# Desvelando las causas de la sismicidad inducida por el almacenamiento subterráneo de gas en Castor, España

Víctor Vilarrasa<sup>1,2,3</sup>\*, Silvia De Simone<sup>1,4</sup>, Jesus Carrera<sup>1,3</sup>, Antonio Villaseñor<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IDAEA-CSIC), Barcelona, España.

<sup>2</sup>Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IMEDEA-CSIC), Esporles, España

<sup>3</sup>Unidad asociada: Grupo de Hidrogeología (UPC-CSIC), Barcelona, España.

<sup>4</sup>Universidad de Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, Francia

<sup>5</sup>Instituto de Ciencias del Mar, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICM-CSIC), Barcelona, España.

\*Correspondencia a: <u>victor.vilarrasa@idaea.csic.es</u>.

*Texto traducido del artículo Vilarrasa, V., De Simone, S., Carrera, J., & Villaseñor, A.* (2021). Unraveling the Causes of the Seismicity Induced by Underground Gas Storage at Castor, Spain. Geophysical Research Letters, 48(7), e2020GL092038 (https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2020GL092038).

### **Puntos clave**

- La inyección de gas, a través del aumento de la presión de los poros y de la flotación, reactivó principalmente de forma asísmica la ya de por sí críticamente estresada falla de Amposta

- La transferencia de tensiones causadas por el deslizamiento de cizalla debido a la fluencia de la falla de Amposta reactivó una falla críticamente estresada no cartografiada en el basamento cristalino

- Los terremotos que se sintieron en la costa no se produjeron hasta que se disipó la reducción de la presión de los poros, donde la transferencia de tensiones causadas por el deslizamiento de cizalla provocó un empeoramiento de la estabilidad

# Resumen

El proyecto de almacenamiento subterráneo de gas (UGS por sus siglas en inglés) Castor, situado en alta mar, se acabó cancelando después de que la invección de gas desencadenara tres terremotos de magnitud 4, cada uno de ellos mayor que cualquiera de los inducidos por proyectos de UGS en todo el mundo. Aún se desconocen los mecanismos que indujeron la sismicidad en el basamento cristalino a 5-10 km de profundidad tras la inyección de gas a 1,7 km de profundidad. En este estudio proponemos una combinación de mecanismos para explicar la sismicidad observada. En primer lugar, la falla de Amposta, que ya estaba críticamente estresada y que limita la formación de almacenamiento de gas, se deslizó por la superposición del ya conocido efecto de la sobrepresión y por la flotación del gas invectado, que es relativamente ligero. Este deslizamiento asísmico provocó la rotura de otra falla críticamente estresada, no cartografiada, situada en el basamento cristalino y desconectado hidráulicamente de la formación almacén. Atribuimos el retraso entre los terremotos inducidos a la disminución de presión asociada a la expansión de las zonas donde los deslizamientos sísmicos provocan más inestabilidades. Los terremotos sólo se producen después de que esta disminución de presión se haya disipado. La comprensión de los mecanismos desencadenantes es clave para prever la sismicidad inducida y diseñar con éxito las operaciones en el subsuelo profundo.

### Resumen en lenguaje sencillo

La inyección de fluidos en el subsuelo para actividades relacionadas con la energía suele inducir microsismicidad (terremotos que no se sienten en la superficie). Pero a veces se inducen terremotos que sí se sienten, lo que puede provocar la preocupación de la población y la cancelación del proyecto. Este fue el caso del almacenamiento subterráneo de gas (UGS por sus siglas en inglés) Castor, en España. La invección de gas indujo numerosos eventos sísmicos, incluidos tres con magnitudes en torno a 4, mayores que cualquier otro terremoto jamás inducido por UGS. Estos terremotos, que ocurrieron una vez se había dejado de invectar, se produjeron en el subsuelo cristalino, que está desconectado hidráulicamente de la formación de almacenamiento y a una profundidad considerable. Para explicar esta sismicidad, proponemos una combinación de mecanismos. En primer lugar, la falla de Amposta, que limita el almacén, se deslizó (moviéndose lentamente, asísmicamente, es decir, sin inducir terremotos) debido al aumento de la presión de los poros inducido por la invección, que reduce la compresión efectiva que estabiliza las fallas, y a las variaciones de tensiones causadas por la flotación del gas. El deslizamiento asísmico de la falla de Amposta provocó tales desplazamientos del subsuelo que reactivaron una falla no cartografiada en el basamento cristalino que estaba críticamente estresada. Atribuimos el retraso entre los terremotos de la secuencia a que la expansión de la roca en las zonas donde el deslizamiento podría provocar nuevos terremotos disminuye la presión de poros, lo que tiene un efecto estabilizador. Los terremotos sólo se producen después de que la disminución de la presión se disipe, lo que lleva cierto tiempo. La evaluación de la estabilidad de las fallas antes de la inyección de gas habría permitido identificar el riesgo de inducir sismicidad.

# **Palabras clave**

Sismicidad inducida; mecanismos desencadenantes; enfoque basado en procesos físicos; flotación; deslizamiento asísmico; acoplamiento poromecánico

## 1. Introducción

Los procesos que causaron la sismicidad inducida en el proyecto de almacenamiento subterráneo de gas natural (UGS por sus siglas en inglés) Castor, en España, aún no han sido aclarados. El proyecto de UGS Castor constituye la mayor sismicidad inducida a nivel mundial en una UGS (M>4) y representa el caso de cancelación de un proyecto por sismicidad inducida o desencadenada con mayor coste de la historia. La cancelación del proyecto implica una indemnización de la inversión a la empresa que operaba el proyecto que puede costar hasta 4.730 millones de euros a los ciudadanos españoles (The Corner, 2017). Aunque la indemnización se ha pagado con dinero público, los datos recogidos por la empresa operadora a través de la perforación de 14 pozos y varias campañas de caracterización no se han hecho públicos, lo que dificulta a la comunidad científica analizar qué causó la sismicidad inducida en el proyecto de UGS Castor.

La inyección de gas colchón en la UGS Castor indujo una secuencia de terremotos sentidos por la población durante septiembre-octubre de 2013 (Fig. 1A y Película S1), lo que llevó a la cancelación del proyecto antes de entrar en funcionamiento. A pesar de que la plataforma en alta mar está a más de 20 km de la costa, la población local sintió un gran número de terremotos durante los 20 días posteriores a la detención de la invección de gas colchón en un vacimiento agotado a 1,7 km de profundidad. Los tres mayores terremotos, con magnitudes de 4,08, 4,01 y 3,97, constituyen la mayor sismicidad inducida a nivel mundial en un UGS. La localización de los terremotos es incierta, ya que los hipocentros se estiman a gran profundidad (>5 km de profundidad) cuando se utiliza el modelo de velocidad sísmica más detallado disponible para esta región (Villaseñor et al., 2020), mientras que estudios anteriores sugieren profundidades menores (Cesca et al., 2014; Juanes et al., 2017). La incertidumbre en la localización de los terremotos se debe a una red de monitorización pobre, con un escaso número de sismómetros cerca de la zona y una distribución no homogénea en el espacio, con todos ellos localizados en tierra firme dada la ausencia de sismómetros ubicados en el fondo marino (Cesca et al., 2014; Juanes et al., 2017; Gaite et al., 2016).

Los escasos estudios previos sobre este yacimiento incluyen enfoques tanto estadísticos como basados en procesos físicos. Por un lado, el análisis estadístico de la secuencia muestra una disminución del valor b de la ley de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1942) tras el cese de la inyección, indicando una tendencia a inducir eventos de mayor tamaño en el periodo post-inyección (Ruiz-Barajas et al., 2017). Esta tendencia no es nueva en las operaciones de inyección de fluidos, ya que también se ha observado en otras secuencias de terremotos inducidos, como en los proyectos geotérmicos profundos de Soultz-sous-Forêts, Francia (Cuenot et al., 2008) y Basilea, Suiza (Bachmann et al., 2011). Por otro lado, los modelos basados en procesos físicos pueden arrojar luz sobre los mecanismos que controlan dicho aumento de magnitud tras el cierre. Juanes et al. (2017) utilizaron simulaciones numéricas para demostrar que la falla de Amposta, que está críticamente estresada y que limita la formación de almacenamiento, se desestabilizó con la inyección de gas. Sin embargo, limitaron su análisis al periodo de inyección y no

explican los eventos sísmicos profundos de mayor magnitud que ocurren en la etapa posterior a la inyección. Por el contrario, Saló et al. (2017) centraron el análisis en el periodo posterior a la inyección, encontrando que la transferencia de tensiones causada por el deslizamiento de cizalla puede haber contribuido a desencadenar eventos posteriores. Sin embargo, sigue faltando la relación entre la inyección de gas y los terremotos profundos posteriores.

Para desentrañar la peculiaridad de los terremotos inducidos por Castor es necesario abordar las siguientes cuestiones científicas abiertas (i) ¿Cómo puede la inyección de gas en una formación sedimentaria poco profunda inducir terremotos profundos en el basamento cristalino si están desconectados hidráulicamente? (ii) ¿Puede la flotación del gas inyectado contribuir a la reactivación de la falla? (iii) ¿Por qué se produjeron los principales terremotos tras el cese de la inyección? (iv) ¿Cuál es la causa del retraso entre los terremotos inducidos por la transferencia de tensiones causada por el deslizamiento?

Respondiendo a estas preguntas, pretendemos encontrar los mecanismos desencadenantes que indujeron la secuencia de terremotos sentidos en Castor. Conjeturamos que la falla de Amposta, que ya estaba críticamente estresada y que limita el almacén de gas, se desestabilizó no sólo por la acumulación de presión, que en este caso fue pequeña debido a la alta permeabilidad del almacén, sino también por las fuerzas de flotación inducidas por la inyección de gas. Como resultado, la falla de Amposta fluyó, acumulando progresivamente deslizamiento asísmico y transfiriendo tensiones al basamento cristalino, donde una falla críticamente estresada alcanzó las condiciones de rotura pocos días después de la interrupción de la inyección, desencadenando el primer terremoto sentido. El resto de los terremotos sentidos de la secuencia fueron inducidos por la transferencia de tensiones causada por el deslizamiento de cizalla. Los tiempos transcurridos entre estos terremotos podrían explicarse por los cambios transitorios de la presión de poro resultantes del deslizamiento de cizalla. En la Fig. 2 se presenta un resumen esquemático de la combinación de mecanismos propuesta.

### 2. Entorno de Castor

La UGS de Castor se encuentra en la Fosa de Valencia, frente a la costa del noreste de España, que se formó debido a una fase de extensión (rifting) durante el Neógeno con una dirección de extensión NW-SE (Roca y Guimerà, 1992) (Fig. 1A). El esfuerzo horizontal mínimo coincide aproximadamente con la dirección de extensión. La orientación del esfuerzo horizontal máximo sigue una dirección NE-SW en la parte norte de la Fosa de Valencia, pero gira a una orientación NNE-SSW en la parte sur (Jurado y Müller, 1997), donde se encuentra la UGS de Castor. Dado que no se dispone de datos sobre el estado tensional en Castor, nos remitimos a las estimaciones basadas en las roturas (breakouts) de dos pozos (Delta E-3 y San Carlos III/1) situados a unos 10 km de la UGS de Castor (Fig. 1A), que se caracterizan por un régimen de tensiones de la roca de fallas normales/direccional, es decir, la tensión vertical es igual a la tensión horizontal máxima (Schindler et al., 1998). El acimut medio de la tensión horizontal máxima es de 26,35°  $\pm$  11,75°. Se estima que el estado de tensiones a una profundidad de 1,7 km, es decir, la profundidad del almacén, tiene las tensiones efectivas verticales y horizontales máximas iguales a 20,5 MPa, la tensión efectiva horizontal mínima igual a 6,6 MPa y la presión de

poro igual a 17,0 MPa. Esta evaluación se basa en asumir una densidad de roca de 2250 kg/m<sup>3</sup>, un coeficiente de fricción de la falla de 0,6 (Barton, 1976; Bakker et al., 2016), una presión de poro hidrostática y en tener en cuenta que la Fosa de Valencia es una zona sísmica activa (Perea et al., 2012) y, por tanto, que las fallas orientadas favorablemente están críticamente estresadas.

El almacén de gas es una formación calcárea petrolífera, que está inclinada con un buzamiento de 7º hacia el este, y en la que se extrayó petróleo en las décadas de 1970 y 1980 sin que se produjera sismicidad inducida con sismos sentidos por la población (Seeman et al., 1990; Batchelor et al., 2007). La formación almacén, que está altamente fracturada y karstificada (Playà et al., 2010), está limitada al oeste por la falla de Amposta Este, una falla normal NNE-SSW que se inclina hacia el oeste con un ángulo de 60° (Perea et al., 2012) (Fig. 1B). El desplazamiento de la falla es igual a 1 km (Batchelor et al., 2007), lo que sugiere una baja permeabilidad resultante de la acumulación de geomateriales ricos en arcilla en el núcleo de la falla a lo largo de los sucesivos eventos de deslizamiento por cizalla (Egholm et al., 2008). De acuerdo con esta configuración y el estado tensional inicial estimado, el análisis de la tendencia al deslizamiento revela que la falla de Amposta está críticamente estresada asumiendo un coeficiente de fricción típico de 0.6 (Fig. 1C). Hay pocos datos sobre los tipos de roca por debajo de la formación almacén hasta el basamento cristalino, que se encuentra a unos 5 km de profundidad. Los datos disponibles hasta 2,25 km de profundidad muestran alternancias de capas de baja y alta permeabilidad (Schindler et al., 1998). La presencia de roca de baja permeabilidad por debajo de la formación almacén impide su conexión hidráulica con el basamento cristalino.

### 3. Posibles mecanismos de activación

#### 3.1. La acumulación de presión y la flotación desestabilizan la falla de Amposta

Un total de  $1,02 \cdot 10^8$  m<sup>3</sup> de gas natural en condiciones estándar fueron inyectados del 2 al 16 de septiembre de 2013 como gas colchón, induciendo cientos de microsismos durante la inyección (Cesca et al., 2014; Gaite et al., 2016). Según la empresa operadora, el aumento de presión fue inferior a 0,8 MPa, lo que implica una permeabilidad del yacimiento superior a  $10^{-12}$  m<sup>2</sup>, un valor plausible para un yacimiento kárstico (Seeman et al., 1990). El gas inyectado tiene una densidad de unos 100 kg/m<sup>3</sup> en las condiciones del yacimiento, es decir, 178 bar y 80 °C, lo que implica una diferencia de unos 900 kg/m<sup>3</sup> entre las densidades del gas y del agua residente en los poros de la roca. Analizamos el efecto sobre la estabilidad de la falla de Amposta tanto del aumento de presión como de la flotación mediante simulaciones numéricas de flujo bifásico acoplado con la geomecánica (Vilarrasa et al., 2020) (Fig. S1) utilizando el simulador totalmente acoplado de elementos finitos CODE\_BRIGHT (Olivella et al., 1996) (ver SI para más detalles).

Los resultados de la simulación muestran que el aumento de la presión de poro causado por la inyección de gas podría reactivar la falla de Amposta durante la inyección debido a la reducción de la tensión efectiva (Fig. 2B). Sin embargo, el aumento de presión por sí sola no puede explicar por qué los mayores terremotos se produjeron en el periodo posterior a la inyección, ya que la presión de poro se disipa rápidamente una vez se para la inyección. Por el contrario, el gas inyectado, que tiende a flotar, tiene un efecto permanente (Fig. S2A). La flotación induce un pequeño aumento de la tensión total vertical por encima de la formación de almacenamiento, de 0,08 MPa (Ecuación (S4)), y una consecuente ligera reducción de las tensiones totales horizontales para satisfacer el equilibrio de tensiones. Estos cambios de tensión aumentan la tensión de corte en un régimen tensional de falla normal/direccional como el de Castor, provocando rotura en fallas críticamente estresadas (Fig. 2A). Por lo tanto, la flotación debe ser considerada como un mecanismo de activación potencial cuando se inyectan fluidos de baja densidad.

Nótese que estos efectos son consistentes con la falta de sismicidad durante el período de producción de petróleo. En ese periodo, la presión de los poros se redujo y el petróleo fue desplazado por el agua, que es ligeramente más densa.

# **3.2.** El deslizamiento asísmico de la falla de Amposta desencadena el inicio de la sismicidad en el subsuelo profundo

La modelización geomecánica y de flujo bifásico acoplada muestra que la falla de Amposta sufrió condiciones de rotura por corte durante los periodos de inyección y postinvección como resultado del efecto combinado del aumento de la presión de poros y la flotación (Fig. S2B). Dado que ninguno de los eventos para los que disponemos de mecanismos focales coincide con la falla de Amposta (Villaseñor et al., 2020), el deslizamiento de cizalla en la falla de Amposta tuvo que ocurrir asísmicamente como resultado de la fluencia. En laboratorios de rocas de mesoescala, se ha observado que el deslizamiento asísmico inducido por la invección desencadena microseismicidad lejos de la región presurizada como resultado de la transferencia de esfuerzos (Guglielmi et al., 2015; Duboeuf et al., 2017; Bhattacharya y Viesca, 2019; Cappa et al., 2019). Este efecto también se ha observado a mayor escala en el enjambre sísmico de Brawley de 2012 (Wei et al., 2015) y en un enjambre inducido por la fracturación hidráulica en el oeste de Canadá (Eyre et al., 2020). Así, el deslizamiento asísmico podría explicar el vínculo entre la inyección de fluidos a poca profundidad y la sismicidad inducida en profundidad observada en el basamento cristalino, que está desconectado hidráulicamente del almacén.

Hemos estimado los cambios en las tensiones inducidos por el deslizamiento asísmico de la falla de Amposta utilizando la solución de Okada (Okada, 1992). Dada la incertidumbre en la longitud y anchura del área de rotura, la localización del hipocentro y la dirección del deslizamiento de la falla, hemos realizado una optimización para determinar los parámetros que mejor explican el inicio de la sismicidad en profundidad (ver SI para detalles sobre el procedimiento de optimización y la Fig. S6). Asumiendo que el deslizamiento asísmico acumulado en la falla de Amposta es de 10 cm, la longitud y anchura de ruptura optimizadas son de 750 m y 3000 m, respectivamente, con el hipocentro situado al sur de la UGS de Castor a una profundidad de 2,5 km. De este modo, la falla de Amposta se desliza desde 1,2 a 3,8 km de profundidad, lo que corresponde aproximadamente a las profundidades en las que se predice la rotura por corte obtenidas con el modelo geomecánico y de flujo de fluidos acoplado (Fig. S2B). La dirección de deslizamiento resultante de la optimización es de 180°, es decir, la falla es dextral, que es compatible con la orientación de la falla de Amposta con respecto al estado tensional in situ (Fig. 1B).

Este deslizamiento dextro desplaza el bloque colgante hacia el Norte y el bloque yaciente hacia el Sur, donde se encuentra el hipocentro del primer terremoto de M>3 de la secuencia. Observando los cambios de tensión en un plano vertical perpendicular a la falla de Amposta y que contiene el hipocentro del primer terremoto para el que pudimos obtener mecanismos focales, correspondiente a M $\gtrsim$ 3.5 (Fig. S4), se produce una compresión en el bloque yaciente y una extensión en el bloque colgante a las profundidades en las que se produce el deslizamiento asísmico, es decir, hasta 4 km de profundidad. A profundidades mayores, la tensión en la dirección casi paralela a la tensión principal mínima disminuye, y las otras tensiones principales aumentan (dirección vertical) o permanecen casi constantes (dirección casi paralela a la tensión horizontal máxima). Así, la tensión de corte aumenta ligeramente, provocando la rotura de la falla que coincide con el plano nodal 1, tal y como indica la tensión de rotura de Coulomb (CFS de sus siglas en inglés) positiva en el lugar del hipocentro del primer terremoto de M $\gtrsim$ 3,5 de la secuencia (Fig. 3).

# **3.3.** La transferencia de tensiones causada por el deslizamiento de cizalla causa la secuencia sísmica

El deslizamiento asísmico de la falla de Amposta llevó a una falla preexistente críticamente estresada situada en el basamento cristalino a la rotura, desencadenando el primer evento M $\gtrsim$ 3.5 de la secuencia (Fig. 3). Aplicamos de nuevo la solución de Okada (1992) para calcular las variaciones de tensión inducidas por el deslizamiento de cada terremoto y evaluamos si la secuencia sísmica podría ser el resultado de la acumulación de tensiones transferidas por el deslizamiento de los terremotos. Nos centramos en el grupo de terremotos para el que tenemos mecanismos focales que se localiza por debajo de la plataforma Castor (8 terremotos) y descartamos otro grupo de terremotos que se produjo lateralmente a unos 9 km al SE de la plataforma Castor (5 terremotos) (véase la Fig. S3). El rumbo, buzamiento y rastrillo medios del grupo de terremotos seleccionado son 40°, 62,5° y -5°, respectivamente, para el plano nodal 1, y 132°, 85,5° y -152°, respectivamente, para el plano nodal 2 (Tabla S2) (Villaseñor et al., 2020).

El plano nodal 2 es un plano vertical orientado NW-SE, aproximadamente perpendicular a la tensión horizontal máximo, lo que implica que el esfuerzo cortante que actúa sobre este plano es extremadamente bajo, lo que lo convierte en un plano muy estable (Fig. 1C). Por el contrario, el plano correspondiente al plano nodal 1 (orientado NE-SW) se inclina 62,5° hacia el este y es casi perpendicular a la tensión principal horizontal mínima, lo que lo convierte en un plano críticamente estresado en el régimen tensionional de falla normal/direccional que se encuentra en Castor (Fig. 1C). Dado este régimen tensional, el deslizamiento tiene una componente horizontal, que produce un desplazamiento siniestro (Fig. 1B). Este desplazamiento está de acuerdo con la dirección del deslizamiento medido de los terremotos, es decir, -5°. Al observar los hipocentros en un plano vertical perpendicular al rumbo del plano nodal 1, seis de los ocho terremotos se alinean a lo largo de un plano con el mismo buzamiento que este plano nodal (Fig. S3), lo que indica que la mayor parte de la sismicidad en Castor se produjo en una falla con buzamiento elevado dentro del basamento cristalino. Nótese que los planos nodales proporcionados por Cesca et al. (2014) no pueden explicar la secuencia de terremotos (Fig. 1C y ver SI para más detalles).

Evaluamos, para cada terremoto, si la variación de la tensión acumulada causada por los deslizamientos de cizalla que se producen en el plano nodal 1 (Tabla S2) conduce a condiciones de rotura por corte en el hipocentro posterior de la secuencia. Asignamos los valores de la superficie de deslizamiento y la cantidad de deslizamiento en función de la magnitud de cada evento y del resultado de un análisis de optimización (ver SI). Encontramos que el valor de la relación anchura/longitud de la superficie de deslizamiento, W/L, que mejor explica la secuencia es 1,75 (Figs. S5 y S7). Asumiendo este valor, de hecho, calculamos un CFS>0 en la mayoría de los hipocentros como resultado de la rotura asísmica de la falla de Amposta, el mecanismo de transferencia de tensiones causado por el deslizamiento de cizalla explica la secuencia de los terremotos inducidos de M≥3.5 que se localizan por debajo de la UGS de Castor (Fig. 2C).

# **3.4.** Los cambios de presión poromecánica transitorios inducidos por el deslizamiento provocan un retraso entre terremotos

La transferencia de tensiones causada por el deslizamiento de cizalla se produce inmediatamente después de que se produzca un terremoto. Sin embargo, los terremotos de M $\gtrsim$ 3.5 de la secuencia se desencadenan a intervalos que van de horas a días. Este retraso puede explicarse por los cambios transitorios de la presión de poro inducidos por el deslizamiento (Fig. 2D), y que investigamos mediante simulaciones numéricas hidromecánicas acopladas (véase la sección S1.3 en el SI para más detalles). El deslizamiento comprime la roca por delante de la zona de rotura en la dirección del deslizamiento (Fig. S9), induciendo una disminución del volumen de los poros. Por el contrario, la roca detrás de la zona de rotura en la dirección del deslizamiento experimenta tracción, causando un aumento en el volumen de los poros y, por lo tanto, una disminución en la presión de los poros. Dado que el tiempo característico del deslizamiento sísmico es mucho más corto que el de la difusión de fluidos (Ecuación (S7)), los cambios de volumen de poros inducen cambios de la presión de poro no despreciables (de algunas decenas de MPa), es decir, una respuesta no drenada, que modifica las tensiones efectivas (Fig. S9). Mientras que el aumento de presión en las regiones comprimidas puede promover la rotura por cizalla y consecuentemente más eventos sísmicos, la disminución de la presión que se produce en las regiones elongadas, lo que provoca una mejora transitoria de la estabilidad de la falla, ya que estas regiones serían las más inestables si no se tuvieran en cuenta los cambios de la presión de poro (Figs. 2D y S10). La sismicidad se retrasa hasta que estos cambios de la presión de poro se disipan.

Los cambios de presión poromecánica inducidos por el deslizamiento causan cambios transitorios de estabilidad alrededor de una falla (Figura 4). Donde la presión de poro disminuye justo después del deslizamiento, la estabilidad de la falla mejora inicialmente, pero disminuye con el tiempo a medida que los cambios de la presión de poro se disipan. Finalmente, una parte de esta región alcanza condiciones de rotura, lo que explica el retraso entre terremotos de la secuencia. La velocidad a la que se disipan los cambios de la presión de poro y, por tanto, el tiempo entre terremotos, está controlada por la difusividad hidráulica.

## 4. Discusión

La minimización de la sismicidad inducida, en particular de los grandes terremotos que son percibidos por la población, es crucial para el éxito del despliegue de los proyectos geoenergéticos, tanto porque los eventos percibidos tienen un efecto negativo en la percepción pública como porque los grandes eventos pueden poner en peligro la estabilidad de los pozos y las infraestructuras adyacentes (Langenbruch et al., 2020). En primer lugar, la transparencia y la disponibilidad de datos son necesarios para lograr una percepción pública positiva. Además, la caracterización exhaustiva del emplazamiento y la monitorización continua son un requisito para reducir la incertidumbre del subsuelo y realizar una evaluación del riesgo de sismicidad inducida en tiempo real. Lamentablemente, Castor no se caracterizó según estos principios.

La caracterización del emplazamiento en Castor habría permitido, mediante el análisis de la estabilidad de fallas, identificar que el riesgo de inducir sismicidad era muy alto porque la falla de Amposta está críticamente estresada (Fig. 1C). En general, las rocas sedimentarias no se encuentran críticamente estresadas debido a su baja rigidez en comparación con el basamento cristalino, que es muy rígido, lo que hace que acumulen menos tensiones (Vilarrasa y Carrera, 2015a). Sin embargo, las rocas sedimentarias pueden estar críticamente estresadas en algunas regiones, como en la Fosa de Valencia, que es una región sísmicamente activa. Una estimación precisa del estado de las tensiones es esencial para limitar el aumento de la presión de poro por debajo de un umbral para prevenir la sismicidad inducida (Zoback y Gorelick; 2015; Vilarrasa y Carrera, 2015b) (Fig. 2B).

Aparte de la acumulación de presión, otros mecanismos desencadenantes pueden inducir la sismicidad (Brown y Ge, 2018; Vilarrasa et al., 2019; Jiang et al., 2020). En particular, hay que tener en cuenta la flotación cuando se inyectan gases porque su densidad es menor que la del agua, lo que genera una redistribución de tensiones inducida por la flotación alrededor de la formación almacén (Fig. 2A). Recientemente, se ha sospechado que los efectos de la densidad tienen un efecto local persistente en la sismicidad inducida por la inyección de aguas residuales (Pollyea et al., 2020). En Castor, el efecto combinado del aumento de la presión y la flotación reactivó la falla de Amposta, que estaba críticamente estresada, induciendo un deslizamiento asísmico. La velocidad de deslizamiento asísmico resultante de nuestros cálculos es de 0,05  $\mu$ m/s, que entra dentro del rango de velocidades de deslizamiento asísmico de 0,43  $\mu$ m/s en una prueba de inyección altamente monitorizada en el Laboratoire Souterrain à Bas Bruit, en Francia, y Wei et al. (2015) estimaron una velocidad de deslizamiento asísmico asísmico de operaciones geotérmicas en Brawley, California.

Hemos demostrado que el deslizamiento asísmico puede ser un mecanismo desencadenante de terremotos inducidos que tienen lugar en formaciones geológicas que están desconectadas hidráulicamente de la formación de inyección. Cuando se produce un deslizamiento asísmico, se pueden inducir grandes eventos sísmicos posteriores a la inyección, como ocurrió en Soultz-sous-Forêts, Francia (Cornet et al., 1997) y en Le Mayet de Montagne, Francia (Cornet, 2012). Sin embargo, en estos lugares, los eventos inducidos se produjeron dentro de la masa rocosa afectada por el aumento de presión.

Esta sismicidad posterior a la inyección puede explicarse por la superposición de un efecto desestabilizador del deslizamiento asísmico y un efecto estabilizador de la respuesta poromecánica a la acumulación de presión que comprime las fallas pero que desaparece tras el cese de la inyección (De Simone et al., 2017). En Castor, el efecto estabilizador poromecánico no actuó directamente durante la inyección porque el basamento cristalino no estaba conectado hidráulicamente con la formación almacén. Así, el retraso en la aparición de los terremotos tras el cese de la inyección puede haber sido causado por la acumulación progresiva de deslizamiento asísmico a medida que la falla de Amposta se desestabilizaba por efecto de la flotación.

Una vez que una falla críticamente estresada del basamento cristalino que no estaba mapeada se reactivó como resultado del deslizamiento asísmico de la falla de Amposta, se desencadenó una secuencia de terremotos por transferencia de tensiones causada por deslizamiento de cizalla (Figs. 2C y S5). Argumentamos que el retraso entre los terremotos sucesivos se debe a la difusión de fluidos, que disipa los cambios de presión de poro causados por la respuesta poromecánica al deslizamiento de cizalla de los sismos precedentes (Fig. 2D). En particular, hay regiones en las que se promueve la rotura como resultado de la transferencia de tensiones por deslizamiento de cizalla, pero la disminución de la presión de poro transitoria asociada al deslizamiento rápido compensa la disminución de la estabilidad. Las condiciones de rotura sólo se cumplen cuando se recupera la presión de poro, lo que conduce a un nuevo terremoto inducido (Fig. 4).

### 5. Conclusiones

Castor es un caso de estudio único que nos ha permitido identificar una novedosa combinación de mecanismos desencadenantes con el potencial de inducir terremotos lejos de la región afectada por la acumulación de presión. La flotación y la transferencia de tensiones causadas por el deslizamiento asísmico actúan como mecanismos primarios que desencadenan la secuencia en una falla preexistente críticamente estresada que se encuentra desconectada hidráulicamente del almacén de gas. A continuación, la transferencia de tensiones causada por el deslizamiento y los cambios de presión poromecánica inducidos por el deslizamiento desencadenan el resto de los terremotos de la secuencia. No se nos escapa que estos hallazgos pueden tener implicaciones revolucionarias para la predicción de la sismicidad tanto inducida como natural.

#### Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Álvaro González por compartir los catálogos que se utilizaron en Cesca et al. (2014). Financiación: V.V. agradece la financiación del Consejo Europeo de Investigación (ERC) bajo el Programa de Investigación e Innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea a través de la Starting Grant GEOREST (www.georest.eu) (acuerdo de subvención nº 801809). A.V. agradece la financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación con la subvención CGL2017-88864-R. IDAEA-CSIC es un Centro de Excelencia Severo Ochoa (Ministerio de Ciencia e Innovación, Proyecto CEX2018-000794-S). El ICM-CSIC es un Centro de Excelencia Severo Ochoa (Ministerio de Ciencia e Innovación, Proyecto CEX2019-000928-S).

**Contribuciones de los autores**: V.V. realizó la modelación geomecánica y de flujo de fluidos acoplada, S.D.S. realizó los cálculos de transferencia de tensiones y cambios de presión poromecánica, J.C. infirió los mecanismos desencadenantes y A.V. realizó la localización de los terremotos y la determinación de los planos nodales. Todos los autores contribuyeron a la redacción y revisión del artículo.

**Disponibilidad de datos y materiales**: Los datos asociados están disponibles en el repositorio DIGITAL.CSIC (<u>https://digital.csic.es/handle/10261/216863</u>)

Conflicto de intereses: No hay conflictos que declarar

### Bibliografía

- Bachmann, C. E., Wiemer, S., Woessner, J., Hainzl, S. Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems. *Geophysical Journal International* 186(2), 793-807 (2011).
- Bakker, E., Hangx, S. J., Niemeijer, A. R., Spiers, C. J. Frictional behaviour and transport properties of simulated fault gouges derived from a natural CO<sub>2</sub> reservoir. *International Journal of Greenhouse Gas Control* 54, 70-83 (2016).
- Barton, N. The shear strength of rock and rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **13**(9) 255-279 (1976).
- Batchelor, J. A., Sherley, B., Klepacki, D., Lewis, R., Jensen, R. E. Validating the integrity of the Amposta structure for gas storage offshore Spain. In *Proceedings of the Offshore Europe*, September 4-7, Aberdeen, Scotland, UK, Society of Petroleum Engineers, Manuscript 108247 (2007).
- Bhattacharya, P., Viesca, R. C. Fluid-induced aseismic fault slip outpaces pore-fluid migration. *Science* **364**(6439), 464-468 (2019).
- Brown, M. R., Ge, S. Small earthquakes matter in injection-induced seismicity. *Geophysical Research Letters* **45**(11), 5445-5453 (2018).
- Cappa, F., Scuderi, M. M., Collettini, C., Guglielmi, Y., Avouac, J. P. Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory and in situ. *Science Advances* **5**(3), eaau4065 (2019).
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, A., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E., Dahm, T. The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection?. *Geophysical Journal International* **198**(2), 941-953 (2014).
- Cornet, F. H., Helm, J., Poitrenaud, H., Etchecopar, A. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. *Pure and Applied Geophysics* **150**(3-4), 563-583 (1997).

- Cornet, F. H. The relationship between seismic and aseismic motions induced by forced fluid injections. *Hydrogeology Journal* **20**, 1463-1466 (2012).
- Cuenot, N., Dorbath, C., Dorbath, L. Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. *Pure and Applied Geophysics* 165(5), 797-828 (2008).
- De Simone, S., Carrera, J., Vilarrasa, V. Superposition approach to understand triggering mechanisms of post-injection induced seismicity. *Geothermics* **70**, 85-97 (2017).
- Duboeuf, L., De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., Deschamps, A., Seguy, S. Aseismic motions drive a sparse seismicity during fluid injections into a fractured zone in a carbonate reservoir. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122(10), 8285-8304 (2017).
- Egholm, D. L., Clausen, O. R., Sandiford, M., Kristensen, M. B., Korstgård, J. A. The mechanics of clay smearing along faults. *Geology* **36**(10), 787-790 (2008).
- Eyre, T. S., Zecevic, M., Salvage, R. O., Eaton, D. W. A Long-Lived Swarm of Hydraulic Fracturing-Induced Seismicity Provides Evidence for Aseismic Slip. *Bulletin of the Seismological Society of America*, doi.org/10.1785/0120200107 (2020).
- Gaite, B., Ugalde, A., Villaseñor, A., Blanch, E. Improving the location of induced earthquakes associated with an underground gas storage in the Gulf of Valencia (Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **254**, 46-59 (2016).
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J. P., Henry, P., Elsworth, D. Seismicity triggered by fluid injection–induced aseismic slip. *Science* **348**(6240), 1224-1226 (2015).
- Gutenberg, B., Richter, C. F. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America* **32**(3), 163-191 (1942)
- Jiang, G., Qiao, X., Wang, X., Lu, R., Liu, L., Yang, H., Su, Y., Song, L., Wang, B., Wong, T. F. GPS observed horizontal ground extension at the Hutubi (China) underground gas storage facility and its application to geomechanical modeling for induced seismicity. *Earth and Planetary Science Letters* 530, 115943 (2020).
- Juanes, R., Castiñeira, D., Fehler, M. C., Hager, B. H., Jha, B., Shaw, J. H., Plesch, A. Coupled flow and geomechanical modeling, and assessment of induced seismicity, at the Castor Underground Gas Storage Project. Final Report, April 2017. Available from: <u>http://www.minetad.gob.es/es-ES/GabinetePrensa/NotasPrensa/2017/Paginas/informe-castor20170503.aspx</u> (Accessed on May 5, 2017)
- Jurado, M. J., Müller, B. Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics* **282**(1), 99-115 (1997).

- Langenbruch, C., Ellsworth, W. L., Woo, J. U., Wald, D. J. Value at induced risk: Injection-induced seismic risk from low-probability, high-impact events. *Geophysical Research Letters* 47(2), e2019GL085878 (2020).
- Okada, Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* **82**(2), 1018-1040 (1992).
- Olivella, S., Gens, A., Carrera, J., Alonso, E. E. Numerical formulation for a simulator (CODE\_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Engineering Computations* **13**(7), 87-112 (1996).
- Perea, H., Masana, E., Santanach, P. An active zone characterized by slow normal faults, the northwestern margin of the València trough (NE Iberia): a review. *Journal Of Iberian Geology* 38(1), 9-30 (2012).
- Playà, E., Travé, A., Caja, M. A., Salas, R., Martín-Martín, J. D. Diagenesis of the Amposta offshore oil reservoir (Amposta Marino C2 well, Lower Cretaceous, Valencia Trough, Spain). *Geofluids* 10(3), 314-333 (2010).
- Pollyea, R. M., Konzen, G. L., Chambers, C. R., Pritchard, J. A., Wu, H., Jayne, R. S. A new perspective on the hydraulics of oilfield wastewater disposal: how PTX conditions affect fluid pressure transients that cause earthquakes. *Energy & Environmental Science* 13(9), 3014-3031 (2020).
- Roca, E., Guimerà, J. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* **203**(1-4), 203-218 (1992).
- Ruiz-Barajas, S., Sharma, N., Convertito, V., Zollo, A., Benito, B. Temporal evolution of a seismic sequence induced by a gas injection in the Eastern coast of Spain. *Scientific Reports*, 7(1), 1-15 (2017).
- Saló, L., Frontera, T., Goula, X., Pujades, L. G., Ledesma, A. Earthquake static stress transfer in the 2013 Gulf of Valencia (Spain) seismic sequence. *Solid Earth* 8(5), 857 (2017).
- Schindler, A., Jurado, M. J., Müller, B. Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics* **300**(1), 63-77 (1998).
- Seeman, U., Pumpin, V. F., Casson, N. Amposta oil field. In: Proceedings of the AAPG Treatise of Petroleum Geology: Atlas of Oil and Gas Fields, Structural Traps II: Traps Associated with Tectonic Faulting. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA, A-016 (1990).
- The Corner, <u>http://thecorner.eu/spain-economy/the-castor-project-spaniards-are-paying-for-the-failure-of-this-gas-storage-installation/69669/</u> (29 Dec, 2017) (accessed on 25 Feb 2019).

- Vilarrasa, V., Carrera, J. Geologic carbon storage is unlikely to trigger large earthquakes and reactivate faults through which CO<sub>2</sub> could leak. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **112**(19), 5938-5943 (2015a).
- Vilarrasa, V., Carrera, J. Reply to Zoback and Gorelick: Geologic carbon storage remains a safe strategy to significantly reduce CO<sub>2</sub> emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **112**(33), E4511-E4511 (2015b).
- Vilarrasa, V., Carrera, J., Olivella, S., Rutqvist, J., Laloui, L. Induced seismicity in geologic carbon storage. *Solid Earth* **10**, 871–892 (2019).
- Vilarrasa, V., De Simone, S., Carrera, J., Villaseñor, A. Data on the numerical simulations of the induced seismicity at the Amposta fault. *Institutional repository DIGITAL.CSIC*, <u>https://digital.csic.es/handle/10261/216863</u> (2020).
- Villaseñor, A., Herrmann, R. B., Gaite, B., Ugalde, A. Fault reactivation by gas injection at an underground gas storage off the east coast of Spain. *Solid Earth* **11**, 63–74 (2020).
- Wei, S., Avouac, J. P., Hudnut, K. W., Donnellan, A., Parker, J. W., Graves, R. W., Helmberger, D., Fielding, E., Liu, Z., Cappa, F., Eneva, M. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters* 422, 115-125 (2015).
- Zoback, M. D., Gorelick, S. M., To prevent earthquake triggering, pressure changes due to CO<sub>2</sub> injection need to be limited. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **112**(33), E4510-E4510 (2015).

#### Figuras



**Figura 1**. (A) Mapa de localización de la plataforma Castor, incluyendo las trazas en superficie o en el fondo del mar de las fallas en las proximidades del emplazamiento (AF(E) indica la Falla de Amposta Este), la localización de los pozos utilizados para estimar el tensor de tensiones a partir de las roturas, la localización de la sismicidad inducida, el bolón de playa con los planos nodales de los mayores terremotos (los planos nodales de los otros terremotos inducidos son similares) y el tensor de tensiones estimado; (B) representación esquemática de la falla de Amposta y de la falla de rotura situada en el basamento cristalino y sus orientaciones con respecto al tensor de tensiones; y (C) proyección estereográfica de la tendencia de las fallas al deslizamiento en Castor antes de la inyección. Los rombos rojos y los puntos negros corresponden, respectivamente, a los planos nodales derivados por Cesca et al. (2014) y a los utilizados en este estudio. El cuadrado blanco indica la falla de Amposta, que se encuentra en la zona de tensión crítica (los colores rojos corresponden a un coeficiente de fricción movilizado de 0,6) y, por lo tanto, la falla puede sufrir rotura por corte para pequeñas perturbaciones del estado de tensión efectiva.



Sequence of the induced seismicity at Castor:

1)Reactivation of the Amposta fault (creep) was induced by gas injection

2 A critically stressed fault in the crystalline basement was reactivated by the shear slip stress transfer of the Amposta fault

3 The sequence of earthquakes was induced by shear slip stress transfer and transient poromechanical effects

**Figura 2**. Secuencia y mecanismos propuestos que conducen a la sismicidad inducida en Castor. En primer lugar, la inyección de gas colchón reactivó asísmicamente la falla de Amposta debido al efecto combinado de (A) la flotación y (B) el aumento de la presión. La transferencia de tensiones causada por el deslizamiento asísmico de la falla de Amposta reactivó una falla críticamente estresada situada en el basamento cristalino, lo que indujo la secuencia de terremotos por (C) transferencia de tensiones causadas por el deslizamiento de cizalla, que (D) da lugar a una expansión volumétrica y a disminución de la presión de poro en las zonas en las que la transferencia de tensiones por deslizamiento es desestabilizadora, lo que retrasa la aparición de nuevos terremotos hasta que esta disminución se haya disipado.



**Figura 3**. Inicio de la sismicidad de M $\gtrsim$ 3.5 resultante de la transferencia de tensiones inducida por el deslizamiento asísmico de la falla de Amposta. Tensión de rotura de Coulomb (CFS) en un plano vertical que contiene el hipocentro del primer terremoto de M $\gtrsim$ 3.5 de la secuencia (EQ1, punto rojo) y es perpendicular a la falla de Amposta. La línea negra indica la isolínea 0. La línea roja oscura representa la proyección de la falla de Amposta sobre el plano y la línea azul oscura discontinua representa la proyección del plano nodal 1.



Figura 4. Efecto de los cambios de la presión de poro inducidos por el deslizamiento en la estabilidad de una falla situada a 9 km de profundidad, con un rumbo de 40° y un buzamiento de 62,5°. (A) Índice de fallo hidromecánico tras el deslizamiento (PSFI) (Ecuación (S8), ver SI) para el tiempo adimensional  $t_D=1$ , es decir, una vez que la presión se ha disipado, pero los efectos de la transferencia de la tensión causada por el deslizamiento de cizalla permanecen. El color blanco indica las regiones que rompen durante el deslizamiento; los valores negativos corresponden a las regiones en las que la estabilidad mejora tras la disipación de la presión de poro; los valores entre 0 y 1 representan las regiones en las que la estabilidad disminuye tras la disipación de la presión de poro, pero no se alcanzan las condiciones de rotura; y los valores superiores a 1 muestran las regiones en las que la rotura se produce tras la disipación de los cambios de presión de poro inducidos por el deslizamiento de cizalla. (B) Evolución temporal de la tensión de rotura de Coulomb (CFS) en las regiones que sufren rotura retardada (donde PSFI>1). Las líneas corresponden a diferentes elementos del dominio. El tiempo está normalizado con respecto al tiempo característico de difusión (Ec. (S7)). Tanto el PSFI como el CFS se refieren a la rotura a lo largo de la dirección paralela a la falla.