas carbonatadas desde la óptica de la explotación de recursos y utilización del almacenamiento". Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 82, Isaba-Navarra, 4-11 octubre 1982. Publicaciones del Servicio Geológico de la Dirección de Obras Públicas de la Diputación Foral de Navarra.

Bourges, F., Mangin, A. y d'Hults, D. (2001) "Le gaz carbonique dans la dynamique de l'atmosphère des cavités karstiques: l'exemple de l'Aven d'Orgnac (Ardèche)". C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes. Earth and Planetary Sciences 333: 685-692

Cervelló, J.M. y Freixes, A. (1992) "El domini càrstic". In Història Natural dels Països Catalans 2. Geologia II (Geomorfologia). Barcelona: Enciclopèdia Catalana: 461-508.

Cervelló, J.M., Freixes, A y Monterde, M. (1982) "Elementos de la hidrogeología del carst de alta montaña pirenaica (macizos de Tendeñera y Alto Ésera)". Atti Convegno Internazionale sul Carso di Alta Montagna: 107-120. Imperia.

Freixes, A. (2014) "Els aqüífers càrstics dels Pirineus de Catalunya. Interès estratègic i sostenibilitat". Tesis doctoral. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona

Freixes, A. (2020) "Els aqüífers càrstics dels Pirineus de Catalunya. Interès estratègic i sostenibilitat". Tesis doctoral. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Reedició de la tesi doctoral. Kras, hidrologia experimental.

Freixes, A., Monterde, M. y Ramoneda, J. (1991) "Respuestas hidrogeoquímicas y funcionamiento de los sistemas acuíferos de Güells de Jueu y Alguaira (Valle de Aran): resultados preliminares". IV Congreso de Geoquímica de España, Soria, 8 al 13 de Septiembre de 1991, Colegio Oficial de Químicos-Anque. Consejo Su-

perior de Colegios de Ingenieros de Minas. Colegio Oficial de Geólogos.

Freixes, A., Monterde, M. y Ramoneda, J. (1993) "Hidrología de los sistemas kársticos del Valle de Arán (Pirineos, Catalunya)". I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas (Cuba). 6-11 de Abril, 1992, Publicaciones de la Universitat Jaume I de Castelló: 131-140.

Freixes, A., Monterde, M., Morin, J.P. y Ramoneda, J. (1996) "Recursos hídricos e implicaciones ambientales del sistema de Aigüeira (Val d'Aran)". Recursos Hídricos en Regiones Kársticas: exploración, explotación, gestión y medio ambiente, (Vitoria-Gasteiz, 14-17 Octubre, 1996).

Freixes, A., Ramoneda, J., Monterde, M. y Morin, J.P. (1998a) "Sistemes càrstics experimentals de Catalunya: unitats de referència per a la recerca i la gestió hidrològica". Espais 44: 53-63.

Freixes, A., Monterde, M. y Ramoneda, J. (1998b) "Spring water temperature as a characteristic feature of karst aquifer behaviour". Examples from the Central Pyrenees (NE Spain). Hydrogéologie 1: 31-39.

Freixes, A., Monterde, M. y Ramoneda, J. (1998c) "The karstification potential of the aquifers in the Val d'Aran (Catalonia)". Acta Geologica Hungarica 41(1): 23-39.

Freixes, A., Ramoneda, J. y Monterde, M. (1999) "Les apports hydriques souterrains de la Garonne au Val d'Aran (Catalogne). Le système karstique de Joèu". Revue de Comminges et des Pyrénées centrales. Tome CXV. Conférence a l'Université d'Un Jour, organisée par l'Académie Julien Sacaze le 7 de juillet 1997 à Saint Bertrand-de-Comminges. Centenaire de la naissance et au dixième anniversaire de la mort de Norbert Casteret (1897-1987).

Freixes, A., Monterde, M., Ramoneda, J. Cervelló, J.M. (2015) "El sistema càrstic dels Uelhs deth Joèu (val d'Aran): origen de la Garona". Convenció Internacional d'Espeleologia. Barcelona.

Humbert, L. (editor) (1979) "La systématique dans les sciences de la Terre". A.T.P. Analyse de Système – 1977-1978. Bordeaux, C.N.R.S.: Université de Bordeaux: 237.

Kline, S.J. (1995) "Conceptual Foundations for Multidisciplinary Thinking". Stanford, California: Stanford University Press.

Kresic, N. (2013) "Water in Karst: Management, Vulnerability, and Restoration". The McGraw H, Companies, Inc. Etats Units d'América.

Mangin (1970) "Contribution a l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement". Annales de Spéléologie, 25, 3 :581-610.

Mangin, A. (1975) "Contribution à l'étude de hydrodynamique des aquifères karstiques".Tesi doctoral. In Annales de Spéléologie 29(3): 283-332; 29(4): 495-601; 30(1): 21-124.

Mangin, A. (1977) "Le karst et son originalité définie à partir des résultats obtenus par l'hydrodynamique". Speleon 23: 59-65.

Mangin, A. (1978) "Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique". Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes.

Mangin, A. (1982) "L'approche systématique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques". Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 82, Ibaña-Navarra, 4-11 octubre 1982. Publicaciones del Servicio Geológico de la Dirección de Obras Públicas de la Diputación Foral de Navarra.

Mangin, A. (1994) "Karst Hydrogeology". In Groundwater Ecology. J. Gibert, D.L. Danielopol y J.A. Stanford (ed.). London, Academic Press: 43-67.

Marsily, G (1996) In "Rapport sur la Gestion durable des Eaux Souterraines". Paris: Conseil Général des Mines-Ministère

de l'Industrie, de la Poste et des Télécommunications.

Milanovic, P.T. (2004) "Water Ressources Engimeering in Karst". CRC Press LLC. Estados Unidos de América.

Monterde, M. (1998a) "Memòria del mapa hidrogeològic del sistema càrstic de Joeu". Barcelona: Generalitat de Catalunya. Junta d'Aigües.

Monterde, M. (1998b) "Cartografía de los riesgos, vulnerabilidad y protección de los sistemas kársticos de Uelhs deth Joeu y Aigüeira (Pirineos Centrales)". Bellaterra: Universitat Autònoma de Barcelona. Departament de Geografia.

Morin, J.P. (1992) "Le radon traceur de transport des fluides dans le sol: simulation, modélisation et applications géophysiques". Tesis doctoral. Clermont-Ferrand: Université Blaise Pascal- Clermont II, U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique.

Morin, J.P. (1995) "Exchange of mater and fluids motion in karstic media. Final report". Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial

i Obres Públiques. Institut Cartogràfic de Catalunya. Servei Geològic de Catalunya.

Palau, J. (1995) "El plutó de Marimanya i el seu encaixant". Tesis doctoral. Barcelona: Universitat de Barcelona, Facultat de Geologia, Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica.

Rijckborst, H. (1967) "Hydrology of the upper-Garonne basin (Valle de Aran, Spain)". Leidse Geologische Mededelingen 40: 1-74.

Rouch, R. (1978) "Le système karstique et son unité biologique". Le Karst. Son originalité physique. Son importance économique. Réunion AGSO - Colloque de Tarbes.

Sitter, L.U. de (1954) "Note préliminaire sur la géologie du val d'Aran". Leidse Geolol. Meded., 18: 272-280.

Walliser, B. (1977) "Systèmes et modèles. Introduction critique à l'analyse de systèmes". Paris: Editions du Seuil.

Zwart, H.J. (1979) "The geology of the central Pyrenees". Leidse Geologische Mededelingen 1-74 pp.



Asociación Internacional de Hidrogeólogos
Grupo Español

EXCURSIÓN: LAS AGUAS TERMALES Y EL KARST DEL VAL D'ARAN AIGÜES TERMAUS E KARST DERA VAL D'ARAN.

26 DE ABRIL 2025

PROFESORADO: CARLES BALASCH, TONI FREIXES, JORDI GAVALDÀ, JOSEP M. MÀSICH I MANEL PASCUAL

UELHS DETH JOEU
ARTIGA DE LIN



COLABORA

CON LA AIH-GE Y EL PROGRAMA 'APADRINA UNA ROCA'
PARA MEJORAR LA PROTECCION DEL PATRIMONIO HIDROGEOLÓGICO

¿QUIERES
COLABORAR?



Universitat de Lleida
Departament de Química, Física
i Ciències Ambientals i del Sòl



Universitat de Lleida
Biblioteca i Documentació
Biblioteca del CAFIV



Universitat de Lleida
Vicerectorat de Cultura
i Extensió Universitària

HIDROGEOLÒGIA
2025



Universitat de Lleida



Conselh Generau d'Aran



CSIC IGME 175

