

CONFINAMIENTO DEL CO₂

Confinamiento oceánico del CO₂

Los océanos representan el 70% de la superficie terrestre, con una profundidad media de 3.800 m. Ello representa un volumen de unos 1.400 millones de km³, y una masa de 1,4 trillones (10¹⁸) de toneladas de agua (salada).

En la actualidad los océanos contienen una cantidad de CO₂ que se estima en 144 Tt (1Tt=10¹²t, 1t=1.000 kg), lo que corresponde a una concentración relativa de 102,55 ppm (ppm= partes por millón) ó 2.331 micro-mol CO₂/kg H₂O. Estas cifras son generalmente aceptadas y están recogidas en el International Carbon Dioxide Information Analysis Center del Oak Ridge National Laboratory de Estados Unidos.

La cifra anterior puede compararse con el inventario de CO₂ atmosférico, que es de unos 2,85 Tt y con la tasa de emisiones antropogénicas anuales, que actualmente es de unas 29 Gt/año (1Gt= 10⁹) con tendencia claramente creciente. La concentración relativa es de 375 ppmv (ppmv = partes por millón en volumen cm³ CO₂/ m³ aire, midiendo el volumen del CO₂ en condiciones normales a P= 1.10⁵ Pa y T=273 K) que corresponden a 545 ppm en masa. Se estima que de forma natural el océano absorbe 7x10⁹ t/año de esas 29x10⁹ t/año emitidas por el consumo energético humano, lo que supone una cuarta parte de las emisiones. Sin embargo, el potencial teórico de absorción de CO₂ en el mar es mucho mayor, siendo la transferencia atmósfera-océano el cuello de botella en esa cadena físico-química. De hecho, la absorción marina de una cantidad de CO₂ similar al inventario atmosférico total, provocaría simplemente un aumento del 2% en el inventario marino. En este sentido, el océano se presenta potencialmente como el mayor sumidero del CO₂ generado artificialmente, causante de la intensificación del efecto invernadero en la atmósfera, y el correspondiente calentamiento global. No obstante, cabe señalar que aún siendo el mar un reservorio notablemente gigantesco en relación con el

problema a tratar, en valor global, sin embargo existe la dificultad de las incidencias y perturbaciones locales, pues no cabe pensar (de momento) en un medio eficaz, económico y viable para distribuir el CO₂ antropogénico de manera uniformemente distribuida por todos los océanos. Más aún, se verá a continuación que no todas las profundidades marinas son igualmente útiles para la retención duradera del CO₂.

No es fácil establecer un límite físico de la cantidad de CO₂ antropogénico que podría sumirse en el océano. Sin embargo la cantidad de CO₂ almacenado en una escala de miles de años, depende del equilibrio atmósfera-océanos. Si se aplican modelos de ese equilibrio para escalas de varios miles de años, puede concluirse que el CO₂ inyectado en los océanos a gran profundidad se aproximará prácticamente al mismo valor de equilibrio que si hubiese sido liberado en la atmósfera, pero lógicamente la concentración en el aire durante ese larguísimo transitorio sería mucho más baja. Precisamente, los estudios coinciden en que el CO₂ inyectado en el mar permanecería aislado de la atmósfera durante cientos de años, y que la fracción retenida tiende a ser mayor cuando la inyección se realiza a mayor profundidad. Existen evidencias indirectas, de tipo fósil, de esa retención. Cuestión aparte es el CO₂ fijado en los seres vivos marinos, y que en gran parte puede pasar a formar carbonatos que se mineralizan, quedando definitivamente en forma de rocas. De ahí que al CO₂ fijado orgánicamente haya que darle un tratamiento específico, aun cuando sea una fracción muy exigua del CO₂ inorgánico absorbido en el agua.

A continuación se aborda específicamente el tema de tratar de aumentar artificialmente el contenido oceánico de CO₂. Se es consciente en esta aproximación de la fuerte reacción ambientalista que suele aparecer cuando hay alguna perturbación del medio marino, aunque sea en zonas abisales; pero en la metodología científica no es

aceptable a priori la existencia de tabúes, si bien la aplicación práctica de la ciencia se debe someter a criterios éticos entre los cuales han de figurar los de carácter biológico y ambiental, que pueden hacer inhábil una propuesta o posibilidad científica. En este planteamiento se parte del CO₂ aislado como tal, que como primera providencia se ha de transportar hasta la instalación o embarcación desde la cual pudiera aportarse al medio marino en las condiciones adecuadas.

TRANSPORTE DE CO₂

El CO₂ producido en una planta de potencia debe ser capturado y separado para posteriormente ser trasladado hasta el emplazamiento elegido, el cual deberá ser seguro y duradero. Se describe a continuación algunas de las características específicas del transporte de CO₂, bien por gaseoductos (hasta un puerto o una instalación de bombeo a profundidades marinas) o por buques (en este caso hasta un emplazamiento oceánico, o al lugar de su bombeo).

Los gaseoductos pueden transportar CO₂ gas, comprimido hasta presiones alrededor de 80bar, con el fin de garantizar que en todo momento el flujo permanece en estado monofásico (Ver figura 1. Diagrama P-T CO₂). Esto se debe a que la presión elegida es superior a la presión crítica del CO₂ que es 72,8 bar. El transporte de fluidos bifásicos entraña dificultades que es mejor evitar. Si se trabaja con CO₂ a presión superior a la crítica las posibles variaciones de temperatura durante el transporte implicarían una pequeña variación en la densidad, pero sin llegar a tener en ningún caso flujo bifásico. El CO₂ gas es impulsado, en la mayoría de los gaseoductos, en el extremo inicial por unos compresores y sólo algunos de ellos disponen de instalaciones de compresión intermedias.

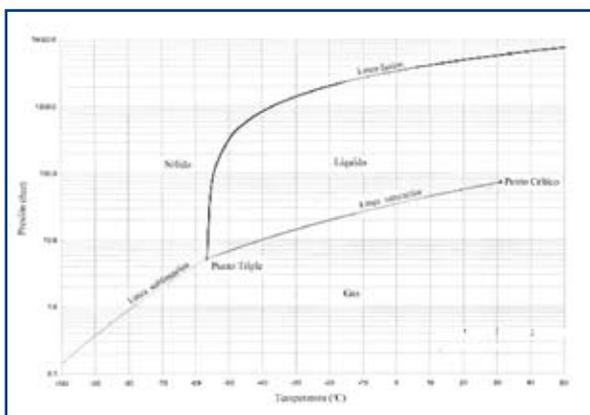


Figura 1. Diagrama Presión (bar) Temperatura (°C) del CO₂. (Chemical Logic Corporation).

El primer gaseoducto de CO₂ se construyó en los primeros años de la década de los 70 en Estados Unidos. Actualmente existen en este país más de 2.500 km de gaseoductos que transportan 40 Mt de CO₂ al año desde fuentes naturales o antropogénicas hasta emplazamientos principalmente de Texas, donde se emplean en la extracción estimulada del petróleo.

En el caso de un almacenamiento oceánico se puede elegir como transporte un buque, bien hasta una plataforma fija o hasta el emplazamiento elegido. En este caso el transporte sería de CO₂ licuado. Las presiones a las que se suele acudir están en torno a 7 bar (con temperatura de -55°C). Los gases del petróleo licuados, principalmente propano y butano, son transportados en buques cisterna a escala comercial por lo que hacer lo mismo con CO₂ no debería plantear ningún problema. Las pérdidas estimadas de CO₂ utilizando buques para su transporte es de un 3 ó 4 % (incluyendo las emisiones de las máquinas del barco) por cada 1.000 km de recorrido y podrían reducirse hasta un 1 ó 2 %.

CONFINAMIENTO OCEÁNICO DEL CO₂

El comportamiento del CO₂ en las aguas marinas obedece a fenomenologías físico-químicas bien establecidas, en las cuales las mayores incertidumbres provienen del conocimiento de ciertas variables, como temperatura y salinidad, según se describirá a continuación. También se abordará el tema del consumo o fijación del carbono del CO₂ en seres marinos vivos, por actividad fotosintética, lo cual constituye un sumidero natural muy importante, que se puede estimular hasta cierto punto.

Un asunto fundamental es la interacción atmósfera-oceano por lo que a la transferencia de gas se refiere. Esto depende de la solubilidad de los gases en agua, que se incrementa al disminuir la temperatura. De ahí que los mares fríos sean más ricos en oxígeno, por ejemplo. No obstante, ese no es el único factor señalable, pues la reactividad química y la difusividad de las moléculas de gas en el seno del agua (CO₂ en el mar) decrecen al disminuir la temperatura.

Aunque a largo plazo todo el CO₂ inyectado en el mar vuelve a la atmósfera si no se inyecta a suficiente profundidad como para que quede depositado en los fondos marinos, la evolución de la concentración en la atmósfera es muy distinta de un caso a otro. La mejor opción es la de provocar la aparición de carbonatos por reacción en los fondos marinos, pues en tal caso no volverá el gas a la atmósfera, y algo análogo ocurrirá si queda en el fondo marino como un lago de CO₂.

hidratado. En este caso, no obstante, las condiciones ambientales de esos abismos se perturbarán considerablemente, aunque por el momento sea muy difícil tipificar y valorar la realidad de dicho impacto.

Existen diferentes estrategias de confinamiento oceánico que se están investigando hoy en día, y que básicamente corresponden a:

1. Inyección directa de CO₂. Puede realizarse a diversas profundidades utilizando estaciones de bombeo en la orilla o desde buques que introducen largas tuberías. El CO₂, gas o líquido, se disolvería o formaría lagos de CO₂ en el fondo del mar.
2. Fertilización del océano. Consiste en la adición de pequeñas partículas de hierro que favorecen el desarrollo del fitoplancton en zonas del mar donde no existe, lo que incrementará la fotosíntesis y por lo tanto la captura por parte del mar del CO₂ de la atmósfera para mantener el equilibrio entre ambos sistemas, pues la concentración marina disminuiría, al quedar fijado parte del C del CO₂ en los seres vivos marinos. No obstante, este procedimiento no produce una disminución inmediata del inventario de CO₂ atmosférico, pues la velocidad de transferencia de este gas entre el mar y el aire, y viceversa, es muy lenta, por lo que la fertilización marina no se notaría en la atmósfera hasta varios decenios después de haberse iniciado. No obstante, como parte del CO₂ llegado al mar queda allí sumido para siempre, la fertilización sí es un mecanismo útil para paliar los efectos de la emisión de gases de efecto invernadero a largo plazo.
3. También se está considerando introducir el CO₂ debajo de los sedimentos del fondo del mar. Esto provocaría un impacto ambiental abisal mucho menor, pues el lago de CO₂, por así decirlo, sería subterráneo-subacuático, y el manto del fondo marino (donde se deposita el fitoplancton muerto no soluble en agua, como el carbonato cálcico) quedaría en contacto con el agua, en vez de aislado por un colchón de CO₂ líquido.
4. Se pueden citar también, aunque no tienen la misma importancia, la inyección de hidratos sólidos de CO₂, de emulsiones H₂O-CaCO₃-CO₂ y de gases en los que no se ha separado previamente el CO₂.

A continuación se analizan las citadas alternativas de almacenamiento oceánico, haciendo especial hincapié en las tres primeras. Se describirán los mecanismos implicados y la problemática asociada a cada opción.

INYECCIÓN DIRECTA DEL CO₂ EN EL OCEANO

La idea de introducir CO₂ en el océano se propuso por Marchetti en 1977, como una primera contribución relacionada con el uso creciente de combustibles fósiles, y a la problemática que podía aparecer de calentamiento global del planeta. A partir de este trabajo se han ido sucediendo estudios e investigaciones durante los últimos 25 años, aunque cabe señalar que es en estos últimos cuando la investigación se ha intensificado, principalmente en Noruega, Japón y Estados Unidos. Se puede decir que la ciencia básica implicada es conocida, pero que la tecnología se encuentra en fase de diseño conceptual o ensayo a nivel de laboratorio, no existiendo aún ninguna instalación experimental. En todo caso, los modelos físicos desarrollados indican que la efectividad del secuestro puede alcanzar a cientos de años, dependiendo como se verá de la profundidad a la que se inyecta. Como argumento en contra se cita el gran consumo energético de esta opción, ya que es necesario comprimir el CO₂ hasta presiones muy elevadas, lo cual se acentúa cuando la fuente de CO₂ no está cerca de la costa. Finalmente y sobre todo, hay que identificar y valorar las posibles consecuencias medioambientales.

Las diferentes opciones de inyección directa de CO₂ en el océano se representan en la figura 2:

1. CO₂ líquido inyectado a profundidad. Si ésta es menor de unos 3.000 m, podría hacerse desde una tubería remolcada por un buque o desde una tubería fija, pero se formaría un penacho ascendente de CO₂ líquido o gaseoso que parcialmente quedaría disuelto, aunque no puede considerarse que el confinamiento sea muy duradero. Si la profundidad es superior a 3.000 m, el CO₂ estaría líquido y se hundiría.
2. CO₂ líquido introducido en una depresión del fondo del mar y que formaría un lago estable de CO₂ a profundidades del orden de 4.000 m ó más.
3. CO₂ como sólido (hielo seco) que se arrojaría en la superficie del mar desde un barco y se hundirían rápidamente. Se tendrían que producir bloques de hielo de 1,5 t/m³, lo que sería muy costoso.

Para conseguir una inyección eficiente del CO₂, por cualquiera de las posibles técnicas, es preciso estudiar y comprender cuales van a ser las interacciones físicas y químicas que tendrán lugar entre el CO₂ y el agua de mar. Se van a detallar las propiedades que afectan al resultado de la inyección del CO₂ en el océano, que son la densidad, solubilidad, formación de hidratos y el efecto que se produce de variación del pH marino.

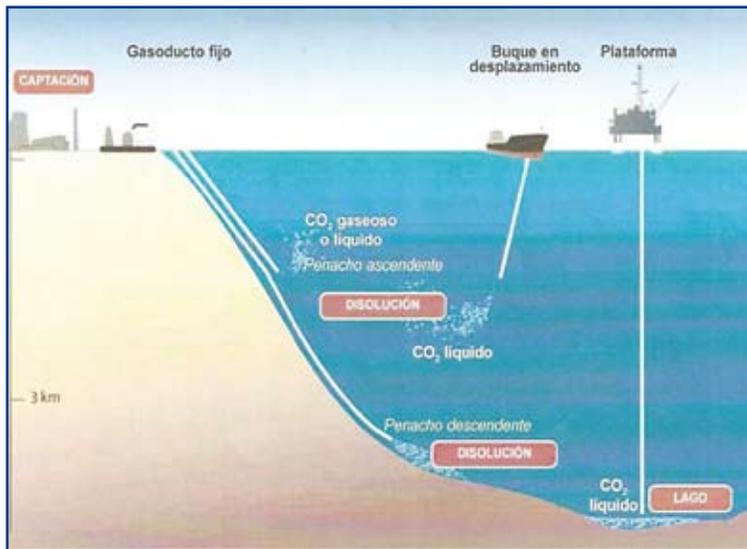


Figura 2. Visión esquemática de los diferentes métodos de almacenamiento oceánico del CO_2 . (CO_2CRC)

DENSIDAD

Uno de los aspectos a tener en cuenta cuando se proyecta la inyección de CO_2 en el océano es la densidad que tienen el CO_2 y el agua marina a una determinada profundidad ya que esto determinará el proceso que sigue el CO_2 ; o se hunde o flota. Cuando se elige una profundidad para hacer la inyección de CO_2 se están fijando dos variables: la presión en ese punto del océano y por lo tanto la presión hasta la que debe ser comprimido y la temperatura del agua asociada a esa profundidad.

El océano está dividido térmicamente en zonas o capas dependiendo de la profundidad. La capa más próxima a la superficie (hasta 100 m o algo menos de profundidad) es la capa de mezcla llamada así porque el agua situada en esta zona debido al viento y las olas está mezclada por dicho estímulo dinámico. Dentro de esta capa se aprecia una primera transición que puede denominarse termoclina estacional, por encima de la cual la temperatura es más alta y muy dependiente de la irradiación solar, a su vez función de la estación anual. Téngase en cuenta que la capacidad calorífica del mar es muy alta respecto de la atmósfera. Es bien conocido que la presión atmosférica es equivalente a poco más de 10 metros de columna de agua, lo que da una idea de cómo va creciendo la presión con la batimetría. Si se mide en capacidad calorífica, sólo 3 metros de columna de agua equivalen al contenido térmico de la atmósfera sobre ella. De ahí que el mar sea tan dominante en la meteorología de una región costera, y el mar atempera las oscilaciones diurnas y extemporáneas de temperatura. Los océanos son también los colectores más impor-

tantes de energía solar, y ello hace que en gran medida los grandes meteoros (como El Niño, los monzones, los huracanes, etc.) estén asociados o enraizados en el mar.

Las temperaturas en la capa de mezcla dependen mucho de la estación y de la latitud, lógicamente, y es desde esta capa donde se produce el intercambio de CO_2 con la atmósfera, así como la captación de O_2 y la actividad fotosintética marina.

Por debajo de esta capa, desde unas decenas de metros hasta varios cientos o incluso 1000 m de profundidad, se sitúa la capa denominada termoclina estable, una zona donde se produce una caída muy fuerte de temperatura, desde 15°C en la parte superior a aproximadamente 5°C en la inferior. La capa más profunda, debajo de la termoclina, acoge la mayor parte del agua de los océanos y aquí la temperatura vuelve a variar suavemente entre 0°C y

4°C . Recuérdese que en ese intervalo de temperatura el agua presenta un comportamiento anómalo, y disminuye de densidad al enfriarse. Esta zona a su vez está estratificada en capas de densidad cuasi-constante. En la figura 3, se representan estas variaciones de la temperatura del océano con la profundidad.

Por otro lado teniendo en cuenta el diagrama P-T del CO_2 de la figura 1, se puede decir que el estado del CO_2 para diferentes profundidades será: gas entre 0-500 m; líquido

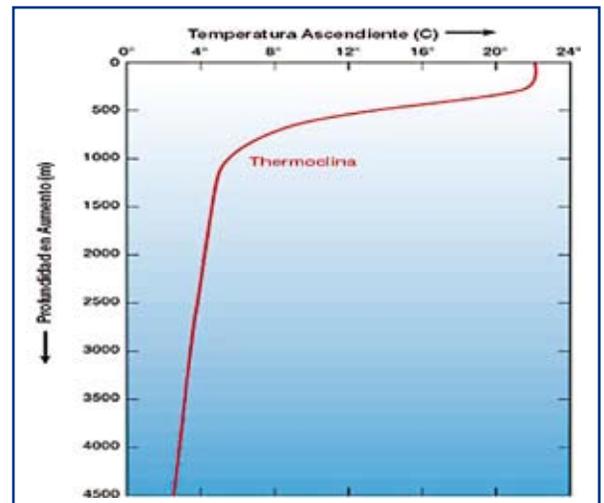


Figura 3. Perfil temperatura ($^\circ\text{C}$) profundidad (m) para una latitud media. Aparece representada la termoclina (capa del océano donde la temperatura cambia rápidamente) (University Corporation Atmospheric Research UCAR).

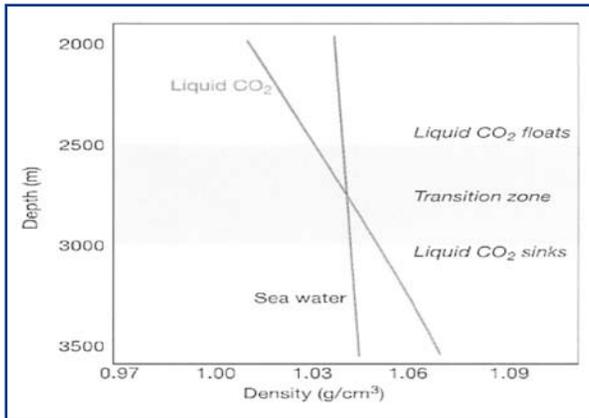


Figura 4. Densidad (g/cm^3) en función de la profundidad (m) para el CO₂ y el agua marina. La zona de transición señala las profundidades entre las que el comportamiento del CO₂ depende de la localización del océano (relación directa con la temperatura) (CO₂CRC).

que flota, ya que es más ligero que el agua del mar, entre 500 m y 2.700 m; para profundidades superiores a 3.000 m el CO₂ es más denso que el agua del mar y se hunde. Hay una zona entre 2.500 m y 3.000 m de profundidad en la que el comportamiento del CO₂ puede variar en función de la localización (varía la temperatura) pudiéndose quedar estable, sin elevarse ni hundirse. Una representación de lo anterior aparece en la figura 4 con unas condiciones tomadas en el Noroeste del Océano Atlántico. De una forma más general, en la figura 5, se representan las diferencias entre la densidad del CO₂ y la densidad del agua del mar en función de la temperatura y la presión, identificándose de esta manera las zonas en las que el CO₂ flota o se hunde. También cabe reseñar que el CO₂ es mucho más compresible que el agua, lo cual resulta fundamental para entender su flotabilidad, añadiendo a eso que son dos fluidos muy poco miscibles, por ser el CO₂ una molécula esencialmente apolar.

SOLUBILIDAD

Otro aspecto a considerar es como se disuelve el CO₂ una vez inyectado en las corrientes marinas. Estudiadas las características de las disoluciones del CO₂ (gas) y del CO₂ (líquido) en el océano, se han obtenido unas relaciones generales (Teng 1996) que expresan dicha fenomenología. Con estas relaciones se ha examinado la variación de la solubilidad del CO₂ con la

profundidad del océano. Se ha determinado que en la capa de mezcla del océano, la solubilidad depende de la presión y de la temperatura al igual que en la zona situada por encima de la termoclina. Además en esta última zona la solubilidad crece fuertemente con la profundidad. Por debajo de la termoclina, la solubilidad del CO₂ depende únicamente de la temperatura y crece de forma suave con la profundidad. Por ello en algunos casos se supone un valor casi constante en las profundidades del océano. Si la inyección de CO₂ se realiza a poca profundidad, el CO₂ formará burbujas de gas cuya tasa de disolución puede variar mucho con la profundidad, debido a la fuerte dependencia con ella del valor local de la solubilidad. Esto por tanto se deberá estudiar con modelos termodinámicos específicos como el modelo de Henry en el que influye la temperatura, la presión y la salinidad. Sin embargo si la inyección de CO₂ se realiza a mayores profundidades en ese caso tendríamos CO₂ en estado líquido y la tasa de disolución variará sólo débilmente siendo aceptables modelos de solubilidad y transferencia de masa constantes. En la Tabla 1 se da la solubilidad del CO₂ en el océano a diferentes temperaturas (Teng 1996).

El análisis que se ha realizado no ha considerado los efectos que produciría en la solubilidad o transferencia de masa la presencia de hidratos de CO₂.

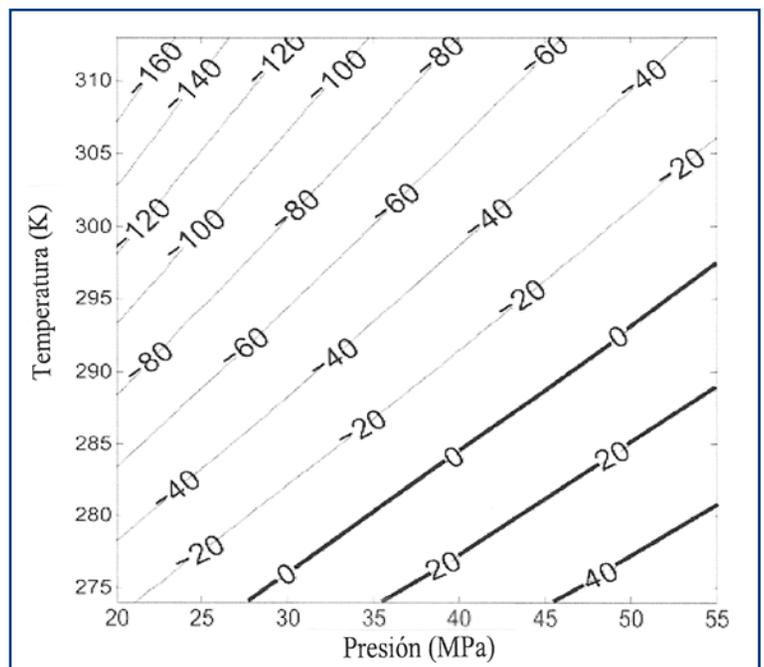


Figura 5. Diferencia entre las densidades (kg/m^3) del CO₂ (l) y el agua del mar cuya densidad se toma $1,027 \text{ kg/m}^3$. Las líneas más gruesas (diferencias positivas) indican la zona definida por presión y temperatura donde el CO₂ es más denso y por lo tanto se hunde.

y [m]	T [°C]	C _g [kmol / m ³]	Estado del CO ₂ descargado
0	20,0	0,033	burbujas gas
100	20,0	0,349	burbujas gas
200	19,5	0,663	burbujas gas
300	18,5	0,965	burbujas gas
400	13,5	1.412	
450	11,5	1.621	Cambio de fase
500 *	9,0	1.759	gotas líquidas
600	7,6	1.785	gotas líquidas
700	6,6	1.848	gotas líquidas
800	6,0	1.886	gotas líquidas
900	5,5	1.920	gotas líquidas
1.000	5,3	1.954	gotas líquidas
1.100	5,0	1.961	gotas líquidas
1.200	4,8	1.968	gotas líquidas
1.300	4,7	1.975	gotas líquidas
1.400	4,5	1.983	gotas líquidas
1.500	4,4	1.990	gotas líquidas

* formación de hidratos a profundidades ≥ 500 m (i.e., ciento > 44 atm y $t < 10,2$ °C)

Tabla 1. Solubilidad del CO₂ en el océano para diferentes temperaturas. (Teng, 1996).

FORMACIÓN DE HIDRATOS

También se debe tener en cuenta en la inyección de CO₂ en el océano la posible formación de hidratos. Lógicamente cuando se introduce CO₂ en el mar se produce una interacción agua salada-CO₂ en la que hay que considerar el equilibrio de fases, cinética de las reacciones químicas y fenómenos de transporte así como la identificación de las especies químicas que se pueden encontrar.

Lo que de una forma simplificada hemos llamado hidratos de CO₂, realmente serían clatratos de CO₂ (clathrate hydrate), que son una forma sólida del CO₂ similar al hielo que también existe para otros gases como metano o anhídrido sulfúrico. Está conformado como un sólido cristalino con apariencia de hielo pero constituido por moléculas de CO₂ rodeadas por una malla de moléculas de agua (CO₂.nH₂O ; pudiendo *n* valer entre 6 y 8) (Sloam 1998).

Estos componentes aparecen a altas presiones y bajas temperaturas y se produce un equilibrio metaestable entre CO₂ (l), CO₂ (g) y los hidratos. La formación de hidratos se puede estudiar física y termodinámicamente ahora bien la predicción de la for-

mación de hidratos, su estabilidad y el impacto que estos tienen en la inyección de CO₂ en el océano, no es actualmente fiable. En la figura 6 se representa el equilibrio de fases CO₂(l), CO₂(g) e hidratos que se da en el océano (Brewer, 2004). El CO₂(l) es estable a temperaturas y presiones que se encuentran por debajo de la línea de separación gas-líquido. El CO₂ (g) es estable en las condiciones que se dan por encima de dicha línea. La región sombreada representa la zona donde el régimen de presiones y temperaturas permiten que el CO₂ reaccione con el agua de mar para formar el hidrato que luego se disolverá en el agua marina que no está saturada de CO₂. La línea roja (casi vertical) representa la variación de la temperatura con la profundidad en un lugar de la costa de California, pero es representativa del mar en general, si bien los valores concretos varían con la latitud y la estación. En todo caso se aprecia que hay un rango de variables donde se pueden formar los compuestos en cuestión.

Si en la inyección de CO₂ se produce una capa de hidratos que tapa al CO₂, esta capa determina la tasa de difusión del CO₂ en el mar. La descripción matemática del confinamiento del CO₂ está condicionada por la determinación cinética de esta capa. La mayor parte de los modelos de disolución no incluyen el equilibrio de fases que se produce en presencia de hidratos y su posible efecto en la transferencia de masas, lo cual da lugar a una descripción incompleta del fenómeno. Bien es verdad que en el océano el hidrato no es estable, por el bajo nivel de CO₂ disuelto, pero esto no es excusa para que se olviden los impactos transitorios que su presencia produce. Así se ha observado que la existencia de una capa de hidratos en una gota de CO₂ inyectada en profundidades entre

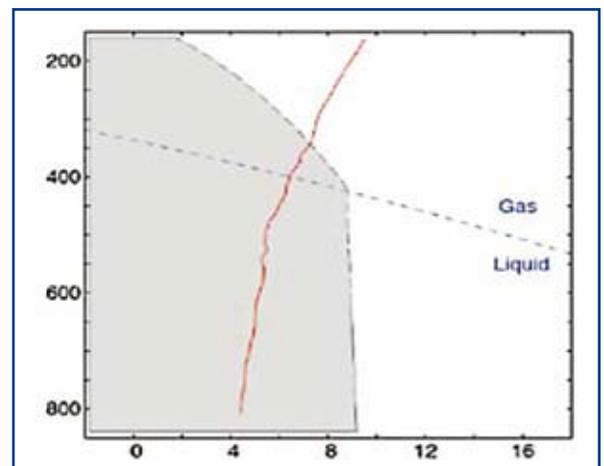


Figura 6. Diagrama de fases CO₂ agua de mar. (Brewer 2004).

500 y 2.700 m puede complicar su confinamiento ya que el CO₂ podría elevarse en la columna de agua del océano más rápidamente antes de completar su disolución por lo que se acortaría su tiempo de almacenamiento en el océano. Sin embargo la formación de hidratos rodeando a una gota de CO₂ que se está hundiendo, a profundidades superiores a 2.700 m, aumenta el confinamiento del mismo, ya que favorecería el transporte hasta mayores profundidades antes de disolverse. En este caso, podría ser posible diseñar tecnologías de inyección que favorecieran la mezcla del CO₂ y el agua para formar una cantidad suficiente de hidratos que junto el CO₂ formaran una masa que se hundiera.

Sin embargo en el transporte por tuberías y en los sistemas de liberación del CO₂ la presencia de hidratos puede crear problemas si el agua se encuentra a presiones por encima de 50 bar y temperaturas por debajo de 10 °C. Problemas similares a éste se han dado en la industria del gas natural y han propiciado una intensificación de la investigación para comprender y controlar el problema, que entre otras cuestiones puede acelerar la corrosión de tuberías.

VARIACIONES EN EL pH OCEÁNICO.

El océano absorbe una gran cantidad del CO₂ atmosférico porque es un gas débilmente ácido y los minerales disueltos en el agua del mar han hecho que el océano sea suavemente alcalino. El intercambio de CO₂ aire-agua esta condicionado por el equilibrio químico entre el CO₂ y el ácido carbónico (H₂CO₃) en el agua, la concentración de CO₂ en la atmósfera y la tasa de intercambio aire-agua. Al disolver CO₂ en el mar se forma ácido carbónico (H₂CO₃) que posteriormente se disociará en iones bicarbonato (HCO₃⁻) carbonato (CO₃²⁻) y protones (H⁺) según las reacciones:



En el equilibrio físico-químico que se tiene que dar entre el CO₂ atmosférico y el marino intervienen las concentraciones de H₂CO₃, HCO₃⁻, CO₃²⁻ (carbono inorgánico disuelto), la alcalinidad, la temperatura y la salinidad.

El principal efecto de la inyección de CO₂ en el océano es la formación del ión bicarbonato (HCO₃⁻) siguiendo la reacción:



Además una parte del CO₂ podría reaccionar con el agua según la reacción:



Se produciría una disminución del pH y de la concentración del ión carbonato. Así la inyección de CO₂ en el océano dará lugar a la aparición del ión bicarbonato, ya citada, y del ión H⁺ por lo que se produciría un descenso del pH o lo que es lo mismo una acidificación del agua de mar, llevando asociado además una disminución en la concentración de ión carbonato pero sin afectar a la alcalinidad como se ve en la figura 7. También aparece representado el efecto que produciría la disolución de CO₃Ca que aumentaría tanto la alcalinidad como el pH.

La variación del pH en la superficie del océano desde la época preindustrial se puede cuantificar en una acidificación (disminución del pH) de 0,1. Las simulaciones realizadas en las que se supone una liberación desde siete ubicaciones diferentes a 3.000 m de profundidad, para una estabilización de la concentración del CO₂ atmosférico en 550 ppmv, prevén cambios en el pH oceánico de 0,4 mientras que para el mismo valor de estabilización pero sin almacenamiento inducido, el cambio previsto en el pH es de 0,2.

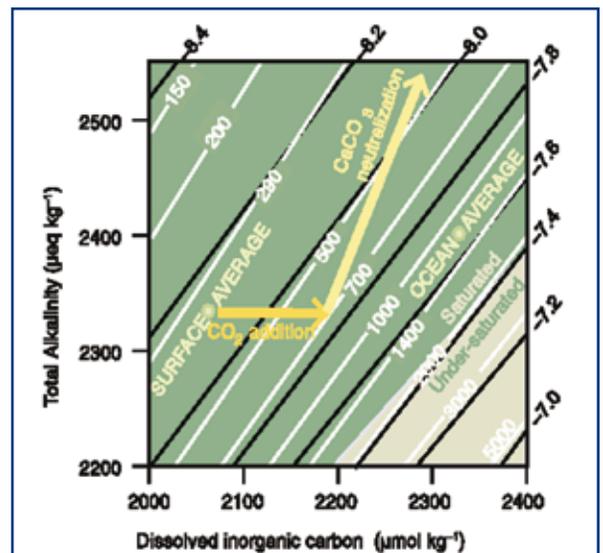


Figura 7. Composición de aguas oceánicas superficiales a 15°C. Líneas de pH (negras) y líneas de concentración de CO₂ (blancas) en función del carbono inorgánico disuelto y de la alcalinidad.

IMPACTO EN EL HABITAT MARINO

El impacto que en el ecosistema oceánico puede tener la inyección de CO_2 estará asociado a la interacción directa con el CO_2 (será importante el tiempo de exposición) y a la disminución del pH. Los organismos expuestos responderían con efectos fisiológicos que implicarían a múltiples generaciones. El conocimiento actual de estos efectos es muy limitado, tanto para las especies que habitan el fondo del mar como para las que viven en zonas más superficiales. No obstante, se supone que las especies del fondo del mar serían las más sensibles a los cambios, ya que están adaptadas a un medio muy estable tanto en espacio como en tiempo. El rango de variaciones naturales en el pH en las aguas no profundas (hasta 1.000 m) es bastante importante entre los diferentes océanos (0,25 en el Océano Antártico y 1 en el Noroeste del Pacífico). Sin embargo a profundidades superiores a 3.000 m la variación del pH es mucho más escasa (0,1 a 0,2 para el Norte del Atlántico y del Pacífico respectivamente). Se impone la realización de estudios rigurosos que definan los rangos de variación del pH aceptables, lo que llevaría seguramente asociado el diseño de nuevas tecnologías de liberación de CO_2 en las profundidades del océano.

FERTILIZACIÓN DEL OCÉANO

La atmósfera y la superficie del océano se encuentran en equilibrio másico, es decir, permanentemente existe un intercambio de masa aire-agua, agua-aire, que se produce entre aquellas sustancias que existen en los dos medios, como es el CO_2 . El intercambio de CO_2 entre los dos medios, depende de una función termodinámica llamada fugacidad, que varía con la presión la temperatura y la composición del fluido donde se encuentra el CO_2 . Para que se de el equilibrio es preciso que la fugacidad del CO_2 tenga el mismo valor en el aire y en el agua del mar. Cualquier variación que afecte a la fugacidad, como por ejemplo una disminución de la temperatura del agua que induce un aumento de la solubilidad del CO_2 y que conduciría a una disminución de la fugacidad del CO_2 en el agua, implicaría un traspaso de CO_2 desde el aire al mar para restablecer el equilibrio. Esto es lo que se pretende potenciar con la fertilización del océano mediante hierro, un aumento de forma inducida del CO_2 que pasa del aire al mar.

La fotosíntesis asociada al fitoplancton marino, que vive hasta profundidades donde llega la luz, zona eufótica, necesita CO_2 para transformar los nutrientes en materia orgánica vegetal, que sirve como alimento al zooplancton. Este último metaboliza el alimento y

respira, por lo que devuelve CO_2 al agua, pero también produce residuos orgánicos que caen al fondo del mar en forma de partículas. Estos residuos, además de los producidos por la materia orgánica que muere y los esqueletos y caparazones (compuestos fundamentalmente de carbonato cálcico) producen un efecto al hundirse hacia el fondo del mar que se denomina nieve marina, la cual se observa miles de metros por debajo del plancton.

La biomasa marina contiene carbono orgánico (DOC, dissolved organic carbon) que permanece en equilibrio con el carbono contenido en diferentes solutos (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) (DIC, dissolved inorganic carbon). El equilibrio entre los dos tipos de carbono se produce por reacciones de doble sentido condicionadas entre otras cosas por la temperatura y la salinidad.

De toda la biomasa generada, la mitad se consume por ciertos organismos (Giorgio and Duarte 2002) y alrededor del 20% - 30% desciende hasta 200 m por debajo de la termoclina donde un porcentaje elevado se vuelve a disolver y a mineralizar, por lo que pasa de carbono orgánico a carbono disuelto en forma de CO_2 pudiendo permanecer aislado de la atmósfera por cientos de años; el resto de la biomasa se deposita en el fondo formando parte de rocas esponjosas como las areniscas o impregnando otros sedimentos minerales como las arcillas. En la figura 8, se representa un esquema simplificado de estos procesos.

El equilibrio termodinámico existente entre la superficie del agua y el aire se debe mantener adaptándose a las variaciones que se induzcan. Por ello, si disminuye la cantidad de C existente en la superficie del mar, a base de fijarlo desde el CO_2 allí existente mediante reducción química propiciada por la fotosíntesis, el mar ha de absorber CO_2 del aire para restablecer este equilibrio. Este proceso descrito, de absorción natural del CO_2 atmosférico por parte del mar, aumenta cuando la productividad biológica marina se incrementa. Surge así la idea de inducir artificialmente el desarrollo de fitoplancton para finalmente aumentar la captación del CO_2 atmosférico por parte del océano.

El desarrollo y crecimiento del fitoplancton depende de la concentración de nutrientes en la superficie, fundamentalmente de carbono, nitrógeno, fósforo y hierro. La relación de Redfiel recientemente actualizada: 106 C: 16 N: 1 P: 0,001 Fe, indica las concentraciones moleculares relativas que se dan en el plancton, es decir que con una molécula de hierro, 1.000 de fósforo, y 16.000 de nitrógeno, fijaríamos 106.000 de C o lo que es lo mismo, haríamos desaparecer 106.000 moléculas de CO_2 . Es decir, con 55 gramos de Fe se

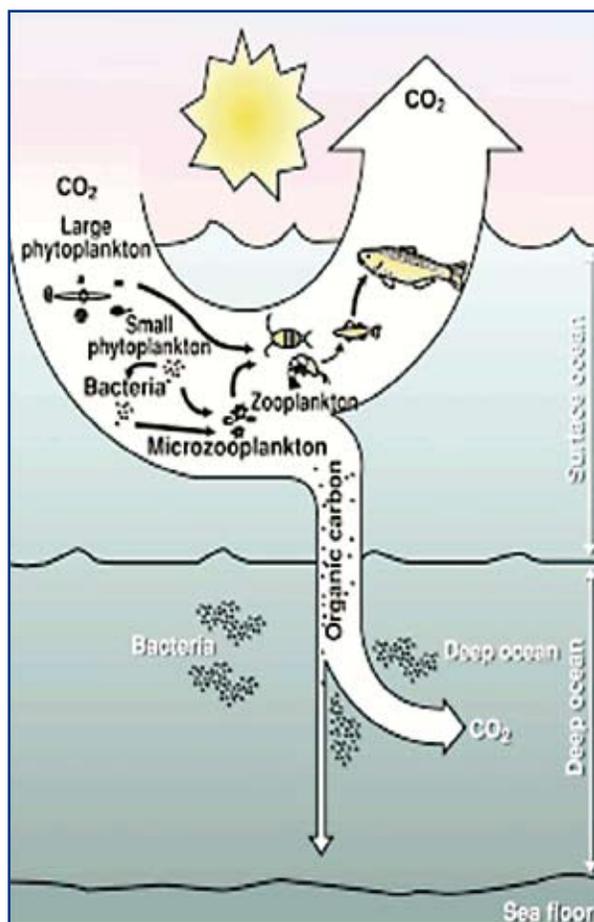


Figura 8. Equilibrio atmósfera-agua del CO₂. Aparecen de forma simplificada los procesos que tienen lugar en el océano y que se potenciarían con la adición de algunos nutrientes como el hierro. (Herzog).

eliminan de este modo 4,5 toneladas de CO₂. Parece ser que el más limitante de los elementos que intervienen es el hierro, ya que se han observado zonas del océano Pacífico donde la falta de hierro hace que no haya el fitoplancton esperado, pese a la gran cantidad de fósforo y de nitrógeno.

De forma natural el hierro llega al agua de los océanos debido a las tormentas de polvo transportadas por el viento desde las zonas áridas. Este polvo contiene entre un 3% -5% de hierro. Su deposición en el mar ha decaído hasta un 25% debido a cambios en el uso de la tierra y en las prácticas agrícolas, lo que ha reducido la frecuencia de las tormentas arenosas. El incremento de la desertificación no compensa este efecto ya que esta arena es rica en sílice y pobre en hierro.

La fertilización artificial del océano con hierro se hace vertiendo en el mismo una mezcla formada por

pequeñas cantidades de hierro (hepta hidruro de sulfuro ferroso) y agua salada. Se inyecta en el mar mediante bombeo desde un buque a una profundidad de 10 m. Se han programado experimentos en los últimos años para demostrar la viabilidad de la fertilización oceánica aunque hasta el momento no han sido todo lo positivos que se esperaba (Zeebe, 2005). Algunos de estos experimentos han confirmado que 1 kg de hierro en pequeñas partículas (del orden de micrómetros o menores) puede generar alrededor de 100.000 kg de fitoplancton.

El método tiene detractores que se basan fundamentalmente en el desconocimiento de los posibles impactos ambientales asociados a experiencias a gran escala aún no realizadas y que la tasa de CO₂ secuestrado tendría un límite que se sitúa en torno a 3,67 Gt CO₂/año. Sin embargo los que creen en él, indican que las fertilizaciones se han venido realizando de forma natural desde hace millones de años y no se ha observado ningún efecto perjudicial señalando además que el método es relativamente barato, que la tecnología no es complicada y que podría mejorar la pesca en algunas zonas. Los expertos del IPCC han recomendado que deben evaluarse los posibles efectos secundarios ambientales reconociendo, no obstante, que es una de las posibles estrategias a seguir para el confinamiento del CO₂ atmosférico.

COFINAMIENTO BAJO SEDIMENTOS

MARINOS

La inyección del CO₂ en el subsuelo marino fue propuesta por primera vez en 1997 por Koybe, quien consideraba la inyección de una solución de CO₂-arcilla-cenizas o de CO₂ líquido a decenas de metros debajo de la capa de sedimentos del fondo del mar. Esta opción tiene la ventaja de asegurar que las corrientes oceánicas no se mezclarían con el CO₂ líquido y por lo tanto no se produciría su liberación eventual a la atmósfera.

Cuando los sedimentos marinos se encuentran en torno a 3.000 m de profundidad, el CO₂ inyectado será más denso que el agua que llena los poros de los sedimentos, por lo que actuará como cubierta de flotabilidad (cubierta de menor densidad) asegurando la estabilidad gravitacional del CO₂. La estabilidad que el subsuelo marino proporciona al CO₂, contrasta con la inestabilidad en la que se encuentra el CO₂ en los almacenamientos geológicos terrestres debido a que está sometido a un régimen de elevadas presiones y temperaturas. La cubierta de flotabilidad realiza el mismo efecto en el confinamiento oceánico que la roca de cubierta en el confinamiento terrestre, pero mejorando

sus prestaciones. Así mientras que los conductos existentes en la roca de cubierta favorecen el escape del CO₂, la capa de flotabilidad garantiza que ni en el caso de producirse fracturas en los sedimentos, por perturbaciones geomecánicas importantes como terremotos, estas fracturas actuarían como conductos de fuga para el CO₂.

Al inyectar CO₂ en los sedimentos marinos no se puede obviar la existencia de un gradiente térmico, cuantificable entre 0,02 °C/m y 0,04 °C/m, ya que es el responsable de las expansiones y contracciones que sufre el CO₂ y que dan lugar a la igualdad de densidades entre el CO₂ y el agua que rellena los poros de los sedimentos. En la figura 9 se representa los resultados de una inyección de CO₂ (l) a una profundidad de 3.500 m con un gradiente geotérmico de 0,03 °C/m. El CO₂ (l) iguala su densidad con la del agua que rellena los poros aproximadamente a 200 m de profundidad por debajo del fondo del mar y por lo tanto tendrá una flotabilidad neutral. A la zona situada entre el fondo del mar y la profundidad de los sedimentos donde se da la igualdad de densidades o flotabilidad neutral se la denomina zona de flotabilidad negativa (NBZ) y es aquí donde se debe realizar la inyección de CO₂.

Ya se ha visto anteriormente que el CO₂ puede adoptar una forma metaestable denominada hidrato cuya existencia (condicionada por los valores de presión y temperatura) se produce desde unos 400 m de profundidad hasta cientos de metros en el interior del subsuelo marino, donde el gradiente geotérmico eleva la temperatura y el hidrato deja de ser estable. Esta zona de formación de hidratos de CO₂ (HFZ) es importante situarla relativamente respecto a la zona de flotabilidad negativa (NBZ), observándose que se solapan en una parte importante de su extensión como se representa en la figura 10. La formación de hidratos se produce desde profundidades pequeñas mientras que el CO₂ comienza a ser más denso que el agua de mar alrededor de 2900 m de profundidad, sin embargo el espesor de la NBZ crece más rápidamente que el espesor de la HFZ y a profundidades superiores a 4.000 m es mayor.

Siempre que se introduzca CO₂ dentro de la zona de formación de hidratos se observarán dos efectos: el primero sería que en las proximidades del punto de inyección decrecerá la permeabilidad del CO₂ por la existencia de los hidratos, lo que llevaría asociado un aumento de la energía necesaria para la inyección; el segundo efecto sería positivo ya que los hidratos ocuparían los poros de los sedimentos marinos obstruyéndolos y formando una capa adicional que mejoraría la estabilidad del almacenamiento.

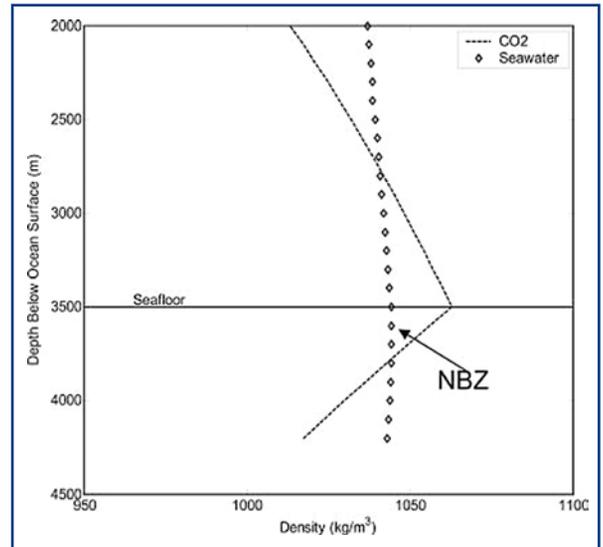


Figura 9. Curvas de densidad del CO₂ y del agua de mar en función de la profundidad con un gradiente geotérmico en el subsuelo de 0,03 °C/m. Se delimita la zona de flotabilidad negativa (NBZ). (House, 2006).

El solapamiento de las dos zonas de formación de hidratos y de flotabilidad negativa da lugar a diferentes situaciones dependiendo de la profundidad a la que se encuentran los sedimentos donde se realizará la inyección del CO₂. A profundidades menores de 4.000 m si se quiere evitar la formación de hidratos se debe realizar la inyección por debajo de las dos zonas ya que de esta forma finalmente se obtendrán los beneficios de la capa propia de hidratos suminis-

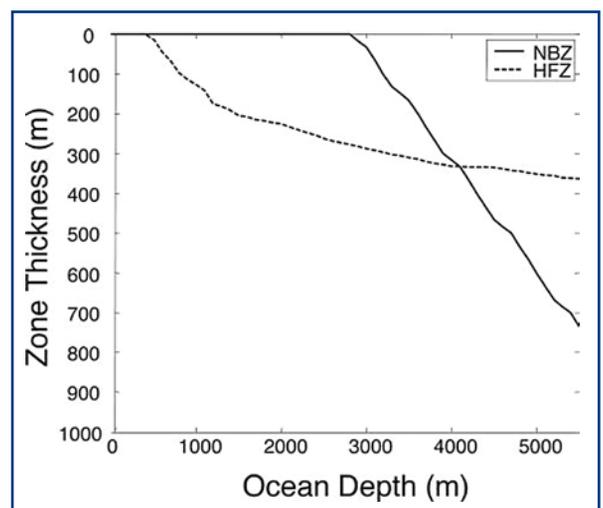


Figura 10. Espesor de la zona de formación de hidratos (HFZ) y de la zona de flotabilidad negativa (NBZ) en función de la profundidad del océano. El gradiente geotérmico es de 0,03 °C / m (House 2006).

trada por la HFZ y de la capa de flotabilidad suministrada por la NBZ. A profundidades superiores a 4.000 m el CO₂ se inyectara por debajo de la zona de formación de hidratos pero dentro de la zona de flotabilidad negativa obteniendo los beneficios de ambas capas igualmente.

OTRAS OPCIONES DE CONFINAMIENTO OCEÁNICO DEL CO₂

Existen otras opciones de almacenamiento de CO₂ pero que tienen mucha menor importancia:

1. Inyección de hidratos de CO₂. Se ha visto que su densidad es mayor que la del agua del mar por lo que se hundirá en el océano una vez inyectado. El problema es que es un sólido y no fluye a través de una tubería por lo que se debería realizar previamente una mezcla con un líquido para asegurar el flujo.
2. Inyección de una emulsión H₂O-CaCO₃-CO₂. La emulsión formada en proporción 1:1 para CO₂:CaCO₃ que se introduce en el agua de mar, podría tener una densidad un 40% superior a la densidad del agua de mar, por lo que se hundiría. Se ha sugerido que el penacho de esta emulsión podría tener un pH al menos dos unidades superior al pH del penacho de CO₂, por lo que deberían estudiarse los efectos del mismo.
3. Inyección de los gases emitidos por una planta de producción de potencia. Consiste en bombear directamente hacia el fondo del mar los gases producidos en una planta sin realizar la captura y separación del CO₂. Los costes asociados a la compresión hacen que esta opción sea considerada poco factible, pues en los humos de la combustión convencional, al contenido de CO₂ no pasa del 15%, y se habrían de comprimir todos los demás gases, en particular el más abundante en los humos, el N₂.

CONCLUSIONES

El océano es un gran sumidero de materia, que recoge de manera continuada los aportes de los ríos, sin los cuales difícilmente tendría nutrientes para mantener la vida. Su contenido en número de moléculas es unas 500 veces superior al de la atmósfera, lo que permite mayores diluciones de material. Más aún, algunos de los materiales de arrastre, como las sales, no pasan a la atmósfera, sino que van al agua, donde en parte quedan disueltas, y en parte precipitan.

Potencialmente, y atendiendo a los grandes números, se podría almacenar de forma segura y duradera todo el CO₂ generado antropogénicamente, pues lo emitido en un siglo sería una pequeña fracción, del 2 ó 3 %, del contenido

actual de dicho anhídrido. El problema es que no parece imaginable una actuación absolutamente dispersa en el océano, sino que se han de buscar soluciones locales (aunque pueden ser de volúmenes enormes, medidas a escala humana) en las que alojar cantidades importantes de ese material, que sí producirían una perturbación muy fuerte de la composición química de dicha zona. Eventualmente, el CO₂ o sus clatratos podrían apartar el agua de una sima o extensión del fondo marino, pues esta quedaría flotando por encima. Aunque a largo plazo esos lagos de CO₂ muy denso podrían transformarse en un nuevo suelo marino en el que cayeran los residuos del fitoplancton y las precipitaciones químicas habituales, en un período transitorio implicarían un cambio radical de las condiciones de vida en esas zonas abisales, donde no llega nada de luz.

Ya se ha señalado que existen otras alternativas que podrían causar menores impactos ambientales, y que algunas de ellas podrían coadyuvar a mejorar las condiciones de vida marina, por aportación de nutrientes que faltan en las grandes extensiones del océano. E igualmente cabría pensar en llegar al subsuelo marino, cuyos sedimentos se levantarían sobre los “lagos de CO₂”, de modo que el suelo quedaría muy poco perturbado.

En todo caso, para que todo eso sea técnicamente planteable en el plazo que se necesita, antes de 2025, se deberían abordar una serie de iniciativas, que en gran medida están recogidas en las siguientes recomendaciones del DOE (1999):

1. Estudiar y caracterizar las tecnologías necesarias para realizar el confinamiento del CO₂ en el medio marino, como su compresión a muy altas presiones.
2. Mejorar sustancialmente nuestro conocimiento de ese medio para comprender los efectos que se inducirían en los ecosistemas marinos y en los ciclos bio-geo-químicos de los océanos.
3. Disponer de modelos fiables para determinar las prestaciones de los almacenamientos o disposiciones de CO₂, para entender su ciclo de vida en dicha funcionalidad, y determinar el destino a largo plazo del CO₂ confinado.

REFERENCIAS

- Aya, I. et al. 1997, “Solubility of CO₂, and density of CO₂ hydrate at 30 Mpa” Energy Vol. 22, 2/3, pp.263-271.
- Brewer, P.G. et al. 2004 “Small scale field study of an ocean CO₂ plume” Journal of Oceanography, 60 (4), pp. 751-758.
- Carbon Dioxide International Thermodynamic Tables of the Fluid State. IUPAC (1976) Ed. Pergamon Press.
- DOE 1999 R&D Report, “Carbon Sequestration”.

- Giorgio, P. and Duarte, C. 2002, "Respiration in the open ocean". *Nature*, 420, pp.379-384.
- Herzog, H et al. 1997 "CO₂ Capture, reuse and storage technologies for mitigating global climate change" DOE Order N° DE-AF22-96PCO1257.
- House, K.Z., Schrag, D.O., Harvey, C.F. and Lackner, K.S. (2006) Permanent carbon dioxide storage in deep sea sediments. *Proc Natl. Acad. Sci. USA*, 103(33) pp. 12291-12295.
- Internacional Energy Agency (IEA) 2007, "Technologies for a sustainable energy future" IEA/GB/RD (2007)2/19
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage (2005).
- Marchetti, C. 1977, "On geoengineering and the CO₂ problem". *Climatic Change* 1 (1), pp.59-68.
- ORNL (Oak Ridge National Lab, USA) "Carbon dioxide International center".
- Perry's Chemical Engineer's Handbook (1994) Ed. McGraw-Hill.
- Sloam, E.D. 1998 "Clathrate Hydrates of natural gases" 2nd Ed. Marcel Dekker Inc. New York.
- Someya, S. et al. 2005, "Measurement of solubility in pure water and the pressure effect on it in the presence of clathrate hydrate" *Int. Journal of Heat and Mass Transfer* 45 pp.2503-2507.
- Teng et al. 1996 "Solubility of CO₂ in the ocean" *Energy Convers. Mgrat* Vol. 37, Nos.6-8, pp.1029-1038.
- Zhang, Y.X. 2005, "Fate of rising CO₂ droplets in seawater", *Environmental Science and Technology* 39 (19), pp.7719-7724.
- Zeebe, R. and Archer, D. 2005, Feasibility of ocean fertilization and its impact on future atmospheric CO₂ level. *Geophysical Research Letters*, 32, L09703.

CONFINAMIENTO DEL CO₂

Almacenamiento de CO₂ en cavidades creadas por disolución en sal

INTRODUCCIÓN

En este tipo de almacenamientos la cavidad se genera artificialmente en una formación salina. Por consiguiente es un sistema de gran flexibilidad en cuanto a la capacidad de CO₂ que se puede almacenar, si bien ésta suele ser, en general, limitada. La cavidad se crea por disolución a partir de un sondeo realizado desde la superficie y es totalmente inaccesible. El material en el que se excava el hueco tiene unas propiedades reológicas particulares que condicionan el comportamiento de la cavidad, la cual debe de ser estable a largo plazo ya que su hundimiento puede dar lugar al escape del CO₂.

La ingeniería de este tipo de posibles almacenes de CO₂ es conocida ya que se emplea para otro tipo de productos como: gas natural, gases, residuos, GLP, hidrocarburos líquidos, etc (Depósitos Subterráneos, S.A., 1972). Además, el método utilizado para crear la cavidad es muy similar al que se utiliza en la explotación de sal por disolución. En consecuencia, la creación de un almacén de este tipo no presenta problemas técnicos insolubles.

La sal, que es relativamente abundante y sus yacimientos son conocidos en España, posee dos propiedades interesantes en relación con el almacenamiento de CO₂: su estanqueidad natural y su facilidad de disolución con agua, lo que hace posible utilizar la minería por disolución para la creación de una cavidad. Para formar la cavidad se inyecta agua mediante una tubería instalada en un sondeo realizado desde la superficie hasta la sal y se extrae una salmuera semisaturada por un anular, o a la inversa. La salmuera resultante puede ser utilizada industrialmente, convertida en sal por evaporación o enviada al mar. Durante la generación del hueco éste se encuentra lleno de salmuera no saturada y cuando se termina el proceso de disolución queda salmuera en la cavidad que continúa disolviendo las paredes de sal hasta que se satura, si pasa

suficiente tiempo. Si se inyecta CO₂ (menos denso que la salmuera) por el anular, éste desplazará la salmuera que saldrá por la tubería de inyección de agua, que se encuentra en el fondo del sondeo hasta que la interfase CO₂-salmuera alcanza la cota inferior del tubo; si se continuara inyectando CO₂ éste saldría al exterior por dicha tubería. Cuando se alcanza esta situación la cavidad está casi totalmente llena de CO₂.

Una de las ventajas de los almacenamientos de CO₂ en sal es que, dependiendo de las características del macizo salino, es posible construir no sólo muchas cavidades sino cada una con un gran volumen unitario, superior a un millón de metros cúbicos. En cambio, su coste puede ser alto si no se consigue utilizar la sal extraída, para el consumo o en la industria, en cuyo caso es necesario evacuar las salmueras que se producen al crear la cavidad. Hay que tener en cuenta que se precisan normalmente entre 7 y 9 m³ (Shi and Durucan, 2005) de agua para la creación de 1 m³ de cavidad, de donde se deduce que una gran cavidad da lugar a un volumen mucho mayor de salmuera. Una solución es el vertido al mar aunque esto puede resultar prohibitivo si existe una gran distancia entre la cavidad y el mar. La creación de una cavidad de un millón de m³ puede durar unos dos años.

Para construir un almacenamiento de CO₂ en sal se debe disponer, normalmente, de lo siguiente:

- Una capa de sal o un diapiro de las características geológicas adecuadas con extensión y profundidad convenientes.
- Aprovechamiento de agua, con instalaciones de superficie y bombas para los caudales requeridos.
 - Evacuación de la salmuera producida durante la disolución, sea para su aprovechamiento industrial o vertido al mar.
 - La central térmica productora de CO₂ se debe ubicar cerca del mar y del yacimiento salino.

FUNDAMENTOS

La sal es un material poco permeable e inerte frente al CO₂ en las condiciones existentes en cavidades profundas y este gas es escasamente soluble en la salmuera saturada que llena la cavidad en el momento de iniciar la inyección del CO₂. Se cumplen, por lo tanto, los principios de estanqueidad y compatibilidad roca-producto necesarios para hacer posible la creación de un almacenamiento de CO₂.

Para almacenar CO₂ en sal se precisa un conocimiento profundo de la geología del yacimiento salino, o sea, de la capa o domo donde se pretende ubicar el almacén; básicamente lo siguiente:

- Extensión, profundidad y espesor de la sal.
- Composición y disposición de los insolubles.
- Existencia de otras sales como silvinita y carnalita en la formación.
- Composición y estructura del recubrimiento.

La sal es fácilmente detectable por métodos geofísicos, especialmente el gravimétrico. Para un estudio geológico de detalle es necesario completar el reconocimiento inicial mediante sísmica y sondeos, con extracción de testigos y diagráfias. Es especialmente importante conocer la disposición y composición de los insolubles incluidos en la masa salina, lo cual se puede hacer a partir de los testigos o las diagráfias de los sondeos (gamma-ray, neutrón, gamma-gamma, sónico, etc.), ya que perjudican el desarrollo normal de la cavidad pues influyen en su forma y se acumulan en el fondo del hueco disminuyendo su capacidad. En la zona donde se ubiquen las cavidades no debe haber actividad tectónica y el yacimiento salino conviene que esté cubierto por formaciones sedimentarias de suficiente espesor y poco permeables, preferentemente de gran contenido arcilloso, para evitar la emigración del CO₂.

Un aspecto importante del diseño del almacén son los estudios del comportamiento mecánico de la sal, ya que éste es un material viscoplástico. Para conocer las propiedades mecánicas de la sal es necesario obtener testigos mediante sondeos y someterlos a ensayos de fluencia a largo plazo bajo condiciones de carga triaxiales, con temperatura controlada, en el laboratorio.

Una buena profundidad para construir la cavidad es unos 1.200 m. La tensión natural vertical a esta profundidad es de unos 28 MPa, para una densidad del recubrimiento de unos 2.400 kg/m³. Se puede suponer que las tensiones naturales en la sal son de tipo hidrostático, es decir, $\sigma_v = \sigma_{hmin} = \sigma_{hmax}$, ya que, por tratarse de una sustancia viscoplástica, no puede haber en ella a largo plazo tensiones cortantes.

Un tamaño que puede considerarse normal para estas cavidades es 1.000.000 m³, donde se pueden almacenar del orden de 800.000 toneladas de CO₂. Aunque esta capacidad pueda parecer pequeña comparada con las emisiones de las grandes centrales, no es así porque es posible crear un gran número de cavidades si el yacimiento salino es suficientemente grande. No se puede disponer de todo el volumen de la cavidad para almacenar CO₂ ya que siempre suele quedar en el fondo algo de salmuera así como los insolubles contenidos en la sal disuelta, además, debido a la fluencia viscoelástica de la sal, el volumen del hueco disminuye con el tiempo hasta que la presión del gas en la cavidad alcanza el valor de la carga litostática.

La caverna salina puede tener forma esférica o elipsoidal, con el eje vertical más corto que los horizontales. En una cavidad elipsoidal de, por ejemplo, unos 100 m de altura y 75 m de semiejes horizontales, se debe dejar un espesor de sal de al menos 40 m entre la parte superior de la cavidad y el recubrimiento no salino; también conviene dejar un cierto espesor de sal entre la base de la cavidad y la formación sedimentaria infrayacente a la sal. Normalmente, los estratos a techo y muro de la formación salina suelen tener una porosidad bastante baja por su composición, ya que se trata normalmente de formaciones arcillosas, y por que las fisuras naturales que puedan existir en ellos se hallan rellenas de sal.

Si una caverna se llena con CO₂ a una presión inicial p₀, a largo plazo esta presión se incrementará como consecuencia del cierre de la cavidad producido por el flujo viscoelástico de la sal. La sal es una sustancia viscoplástica y tiene tendencia a disipar las tensiones cortantes mediante un flujo que puede durar cientos o miles de años. La velocidad de este flujo en la fase secundaria del “creep” (fluencia viscoelástica) se puede estimar mediante la siguiente fórmula:

donde;

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 \left(\frac{\sigma}{\sigma_0} \right)^n \quad (1)$$

$\dot{\epsilon}$ es la velocidad de deformación cortante.

$\dot{\epsilon}_0$ es la velocidad de deformación cortante para una tensión cortante igual a σ_0 .

$\sigma = \sigma_v - \sigma_h$ es la tensión cortante

σ_0 es la tensión cortante de referencia

Esta ley de flujo se cumple solamente en un intervalo limitado de tensiones cortantes, según Munson y Dawson, 1982. De las medidas y los estudios realizados en las minas se deduce que n es igual, aproximadamente, a 3 en las condiciones en las que se encuentran normalmente los almacenamientos. La tensión cortante de

referencia σ_0 es de 10 MPa y para tensiones inferiores a ésta, que se supone existirán en el entorno de la cavidad pasados unos pocos años después de su sellado,

$$0,002 \text{ año}^{-1} < \dot{\epsilon} < 0,001 \text{ año}^{-1}.$$

El exponente 3 de la fórmula significa que si la tensión cortante σ se reduce a la mitad la velocidad de deformación disminuye ocho veces. Por ejemplo, si una caverna se clausura con una diferencia entre la presión interna del CO₂ y la presión de recubrimiento de 14 MPa, cuando, como consecuencia del cierre gradual de la cavidad, esta diferencia se reduce a 7 MPa, la velocidad del flujo viscoelástico se reduce 8 veces. Si dicha diferencia se reduce a 3,5 MPa, la velocidad de “creep” es 64 veces menor que la inicial.

Si la presión de llenado es baja comparada con la carga litostática, las tensiones cortantes en la sal que rodea la cavidad serán grandes y por lo tanto la velocidad del flujo viscoelástico será también alta. Por consiguiente, la cavidad experimentará una disminución de volumen considerable, o sea, los terrenos alrededor de la misma sufrirán grandes deformaciones, como consecuencia de las cuales los estratos del recubrimiento no salino pueden experimentar tracciones que se traducirán en fisuras a través de las cuales puede escapar el CO₂. La velocidad de “creep” se puede reducir llenando la cavidad a una presión próxima a la carga litostática, aunque hay que tener cuidado de no producir la fracturación hidráulica de los estratos del recubrimiento, que daría lugar a la pérdida de CO₂.

CREACIÓN DE LA CAVIDAD

El objetivo básico es crear una cavidad estable con la máxima capacidad, el menor costo y en el menor tiempo posible. El primer requisito para pensar en crear una cavidad es disponer de una formación salina con las características requeridas. El segundo factor es la existencia de un abastecimiento abundante y barato de agua; si la cavidad a crear se encuentra cerca del mar, lo cual es muy deseable, se puede utilizar el agua del mar para disolver la sal, aunque naturalmente su rendimiento es menor que el del agua dulce. Se necesita, por consiguiente, una red de abastecimiento de agua, un depósito intermedio y una instalación de bombeo del agua del depósito al pozo con los caudales y presión requeridos, de forma que la salmuera pueda ser extraída y enviada a su almacenamiento o lugar de evacuación.

Una vez realizado el reconocimiento geológico del yacimiento y los estudios sobre la estabilidad de la cavi-

dad se puede proceder a la perforación de los pozos, que se debe efectuar mediante testigo continuo desde unos 50 m por encima de la entrada del sondeo en sal, con objeto de conocer las características geotécnicas de la cobertera y del contacto de ésta con la sal.

La verticalidad del pozo, principalmente en el tramo de entrada en la cavidad, es un factor muy importante, tanto para la instalación y funcionamiento de las tuberías suspendidas como para la correcta realización de la disolución. El diámetro de las tuberías suele ser en general grande y se calcula en función de los caudales que van a pasar por ellas, tanto en el proceso de disolución como en el llenado de CO₂. El equipamiento del pozo consta de las entubaciones cementadas necesarias para alcanzar no sólo la sal sino, dentro de ésta, el punto donde va a comenzar la disolución. Una vez alcanzado este punto se procede a entubar el sondeo con la llamada columna de explotación cuya cementación debe ser cuidadosamente realizada y controlada por la importancia que tiene en la estanqueidad y estabilidad de la futura cavidad. Se prosigue a continuación la perforación de la sal hasta la profundidad deseada y una vez terminado el sondeo se descenden las columnas de disolución, equipándose el pozo de una cabeza de tipo petróleo adaptada a la disolución, de la que estas columnas están suspendidas.

Para realizar la disolución se dispone de un “tubing” que es la columna interior de menor diámetro y de dos anulares: el anular exterior entre la columna de explotación cementada y el “tubing” intermedio se llena de fluido inerte (“blanket”), que puede ser aire comprimido, o un hidrocarburo, cuyo papel es proteger de la disolución incontrolada el techo de la cavidad. Con la inyección de agua dulce (o marina) por el “tubing” interior comienza la fase de creación de la cavidad, cuya principal dificultad reside en controlar la disolución de manera que proporcione a la cavidad una forma preestablecida que le otorgue las características de estabilidad a largo plazo necesarias para la explotación.

Los factores sobre los que se puede actuar para el control de la disolución son los siguientes:

- Caudal de disolución.
- Sentido de la disolución. Se puede proceder por circulación directa, o sea, inyectando el agua por el tubing interior y sacando la salmuera por el anular intermedio, o inversa, es decir, inyectando el agua por el anular intermedio y extrayendo la salmuera por el tubing interior.
- Posición de la interfase salmuera colchón protector (“blanket”), que debe ser cuidadosamente controlada, pudiéndose dejar los tubos inmóviles desde el principio o establecer un programa de movimientos para las dos o una sola de las tuberías.

Normalmente, para crear las grandes cavidades se utiliza la circulación directa con el mayor caudal posible, con reposicionamiento de las tuberías. El “tubing” interior debe estar al principio lo más bajo posible pero hay que levantarlo a medida que los insolubles van amontonándose en el fondo de la cavidad. La primera fase de la disolución consiste en la realización de una bolsa para insolubles en el fondo de la cavidad, que servirá para el amontonamiento de éstos y cuyo volumen no es utilizable, que interesa efectuar rápidamente con los tubos situados en la parte baja de la cavidad. Su volumen depende del porcentaje de insolubles del yacimiento que se estima a partir de los testigos obtenidos en la perforación de la sal. Una vez realizada esta bolsa de insolubles se pasa a disolver la sal de la cavidad en una o dos etapas, que pueden ir seguidas por un afinamiento de las zonas irregulares. La forma normalmente escogida para las cavidades es esférica o elipsoidal.

El control de la forma de la cavidad se realiza por medio de una sonda sónica que se desciende dentro de ella, y cuyo funcionamiento se basa en el del sónar. Este aparato produce un barrido horizontal y vertical de la cavidad y proporciona el perfil de sus paredes; a partir de diversas secciones horizontales y verticales del hueco se obtiene una imagen tridimensional del mismo que permite calcular su volumen.

Durante la disolución se procede así mismo al control y registro permanentes de una serie de parámetros importantes para el desarrollo de la cavidad:

- Caudal de la inyección de agua.
- Salinidad (densidad) y temperatura de la salmuera.
- Presión en la cabeza de la columna de agua.
- Presión en cabeza del anular de retorno de la salmuera.
- Presión en el anular del fluido de protección (“blanket”).

Se calculan los valores normales de estas presiones en reposo y en disolución y sus variaciones para los distintos incidentes que pueden ocurrir y para la parada de la disolución y su reanudación. A continuación, se procede al tarado de algunas alarmas de alta y baja presión que pueden desencadenar secuencias automáticas de puesta en seguridad.

Los datos sobre salinidad, temperatura y caudal permiten estimar con bastante precisión el volumen creado diariamente en la cavidad, pero debe ser comprobado mediante medidas ecométricas realizadas periódicamente.

Una vez finalizada la disolución, aunque la estanqueidad de la cavidad esté garantizada en principio por las propiedades físicas de la sal, deben efectuarse ensayos de puesta en presión de la cavidad cuya misión es verificar la estanqueidad de la cavidad y la del en-

tubado. Para interpretar correctamente los resultados de estos ensayos se deben tener en cuenta los siguientes fenómenos que acontecen en la cavidad después de que ha terminado la fase de disolución:

- Concentración de la salmuera debido a su saturación progresiva.
- Cierre viscoelástico de la cavidad.
- Dilatación de la salmuera al elevarse su temperatura, ya que la cavidad se enfría durante la disolución pero cuando esta termina adquiere la temperatura de la formación salina.

En Canadá se ha efectuado un estudio preliminar para almacenar CO₂ en sal, concretamente en la formación Lotsberg, en una zona al NE de Edmonton (Dusseault et al., 2002). Se ha previsto realizar un pozo de 12 ¼” hasta una profundidad de 200 m, entubarlo con 10 ½” y cementar hasta superficie, con objeto de proteger los terrenos superficiales. A continuación se perforará con 9” hasta 30 m por debajo del techo de la sal Lotsberg, empleando lodos saturados para sondear en el tramo salino; esta perforación se realizará con testigo continuo desde 10 m por encima de la sal. En la formación suprayacente a la sal se realizarán ensayos de fracturación hidráulica para determinar la tensión natural mínima (σ_3); también se efectuarán ensayos de permeabilidad en esta formación. Este sondeo de 9” se entubará con 7” y se cementará hasta la superficie; en el entubado se instalarán sensores de presión y microsismicidad.

Finalmente se sondeará con testigo continuo todo el paquete salino, hasta la base prevista de la caverna con 6 ¼”; este sondeo se ensanchará a un diámetro de 8 ½” a 9” con un ensanchador excéntrico. Un “tubing” concéntrico se descenderá por el sondeo hasta cerca del fondo del mismo para comenzar el proceso de disolución al final del cual se obtendrá una cavidad llena de salmuera a una profundidad de unos 1.200 m con una presión interna de unos 14 MPa.

INTRODUCCIÓN DEL CO₂ EN LA CAVERNA

En el estudio realizado en Canadá sobre la inyección de CO₂ en cavidades de disolución creadas en la sal Lostberge, este gas se introducirá en la caverna a través del anular del “tubing” y desplazará la salmuera hacia el “tubing” más bajo, colocado lo más cerca posible de la base de la caverna (ver Figura 1). La densidad del CO₂ será aproximadamente de 0,79 gr/cm³ en la caverna a 14 MPa y a 35° C de temperatura, condiciones supercríticas. Como existirá presión hidrostática en el “tubing” lleno de CO₂, la densidad media en el mismo será muy

inferior a este valor y se requerirá en superficie una presión de unos 8 MPa a 12 MPa para desplazar la salmuera. La caverna se rellenará con CO₂ a 14-15 MPa de presión hasta que ya no salga salmuera por el “tubing” inferior. Como la sal es un buen conductor térmico, el calor producido en la compresión se disipará fácilmente durante el llenado.

A 15 MPa y 35° C la densidad del CO₂ en estado supercrítico es aproximadamente de 0,81 gr/cm³, por consiguiente en una caverna de 1.000.000 m³ de volumen útil se podrán almacenar 810.000 toneladas de CO₂, despreciando el pequeño cierre de la cavidad que se producirá durante las fases de disolución y de desplazamiento de la salmuera. Debido a la compresibilidad del CO₂ supercrítico la caverna deberá permanecer bajo presión durante el llenado de la misma y durante los períodos de sellado y almacenamiento. La cabeza del pozo y las instalaciones en superficie deberá diseñarse para soportar presión en todas las fases de la operación.

Se han planteado dos escenarios en cuanto a la presión del CO₂ en la caverna:

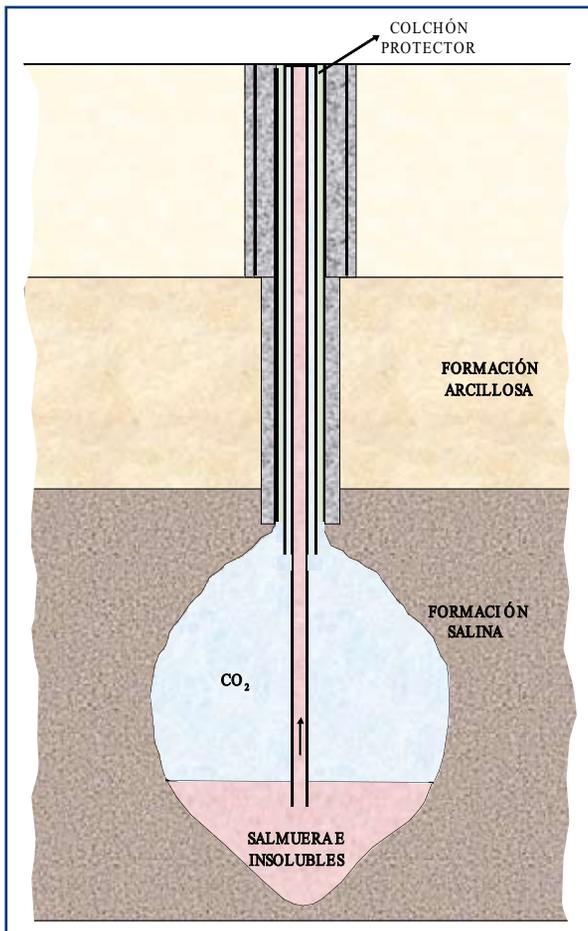


Figura 1. Inyección de CO₂.

- Cerrar la caverna a una presión de 15 MPa, que no impediría el flujo de la sal, con la consiguiente disminución de volumen del hueco, que produciría un aumento lento de la presión interior del gas que se acercaría a un valor próximo a la carga litostática (σ_v). Este proceso sería asintótico y llevaría unos 4.000 años alcanzar una presión de $0,95 \sigma_v$, o sea, unos 27 MPa, con lo que el CO₂ adquiriría una densidad de 0,91 gr/cm³. El mencionado flujo viscoelástico daría lugar a una reducción del 10% del volumen de la caverna aproximadamente, o sea, se perderían unos 100.000 m³. Como consecuencia de esta disminución de volumen podrían llegar a producirse deformaciones de tracción por la flexión de los estratos, en el terreno suprayacente a la formación salina. Si estas deformaciones superan el umbral de fracturación de la roca se podrían formar fisuras por las que escaparía el CO₂.
- Otra posibilidad sería llenar la caverna a una presión próxima a la litostática, por ejemplo, 24 MPa con lo que el CO₂ alcanzaría una densidad de 0,88-0,89 gr/cm³. De esta forma se reduciría el cierre a largo plazo de la caverna. Para llevar a cabo esta opción se necesitaría un equipo de superficie más robusto pero la caverna tendría más capacidad debido a la mayor densidad del CO₂ introducido y a la menor pérdida de volumen. La velocidad de cierre sería muchísimo menor ya que la diferencia entre la presión litostática y la presión interna en la caverna sería inferior a 4 MPa.

En ambos casos, una vez sellada la caverna se llevaría un control de los movimientos de la superficie y de la actividad microsísmica del terreno.

EMPLAZAMIENTOS EN ESPAÑA

En España existen dos períodos geológicos en los cuales se encuentran yacimientos salinos capaces de albergar almacenes de CO₂: el Keuper y el tránsito del Eoceno al Oligoceno (Terciario), cuando el régimen sedimentario cambió de marino a continental al Sur de los Pirineos, concretamente, en el valle del Ebro.

Los materiales salinos del Keuper presentan fenómenos de diapirismo particularmente en el País Vasco y Cantabria y en la zona de Castellón-Cuenca-Valencia-Alicante-Murcia. Las sales terciarias se depositaron en la antefosa de los Pirineos y su composición no es únicamente sódica sino también potásica; estas últimas sales se encuentran predominantemente en las extremidades Este (Cataluña) y Oeste (Navarra) de la cuenca. Las

sales del Eoceno-Oligoceno han experimentado deformaciones tectónicas disponiéndose los pliegues según la dirección general de la fosa; algunos de los anticlinales presentan fenómenos de diapirismo que han dado lugar a acumulaciones de la masa salina en los ejes de los mismos.

Dada la ventaja que se obtiene si se alcanzan elevadas presiones de almacenamiento en el CO₂, interesa buscar acumulaciones de sal lo más pura posible a profundidades comprendidas entre 1.200 y 2.000 m, con espesor suficiente para desarrollar cavidades de gran volumen.

CONCLUSIONES

Aunque quizás sea la forma de almacenamiento de CO₂ que resulte menos económica, las cavidades salinas por disolución pueden ser la única alternativa en regiones que carecen de otras posibilidades, especialmente en áreas en las que los estratos son excesivamente delgados para permitir la inyección de grandes volúmenes de CO₂ en una fase fluida salada en el interior de una formación permeable. Uno de los problemas más importantes que se presentan para la creación de estas cavidades es la evacuación de las salmueras producidas en el proceso de disolución, si no fueran utilizadas en procesos industriales o en la producción de sal. Por ello, la proximidad a la costa puede constituir una gran ventaja para estos almacenes, ya que podrían verterse las salmueras al mar. Otro inconveniente es que el volumen máximo que puede darse a las cavidades puede resultar pequeño comparado con la necesidad de almacenamiento de CO₂, pero esto se puede resolver construyendo muchas cavernas si el yacimiento salino es suficientemente grande.

Debido al flujo viscoelástico de la sal que rodea a la cavidad rellena con CO₂ supercrítico, ésta experimentará una reducción de volumen hasta que la presión del gas en su interior iguale a la presión externa, es decir, la carga litostática. Al principio el cierre de la caverna será relativamente rápido pero pasados unos pocos años, dependiendo de la presión a la que se ha introducido el gas, se hará extremadamente lento y prácticamente independiente de dicha presión. Si el CO₂ se inyecta a una presión cercana a la carga del recubrimiento la cavidad apenas disminuye de volumen.

Aunque una sola caverna, incluso si es grande, no sea suficiente para satisfacer las necesidades de una gran central térmica, una red numerosa de almacenes puede contener la producción de CO₂ de toda la vida de la central. En España existen formaciones salinas, en el Keuper y en el tránsito Eoceno-Oligoceno, cerca del mar, en las cuales se pueden construir este tipo de almacenes.

REFERENCIAS

- Depósitos Subterráneos, S.A., 1977. *Informe sobre el almacenamiento subterráneo de los hidrocarburos y otros productos*. Madrid.
- Dusseault, M.B.; Rotheburg, L.; Bachu, S., 2002. *Sequestration of CO₂ in salt Caverns*. Petroleum Society's Canadian International Petroleum Conference. Calgary, Alberta, Canadá, June 11-13.
- Shi, J.Q.; Durucan, S., 2005. *CO₂ Storage in cavern and mines*. Oil & Gas Science and Technology. Rev. IFP, Vol 60, No 3, pp. 569-571.
- Munson, D.E. & Dawson, P.R., 1982. *A transient creep model for salt during loading and unloading*. Report SAND82-0962, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM.

CONFINAMIENTO DEL CO₂

Confinamiento del CO₂ en trampas geológicas profundas

ASPECTOS GENERALES

La opción de Captura y Almacenamiento Geológico de CO₂ (CAC) es una de las opciones más prometedoras para la mitigación del efecto invernadero provocado por los gases emitidos por la industria a la atmósfera. Según el Informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) la Captura y Almacenamiento de CO₂, como parte de una cartera de opciones de mitigación, contribuiría entre el 15 y el 55% al esfuerzo mundial de atenuación acumulativo hasta el 2100.

Las tecnologías CAC han sido incluidas como parte integrante de la Estrategia Española de Cambio Climático y Energía Limpia publicada recientemente por el Ministerio de Medioambiente, y también como Área de Interés en el Programa de Energía del VII Programa Marco de la UE.

El CO₂ debe ser capturado en los centros de emisión y transportado hasta el lugar donde será inyectado a moderada (800-2.000 m) profundidad. Ello implica la localización de las trampas geológicas adecuadas, capaces de almacenar grandes cantidades de CO₂ durante largos periodos de tiempo y a un coste razonable. Los tipos de lugares geológicos que se consideran aptos para llevar a cabo la inyección y confinamiento del CO₂ son: las formaciones permeables profundas, los yacimientos de hidrocarburos agotados o en vías de agotamiento, los diapiros salinos, las capas de carbón profundas o de difícil explotación, y el fondo oceánico.

Si se exceptúan los fondos oceánicos por sus problemas medioambientales, las estimaciones de la capacidad global de almacenamiento (figura 1) de CO₂ en lugares geológicos otorgan un lugar preferencial a las formaciones permeables profundas, los depósitos de petróleo y gas, agotados o en vías de agotamiento, y los diapiros salinos.

La relevancia de las tecnologías de CAC va indisolublemente ligada al

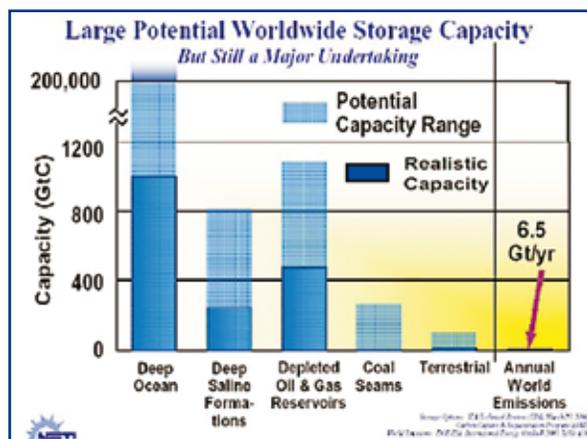


Figura 1. Capacidades potenciales de almacenamiento, en Gt de C, según el tipo de almacén (1Gt de C equivale a 3,67 Gt de CO₂). NETL, 2004.

extraordinario aumento de densidad del CO₂ derivado del aumento de presión y temperatura que sufre al ser inyectado en profundidad (figura 2).

Este aumento de densidad lleva a que para optimizar el almacenamiento de CO₂ es conveniente que éste se encuentre en condiciones supercríticas, con el fin de que ocupe menor volumen que en fase gaseosa en condiciones normales (densidad 1,97 kg/m³).

El CO₂ alcanza su punto crítico a 73,2 bar y 31,1 °C y pasa a estar en el llamado estado supercrítico, en el cual se comporta como un gas pero mucho más denso (densidad crítica 467 kg/m³). Así que a partir de los 800-1.200 m de profundidad el CO₂ puede mantenerse en las condiciones idóneas mencionadas. Por tanto, mientras que en condiciones normales (0°C y 1bar) una tonelada de CO₂ ocupa un volumen de 509 m³, a una presión de 100 bares y 35°C (que se alcanzan en un rango de profundidad de 800 m-1.200 m, según el gradiente geotérmico de la zona) tan sólo ocuparía 1,3 m³, es decir, 400 veces menos espacio.

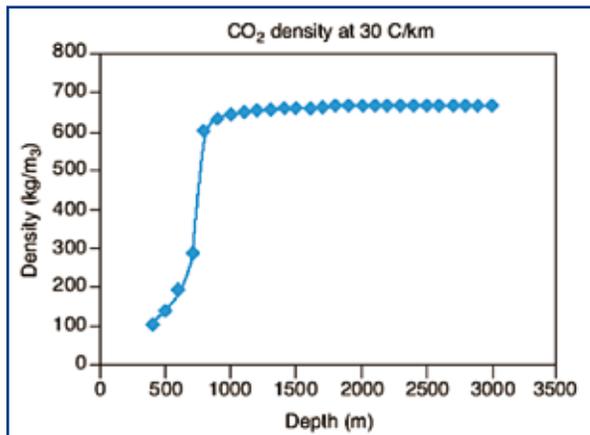


Figura 2. Aumento de la densidad del CO₂ con la profundidad, para un gradiente geotérmico de 30°C/km. (Oil & Gas Science and Technology Rev. IFP, Vol. 60, No.3, 2005).

Una de las principales exigencias a un emplazamiento geológico para ser catalogado como almacén de CO₂ es que constituya un marco geológico o trampa que garantice el confinamiento del CO₂ en profundidad. Para ello no sólo se debe contar con la existencia de formaciones almacén que presenten una porosidad y espesor adecuadas (capacidad de almacenamiento) y una permeabilidad suficiente (volumen diario de CO₂ que puede ser inyectado por un pozo), sino que además es imprescindible que dicha formación almacén esté limitada por unidades confinantes (sellos) que eviten la liberación del CO₂ hacia niveles superiores, garantizando así la estanqueidad de la formación almacén a corto, medio y largo plazo. Relación almacén-sello que se conoce como trampa geológica.

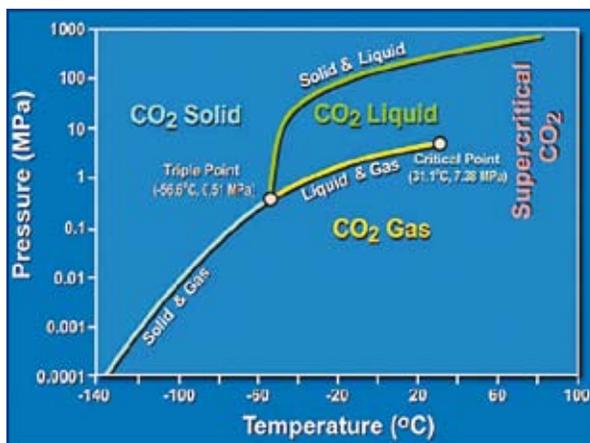


Figura 3. Diagrama de fases del CO₂.

Conceptualmente, el almacenamiento de CO₂ en este tipo de trampas (almacén-sello) pretende reproducir las condiciones en las que de forma natural se producen los yacimientos de petróleo, petróleo y gas o sólo gas.

Los almacenamientos subterráneos de gas natural también siguen el mismo esquema conceptual y han demostrado ser una opción suficientemente fiable, razón por la que existen en la UE y USA un elevado número de este tipo de almacenes subterráneos de gas metano, almacenes que cumplen diversos fines: consumos de punta, reservas estratégicas etc.

En España desde hace años son operativos los almacenamientos de metano de Serrablo, Gaviota y Marismas, y están en fase avanzada los de Poseidón, Amposta y Yela.

En el caso particular del almacenamiento de CO₂ en formaciones permeables profundas con agua salada, al igual que los yacimientos de hidrocarburos, éste se puede realizar en trampas estructurales puras, estratigráficas puras y mixtas. Es decir cualquier configuración geológica que aisle o selle un volumen de roca porosa o almacén.

En todos los tipos de trampas, con la ayuda de líneas sísmicas de reflexión y pozos exploratorios que controlan datos tales como la geometría-porosidad-permeabilidad de la roca almacén, la saturación en agua irreductible, la temperatura, la presión y la salinidad, se puede predecir el volumen o capacidad total de la trampa y las vías de movimiento ascensional del CO₂ que se inyectaría, hasta su inmovilización por la roca sello.

Las condiciones indispensables para la localización de trampas geológicas que tengan las propiedades adecuadas para que pueda asegurarse el confinamiento del CO₂ inyectado son:

- Existencia de una capa-estrato, porosa y permeable, **que preferiblemente contenga agua salada**, que actuará como formación almacén receptora del CO₂. Esta medida de protección de acuíferos profundos futuros debe ser modulada por el tipo y geometría de la trampa, ya que si el volumen de la inyección se limita a su culminación, el acuífero no sufrirá contaminación fuera de ese limitado volumen, pues el CO₂ inyectado no descenderá por el acuífero.
- Existencia de una capa, por encima del almacén, impermeable al paso del CO₂ que intervenga como confinante o sello del almacenamiento.
- Almacén y sello conforman la trampa y ella ha de ser eficaz tanto en vertical como en horizontal.

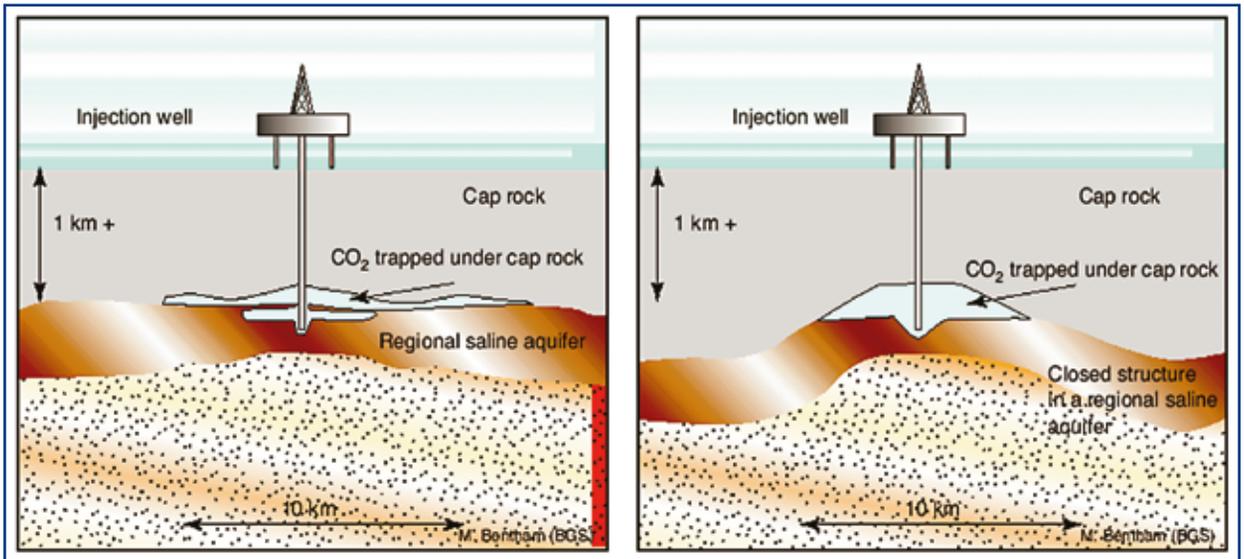


Figura 4. Esquemas de almacenamiento de CO₂ por entrapamiento en trampas estructurales de origen diverso. Pequeño relieve y anticlinal. (Oil & Gas Science and Technology Rev. IFP, Vol. 60, No. 3, 2005).

- Contener un volumen lo suficientemente grande como para almacenar la cantidad de CO₂ planeada, por ejemplo las emisiones previstas de una central durante su vida útil.
- Aunque el CO₂ puede confinarse en fase gaseosa, para optimizar el volumen de trampa que la inyección ocupará, son preferibles las trampas a una profundidad tal que asegure el estado supercrítico del CO₂. Cosa que en condiciones normales de temperatura y presión puede alcanzarse a profundidades de 800-1.200 m.

Por otra parte, la profundidad es un factor del que depende la capacidad total del almacén, ya que cuanto mayor sea esta, podrá admitirse una presión de almacenamiento más alta, lo que significa una mayor compresión del fluido a inyectar. Presión que nunca puede sobrepasar la presión de rotura del sello en ninguno de los límites físicos de la trampa.

Esta opción de almacenamiento geológico en formaciones permeables profundas con agua salada es la que presenta mayores posibilidades, y además cuenta con el valioso conocimiento previo aportado por la experiencia procedente de los yacimientos de hidrocarburos y de los almacenes de metano en este tipo de trampas. Por este motivo la UE le dedica una mayor atención y emite las siguientes recomendaciones técnicas:

- Una trampa segura y con capacidad superior a nuestro problema.
- Almacén con porosidad >10% que contenga agua salada >10 gr/litro.

- Espesor del almacén >10 m, deseable > de 50 m.
- Sello con espesor > de 50 m, deseable > de 100 m.
- Presión capilar del sello >> que el empuje del gas inyectado.
- Profundidad entre 1.000 y 2.000 m (CO₂ en estado crítico).

Recomendaciones que pueden ser moduladas en lo que se refiere a algunos conceptos antes comentados: protección de acuíferos, inyección a menor profundidad (fase gas que ocupa un mayor volumen) y condicionantes económicos derivados principalmente del ritmo de inyección por pozo inyector / día (permeabilidad de la capa almacén) y volumen útil de la trampa acorde con los costos de su puesta en funcionamiento (captura, transporte, instalaciones de superficie, sísmica, pozos exploratorios e inyectores y monitoreo de la inyección)

Dada la posibilidad de que el CO₂ inyectado en el subsuelo vuelva a salir a la atmósfera (fallas naturales no detectadas con anterioridad, heterogeneidad del sello, malas cementaciones en los pozos inyectores, fracturas inducidas durante la perforación, presurización excesiva, corrosión temprana de las tuberías de revestimiento de los pozos, etc.) es imprescindible que el proyecto de inyección se acompañe de un proyecto de monitorización que controle la existencia o no de posibles fugas del CO₂ y como este se expande por la roca almacén. Se entiende que la monitorización será tanto más complicada cuanto más pequeña y geológicamente compleja sea la trampa (almacén y/o sello gelados, etc.).

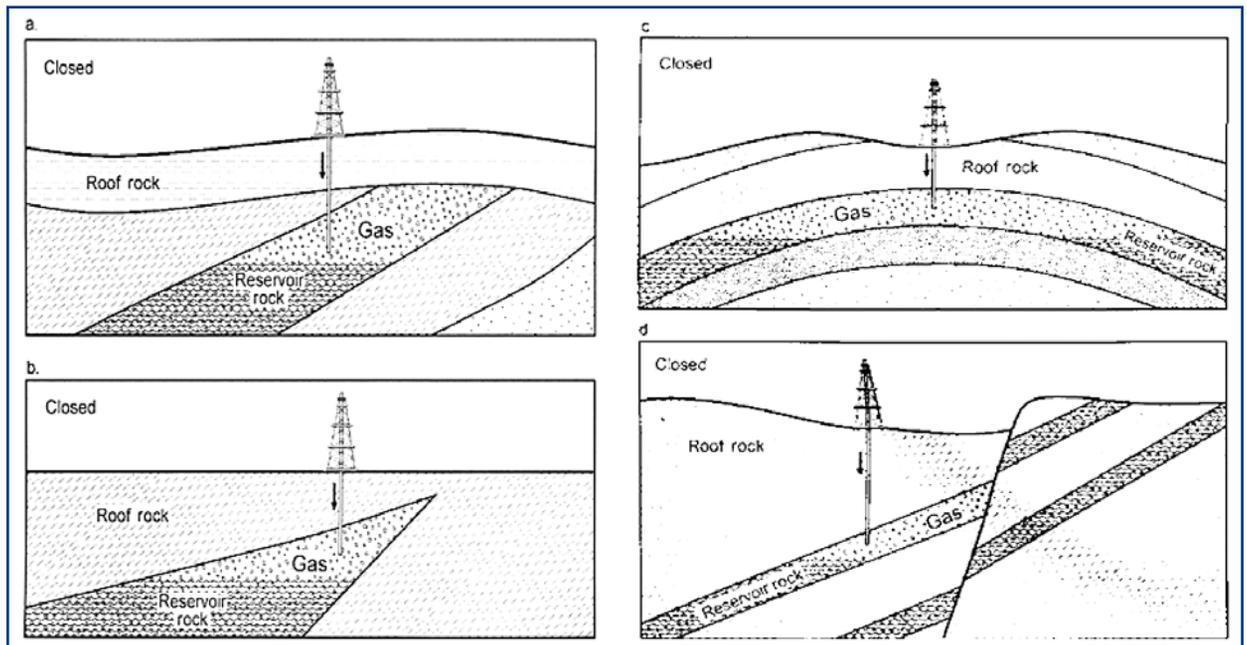


Figura 5. Trampas por: (a) discordancia, (b) bisel sedimentario, (c) anticlinales y (d) fallas sellantes. (Geological Storage of Carbon Dioxide. Special Publications. Geological Society, London, 2004).

En la práctica, debe asumirse que el mayor riesgo de una inyección de CO_2 en una trampa geológica profunda es su falta de estanqueidad y consecuente disipación del móvil CO_2 hacia la atmósfera, pero incluso bajo esta variable, siempre que no sea masiva, para algunos expertos, el almacenamiento geológico de CO_2 sería una alternativa válida porque permitiría retrasar durante cientos o miles de años su salida a la atmósfera.

Las principales funciones de la monitorización pueden resumirse en:

- Controlar la posición de la pluma ascensional que conforma el CO_2 inyectado.
- Asegurar la efectividad de la inyección de CO_2 en los pozos, registrando los ratios de inyección y las presiones en el pozo y en el almacén receptor.
- Determinación de una serie de parámetros para conocer: el funcionamiento del reservorio y la estanqueidad del sello, las posibles vías de migración o fugas y el volumen de estas, la solubilidad, las interacciones geoquímicas, la micro-sismicidad causada por la inyección de CO_2 (para conocer la estabilidad del almacén), y la evaluación de la eficacia con la que se está llevando a cabo el almacenamiento de CO_2 .
- Y principalmente, asegurar el cumplimiento del marco jurídico establecido para los proyectos de almacenamiento de CO_2 .

En conclusión, para cada proyecto de almacenamiento geológico de CO_2 debe diseñarse un programa específico de monitorización que puede estructurarse según cuatro fases:

- Fase de pre-operación: fase en la que se caracteriza la geología que lo define, se identifican los riesgos de la trampa y se realiza el diseño del proyecto.
- Fase de operación: tiene una duración muy variable (30 a 100 años) en función de la capacidad de la trampa y de las necesidades de inyección.
- Fase de operación o cierre: comienza cuando la inyección esté avanzada o tras el cese de la misma. La monitorización se usará para demostrar que el proyecto de almacenamiento es seguro, que funciona como se esperaba, o que se requiera nueva información sobre su estado, como puede ser la extensión del tiempo o el ritmo de inyección.
- Fase de post-cierre: la que sólo se requerirá en el caso de que se detecten fugas y se necesite conocer las vías por donde ellas se producen y su cuantía.

MECANISMOS DE ENTRAMPAMIENTO

La efectividad del almacenamiento geológico de CO_2 depende de la combinación de una serie de mecanismos de entrapamiento, tanto físicos como geoquímicos, que están estrechamente relacionados con las características petrofísicas de la capa almacén.

Existen mecanismos de entrapamiento en los que predomina la componente física y el CO₂ queda inmobilizado como gas libre o fluido supercrítico, y otros de carácter químico, en los que el CO₂ interacciona con la roca almacén o los fluidos contenidos en ella.

Entre los mecanismos físicos se encuentra el entrapamiento estático o estructural, en el que el CO₂ encuentra una barrera impermeable que le impide subir hacia superficie, quedando confinado en la trampa. Se trata del mecanismo más frecuente que controla los yacimientos de gas y petróleo en almacenes con agua salada o dulce.

El entrapamiento hidrodinámico es también un mecanismo físico que consiste fundamentalmente en la fijación del CO₂ en el almacén a través de la presión ejercida por el flujo, lento pero eficaz, del agua que contiene la formación permeable. Este tipo de trampa es difícil de predecir y buen ejemplo de ello es que muy contados yacimientos de hidrocarburos son explicados por este mecanismo.

Otro mecanismo físico que puede inmovilizar una cantidad importante del CO₂ es el denominado entrapamiento residual, ya que a la vez que el CO₂ tiende a ascender a través del almacén, algo de él es retenido en pequeños poros por las fuerzas capilares.

El caso de los mecanismos de entrapamiento en los que predominan los procesos químicos es mucho más lento, aunque existe una excepción. Se trata del entrapamiento por adsorción, que se desarrolla de forma específica en el seno de las capas de carbón, en el que el CO₂ queda adherido a las paredes internas de los poros del carbón.

Otro mecanismo químico es el entrapamiento por solubilidad, en el que el CO₂ se disuelve en el agua de formación. La disolución del CO₂ en el agua aumentará cuanto mayor sea la superficie de contacto entre ambos fluidos.

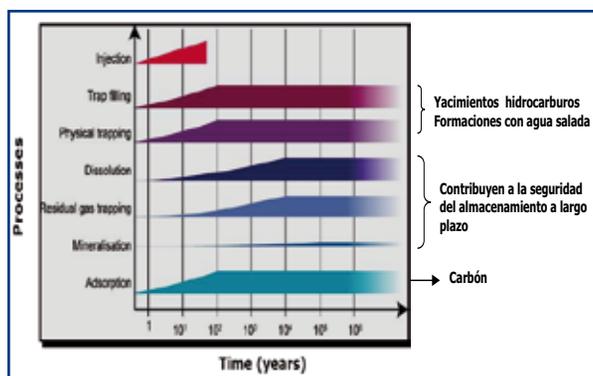


Figura 6. Desarrollo temporal de los mecanismos de entrapamiento; (modificado de Carbon Sequestration Leadership Forum, 2007).

El mecanismo de entrapamiento mineral, supone la fijación química mediante reacciones del CO₂ con el agua de formación y con la roca almacén, y se pone de manifiesto a largo plazo. El total del CO₂ fijado y los tiempos de reacción dependen de la química del agua, de la mineralogía de la roca, de las impurezas que acompañan al CO₂ y de la longitud de los caminos de migración del CO₂.

Los diferentes mecanismos de entrapamiento participan de modo diferente con el tiempo de inyección (figura 7) lo que implica que aumente la certeza del confinamiento permanente de gran parte del CO₂ cuando los procesos de entrapamiento residual, disolución y mineral hacen que el CO₂ deje de existir como tal. Así pues, el almacenamiento geológico de CO₂ es un proceso cuya seguridad y eficiencia aumenta con el tiempo.

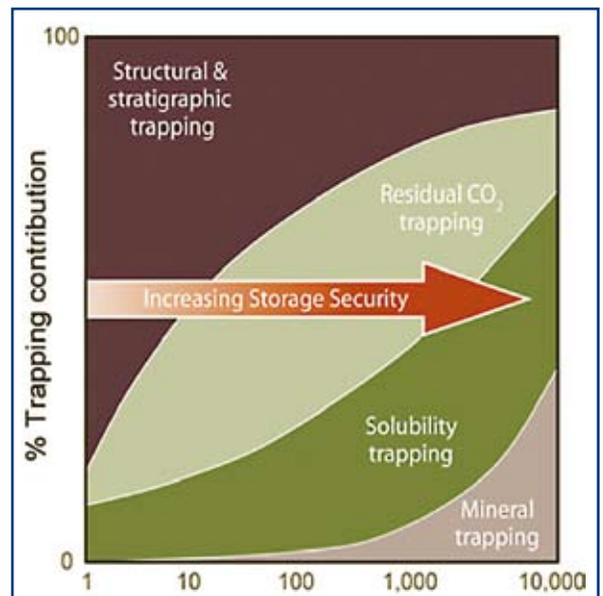


Figura 7. Contribución de cada mecanismo de entrapamiento a la seguridad del almacenamiento. (Carbon Sequestration Leadership Forum, 2007).

CAPACIDAD DE ALMACENAMIENTO DE CO₂ EN TRAMPAS PROFUNDAS

La capacidad de almacenamiento es la cantidad de un determinado fluido que puede albergar una comprobada trampa geológica, lo cual no parece entrañar mayor dificultad que la de definir, con la mayor precisión posible, el volumen utilizable de dicha trampa o entrapamiento físico. No obstante, la cuestión que plantean las diferentes opciones de almacenamiento

geológico de CO₂ no resulta tan trivial, pues no es nada fácil estimar los factores que definen el entrapamiento químico.

La necesidad de establecer unas pautas para llevar a cabo las estimaciones de la capacidad de almacenamiento de CO₂, dirigidas a los gobiernos y a la industria, que necesitan tener información para su proceso de toma de decisiones, obliga a emitir cifras provisionales que pueden cambiar significativamente con el progresivo paso de la estimación de la capacidad desde una escala de apreciación regional a otra, más realista, que podríamos llamar local y de emplazamiento.

Es por ello que (figura 8) a medida que se avanza en la exploración-definición de trampas propicias para soportar el secuestro del CO₂, pueden diferenciarse escalas de trabajo conocidas como regional, de cuenca, local y de emplazamiento, que significan la necesidad de un mayor número de datos y precisiones geológicas y económicas.

Usualmente las dos primeras escalas de trabajo, regional y de cuenca, se focalizan en la identificación de la necesaria dualidad roca almacén y roca sello. La escala local trata de cuantificar el riesgo geológico de la existencia de trampa y su geometría, y la de emplazamiento caracterizará cuestiones tan importantes como: la capacidad de la trampa, la eficacia del sello y la estimación del costo real y final de todos los parámetros que contribuyen al precio final de cada Tm de CO₂ a inyectar.

Para estimar la capacidad de almacenamiento de los diferentes tipos de trampas, se utilizan distintas ecuaciones, si bien, en todas ellas, la capacidad de almacenamiento de CO₂ depende fundamentalmente

del producto del volumen de poro (volumen disponible en la trampa) por la densidad del CO₂ a las condiciones de presión y temperatura del almacén en profundidad.

En el cálculo de la capacidad influyen también otros muchos factores como, por ejemplo, la cantidad de CO₂ que puede atraparse en los fluidos de la formación, entrapamientos residual, por solubilidad y mineral, que aunque pueden incluirse en los cálculos volumétricos, no son bien conocidos, y dado su pequeño porcentaje de participación (figura 7) en el volumen de la trampa y el tiempo necesario para su actuación, recomiendan no ser tomadas en consideración en una primera evaluación de la capacidad.

Cuando se ha llegado a la escala local y de emplazamiento, el cálculo de la capacidad de la trampa se realiza mediante fórmulas semejantes a las utilizadas en exploración de hidrocarburos:

$$C = s \times h \times \emptyset \times Sw \times Fv \times (m^3/Tm)$$

donde,

- C: es la capacidad de la trampa en Tm de CO₂.
- s y h: son el área y espesor de la capa almacén (m² y m) en la trampa.
- ∅: es la porosidad de la capa almacén expresada en %.
- Sw: es la saturación en agua irreductible del almacén expresada en %.
- Fv: es el factor de compresión a que se someterá el CO₂ inyectado.
- (m³/Tm): es el factor de transformación de m³ a Tm de CO₂.

Una idea de las capacidades mundiales que los diferentes tipos de almacenes-trampas acumulan, se recoge en el gráfico siguiente, gráfico que, como se ha visto en la figura 1, muestra el gran potencial que recae en las formaciones permeables profundas que representan los yacimientos de petróleo y gas, agotados o por agotar.

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) está realizando un gran esfuerzo en la identificación de almacenes de CO₂ en el territorio español y en la estimación de su capacidad.

El Grupo de Almacenamiento de CO₂ ha desarrollado una metodología de exploración para la búsqueda de almacenes que es el fundamento del trabajo de los técnicos que conforman dicho Grupo y que ya ha comenzado a dar resultados en el marco de diferentes proyectos de I+D+i tanto nacionales como internacionales (ALCO2, PSECO2, CENITCO2, Geo Capacity).



Figura 8. Escalas de trabajo para las diferentes etapas de estudio de almacenes de CO₂; (modificado de Carbon Sequestration Leadership Forum, 2007).

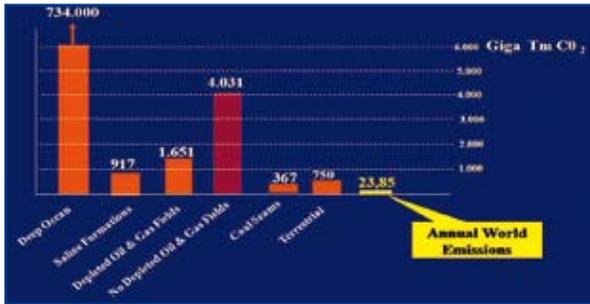


Figura 9. Estimación mundial de las diferentes posibilidades de almacenamiento (NETL, 2004).

El primer paso de dicha metodología consiste en la preselección de zonas con suficiente información del subsuelo, procedente la mayoría de la exploración de hidrocarburos que se han realizado en nuestro país.

POSIBLES ALMACENAMIENTOS DE CO₂ EN ESPAÑA

En páginas anteriores se ha puesto de manifiesto el gran potencial de almacenamiento del CO₂ que recae en los yacimientos de petróleo y gas, agotados o por agotar, lugares geológicos o trampas conocidos que además implican una práctica y total seguridad en su capacidad de retención. Ese hecho implica que, por esta circunstancia, los países productores de hidrocarburos posean unas posibilidades de almacenamiento mucho mayor que la que puede asignarse a España. Si a ello unimos que la mayoría de nuestros modestos yacimientos han sido transformados a al-

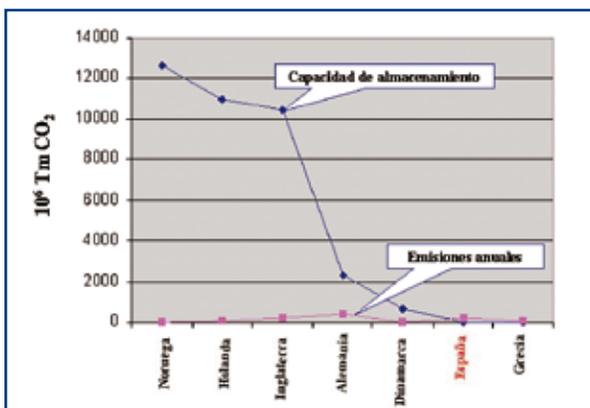


Figura 10. Países productores y no productores de hidrocarburos y su capacidad de almacenamiento en trampas confirmadas y conocidas. (Amposta, Casablanca, Marismas, Serrablo y Gaviota no incluidas en España por los motivos arriba expresados).

macenes de metano (algunos de Marismas, Gaviota y Serrablo), están en fase de acondicionamiento (Amposta y Poseidón), de estudio para la inyección del CO₂ (Casablanca) o se consideran pequeños y complejos (Ayoluengo y Castillo), se obtiene una muy desventajosa posición de España con respecto a otros países de la UE.

La gran capacidad de almacenamiento de países como Noruega, Holanda, Inglaterra, Alemania y Dinamarca en los yacimientos del Mar del Norte, hace que dispongan de lugares, conocidos y seguros, donde inyectar sus emisiones industriales de CO₂ durante 428, 37, 28, 5 y 17 años, respectivamente.

Es pues evidente que la exploración de hidrocarburos en España nos confirmó como un territorio con pocas posibilidades, pero también que nos dejó una buena base de datos de subsuelo (860 sondeos profundos y cientos de miles de Km de líneas sísmicas) que puede ser utilizada para la localización de trampas, sin hidrocarburo, pero capaces de almacenar el CO₂.

Utilizando esta base de datos, la Fundación para Estudios sobre la Energía realizó en el año 2007 una revisión de todo el territorio español, revisión que condujo a:

- A escala de cuenca y desde datos de sondeos profundos, se definieron los sistemas roca almacén-roca sello, susceptibles de interés. El Paleozoico fue excluido por sus conocidas bajas posibilidades iniciales y por la generalizada ausencia de datos de sísmica y sondeo que sobre el recaen.
- La escala local, consistió en la revisión estructural, desde seleccionadas líneas sísmicas, y ella condujo a la visualización de trampas estructurales puras, estratigráficas y mixtas, que con mayor o menor grado de certidumbre, según los datos sísmicos existentes, llevó a la definición de áreas y trampas de interés.

Sobre estas, se realizó tanto una primera estimación de su capacidad de almacenamiento, como una inicial valoración de los trabajos necesarios para obtener una más apropiada confirmación de su existencia, de su capacidad y de su viabilidad.

Esta revisión también confirmó que en España, para conseguir trampas de alta capacidad es prioritario buscar trampas tipo monoclinas o estratigráficas, ya que su volumen es del orden de 100-200 veces mayor que las relativas a las trampas estructurales puras.

El resultado de esta revisión geológica se representa en la figura siguiente, mapa que recoge aquellas zonas que fueron seleccionadas para constituir Reservas del Estado.

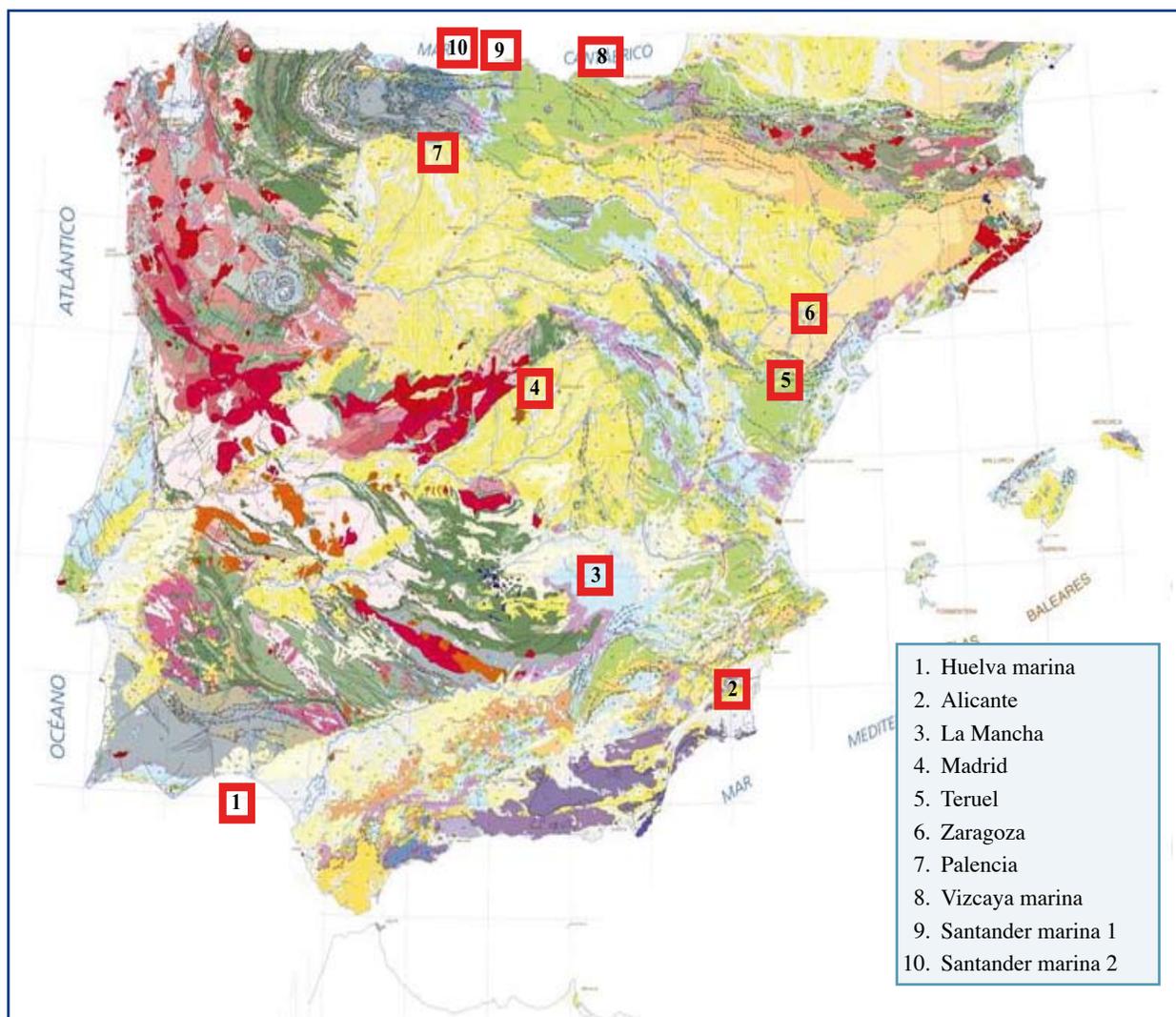


Figura 11. Mapa de posibilidades surgidas de la revisión 2007, e indicación de las seleccionadas para constituirse en Reservas del Estado y focalizar una siguiente fase de estudio

No es preciso advertir que es probable que este mapa de posibilidades no incluya todas las existentes en el territorio español, y que muchas o algunas de las representadas no acaben por confirmarse tras una siguiente fase de evaluación técnica, pero con él como base de trabajo se aplicaron criterios que condujeron a la selección y propuesta de 10 Reservas del Estado.

Los criterios aplicados para esta selección fueron:

- La capacidad de almacenamiento y el riesgo geológico que, con la base de datos disponible, puede asignarse a la existencia de la trampa. Dado que todavía es prematuro afinar la capacidad de las mismas, esta se ha simplificado a tres tipos:
 - capacidad baja 50 a 100 Mt de CO₂

- capacidad media 100 a 500 Mt de CO₂
- capacidad alta 500 a 1.500 Mt de CO₂

- La distribución geográfica en el área peninsular, a distancias razonables de las zonas con altos niveles de emisiones (térmicas, refinerías, cemento, etc.)
- Y las moderadas inversiones necesarias para una siguiente fase de estudio a realizar en los años 2008 y 2009.

Esta nueva fase de estudio deberá incluir nuevos re-procesados y quizás adquisiciones sísmicas y una más precisa valoración de la dualidad almacén-sello (capacidad y riesgo), paso obligado que debe conducir a la selección de aquellas Reservas del Estado que por su bondad técnico-económica, podrían pasar a la escala de emplazamiento al final del año 2009.

RESERVA HUELVA MARINA

El Golfo de Cádiz occidental es un área que alberga numerosas líneas sísmicas de excelente calidad y 16 sondeos profundos, base de datos que permite establecer una columna litológica fiable que puede ser fácilmente adaptada a las condiciones de partida de un almacenamiento de CO₂. Lo más significativo de este registro litoestratigráfico es la presencia de dos sistemas almacén-sello que por su profundidad y características conforman dos objetivos de primer orden.

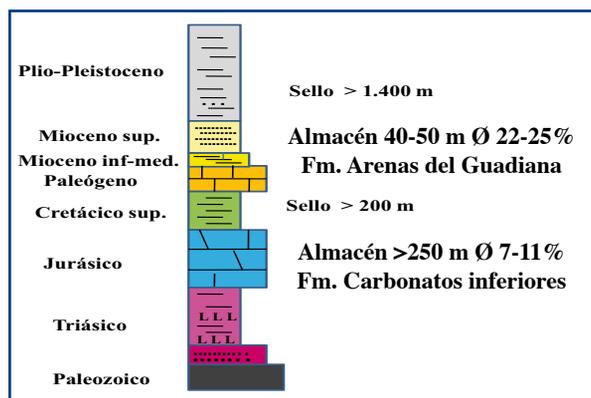


Figura 12. Los sistemas almacén-sello del Golfo de Cádiz.

Una revisión estructural del área de presencia de ambos sistemas almacén-sello, viene a confirmar que:

- Tanto la Fm. Carbonatos inferiores como la Fm. Arenas del Guadiana se ven involucradas en dos diferentes tipos de trampa: estructural tipo anticlinal, bajo discordancia, para la primera, y estratigráfica pura, tipo monoclinal de baja pendiente, para la segunda.
- Además, ambas se superponen en un pequeño sector a 10-12 Km de la costa y en una profundidad de agua de 25-30 m.

La trampa a la Fm. Carbonatos inferiores está investigada por dos sondeos que mostraron altos valores de permeabilidad por fracturas en un almacén con agua salada, se localiza a una profundidad de 2.400 m, tiene una superficie cerrada del orden de los 20 Km² y una altura de cierre de 250 m, configuración que le otorga una capacidad baja.

Su siguiente fase de estudio debe precisar: la volumetría del cierre a partir de nuevos cálculos de porosi-

dad-superficie-altura de cierre, y presión de rotura del sello.

Por su carácter de estratigráfica pura, la trampa a la Fm. Arenas del Guadiana necesita de algunos comentarios adicionales:

- El abanico de fondo (basin floor fan) de la Fm. Arenas del Guadiana se extiende sobre un área de más de 2.200 Km² y alberga el yacimiento Poseidón Sur, único yacimiento del Golfo de Cádiz con empuje de agua activo (water drive), lo que a diferencia del resto de yacimientos, de tipo volumétrico, indica:
 - * + la continuidad lateral de este abanico de fondo.
 - * + la no comunicación entre el mismo y los otros yacimientos.

Su espesor, porosidad media y profundidad (35-50 m /22-25 %/1.360-1.400 m) le confieren un alto potencial de almacenamiento.

- Desde la cúspide de la trampa monoclinal (posible zona de inyección, coincidente con la trampa a los Carbonatos inferiores) el abanico de fondo de la Fm. Arenas del Guadiana puede ser objeto de inyección según tres áreas, A, A+B y A+B+C (figura 14):
 - * (A) aproximada a los 80 Km² y capacidad media
 - * (A+B) ,, 123 Km² ,, media
 - * (A+B+C) ,, 225 Km² ,, alta

La figura posterior muestra que tan sólo el área A+B+C podría, caso improbable, afectar a los pequeños yacimientos volumétricos y no comerciales del margen oeste. De otra parte, dado el bajo gradiente estructural del sistema, la presión tras la inyección sería realmente baja, lo que haría aún más posible la preservación de estos pequeños yacimientos.

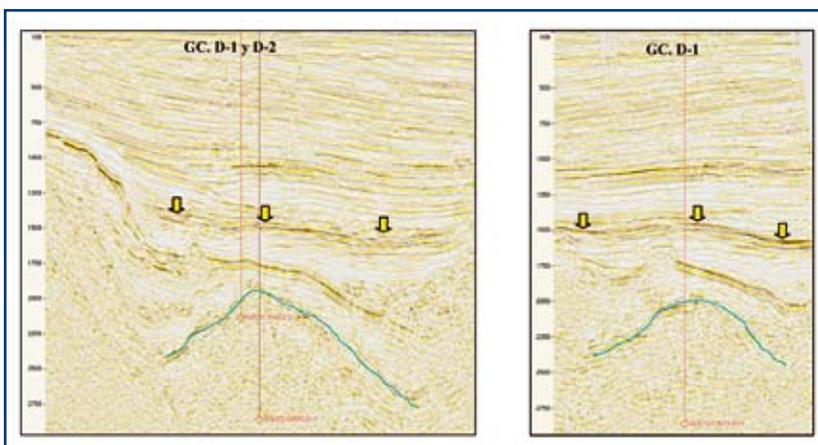


Figura 13. Líneas sísmicas perpendicular y paralela a costa mostrando: (a) Techo del Jurásico objetivo, Carbonatos Inferiores, en azul. (b) Techo de la Fm. Arenas del Guadiana, flechas amarillas, en un área próxima a su límite de existencia (ver figura 14).

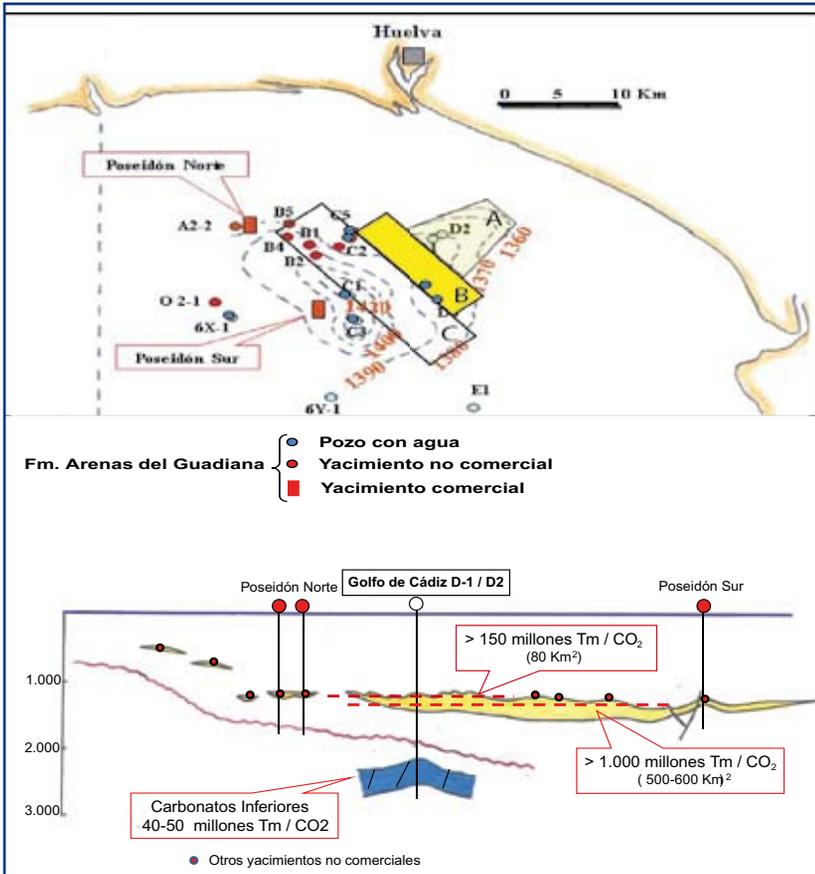


Figura 14. Mapa estructural en metros bajo el nivel del mar de la Fm. Arenas del Guadiana y áreas A, B y C, referenciadas en el texto en planta y corte

- La realización de la inyección del modo más económico: desde una estructura fija al fondo o mediante completación submarina de corta distancia, de modo semejante a como se han desarrollado los yacimientos Poseidón Norte y Sur.

RESERVA ALICANTE

El borde sur de la provincia de Alicante aloja un mosaico de pequeñas cuencas miocenas que por su espesor (1.400-1.500 m) fueron objeto de una vieja exploración de hidrocarburos. Líneas sísmicas, afloramientos y sondeos profundos (Benjuzar-1, La Marina-1, La Mata-1, Rojas-1 y San Miguel de Salinas-1 y 2) enseñan que:

- La columna litológica del Mioceno muestra dos sistemas almacén-sello de interés: el Complejo Basal y la Arenisca de Columbares.
- El área está afectada por una compresión tectónica tardía que generó numerosas trampas tipo anticlinal, perceptibles desde líneas sísmicas y superficie.

En conclusión, parece muy probable que en el abanico de fondo se pueda almacenar CO₂ aún más allá de esa área A+B+C, hasta una superficie de 500-600 Km², con lo que la capacidad de la trampa aumentaría considerablemente.

La siguiente fase de estudio debe contar con toda la información sísmica y de pozo existente, para precisar:

- El volumen de arena neta incluida en la cuña sedimentaria del abanico de fondo de la Fm. Arenas del Guadiana y la más exacta definición de la geometría de su techo.
- La presión de rotura del sello del abanico de fondo.
- Las relaciones de sello existentes entre el abanico de fondo y los pequeños cuerpos arenosos que conforman otros yacimientos, caso de que estos, a pesar de su pequeño tamaño, quieran ser protegidos del avance del CO₂ con la inyección a gran escala.
- La capacidad de inyección para las diferentes opciones posibles.

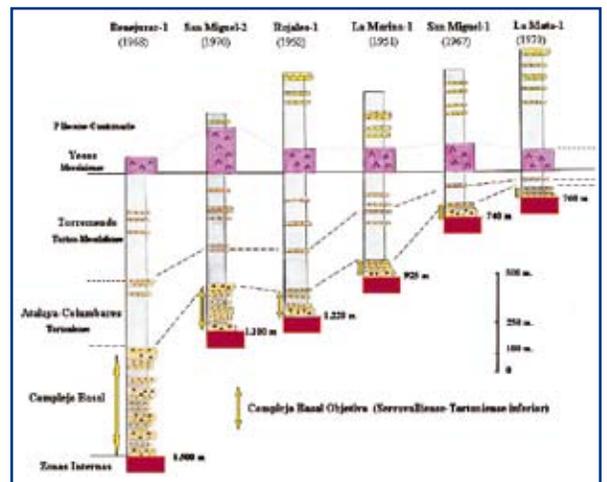


Figura 15. Columnas sintéticas obtenidas de los sondeos exploratorios en los que se indica la profundidad a la base del Mioceno (metros) y los cambios de espesor de los sellos que representan las margas de La Atalaya y de Torremendo.

La dificultad derivada de las viejas diagráffias de pozo (anteriores al año 1970), no permite una caracterización precisa de los dos almacenes objetivo, sin embargo, basados en el registro sísmico de dos sondeos podemos estimar para ellos las características expresadas en la tabla siguiente, de la que conviene notar que:

- Las Areniscas de Columbares constituyen un almacén en capas finas (2-4 m) separadas por delgados niveles arcillosos, lo que hace probable que constituyan un almacén multicapa comunicado en vertical.
- El Complejo Basal es una alternancia de conglomerados y areniscas. Los primeros tienen porosidades probablemente inferiores al 6 % y no han sido tomados como almacén útil en la tabla anterior, de ahí la enorme diferencia entre el espesor grueso y el neto almacén.

La revisión estructural realizada desde líneas sísmicas, que pueden ser apoyadas en los mapas geológicos del área, permite visualizar dos diferentes tipos de trampas al Complejo Basal, mientras que por su delgadez y escasa malla-calidad de la sísmica, no es fácil definir las a la Arenisca de Columbares:

Sondeo/Almacén	Grueso (m)	Neto (m)	Porosidad %
Benejuzgar / Compl. Basal	480	42	13
S. Miguel 1 / Compl. Basal	90	40	25
S. Miguel 2 / Compl. Basal	300	75	18
Benejuzgar / Columbares		35	10
S. Miguel 1-2 / Columbares		14	15

Tabla 1. Estimaciones de los almacenes objetivo: espesor grueso-neto (m) y porosidad media.

- Trampas tipo anticlinal, especialmente relacionadas con los sondeos exploratorios de Benejuzgar-1, Rojas-1, y los anticlinales no explorados de Hurchillo, de Torremendo y Sur de Benjuzar. A los que podrían agregarse los de La Marina-1 y La Mata-1 localizados a menor profundidad y por ello no inicialmente valorados.

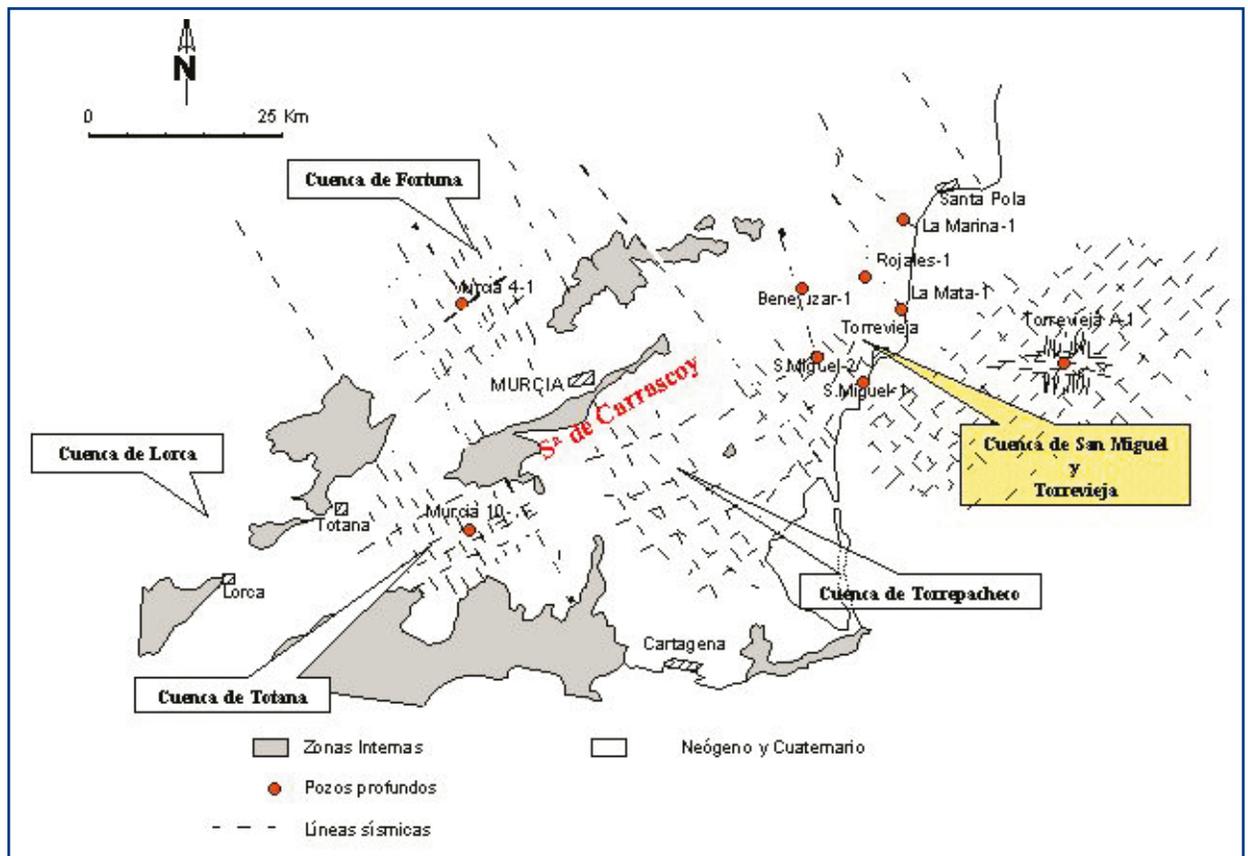


Figura 16. Base de datos de sísmica y sondeo a utilizar como referencia para la localización de las figuras siguientes que muestran las más atractivas posibilidades de trampa en el área.

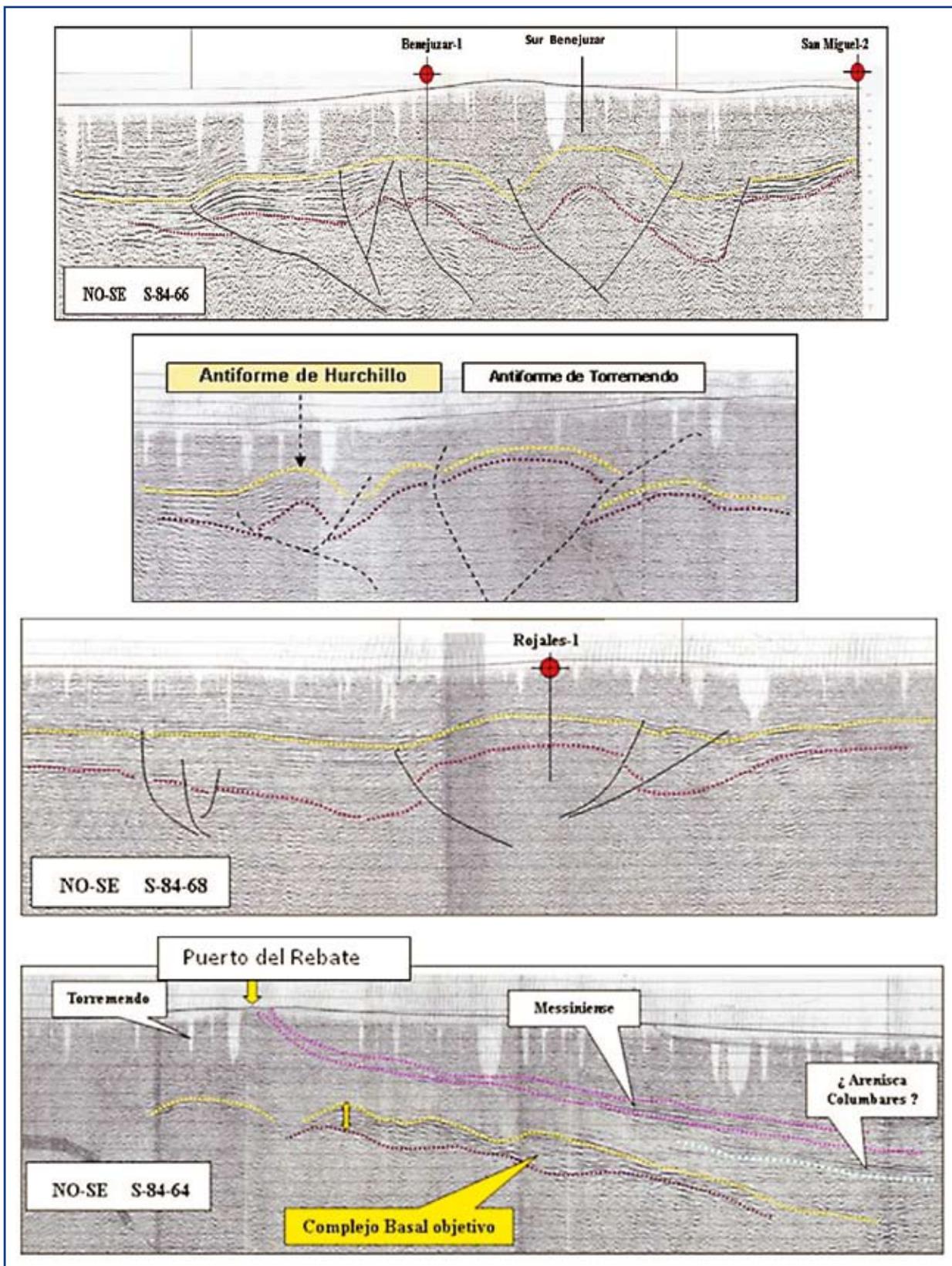


Figura 17. Imágenes sísmicas mostrando cinco posibles trampas del área.

- Posible trampa tipo monoclin extendida entre el Puerto del Rebate y La línea de costa.

De esta relación es preciso advertir que la malla sísmica existente es a todas luces insuficiente para completar su definición y especialmente para ultimar la capacidad de la trampa que pueden conformar. A pesar de ello, utilizando superficies cerradas medias y distintos valores de espesor y porosidad del almacén objetivo, puede realizarse una inicial valoración de estas posibilidades y ella arroja que con la excepción del Monoclin del Rebate, de capacidad media, todas las demás se incluirían en el tipo bajo.

Relación que vuelve a indicar el valor estratégico de las trampas tipo monoclin y el porqué de una Reserva del Estado que agrupe un área que incluya todas las posibilidades detectadas.

La siguiente fase de estudio es posible que demande nuevos programas de reprocesados sísmicos o incluso de adquisición y una digitalización de las viejas diagráffas de pozo para su análisis en modernos softwares de evaluación (porosidad efectiva, continuidad de los almacenes multicapa, etc) y muy especialmente confirmar que la trampa monoclin esté totalmente sellada hacia el noroeste.

RESERVA LA MANCHA

La llanura manchega en las provincias de Albacete y Ciudad Real es una extensa área que contiene muy pocos datos de subsuelo: dos líneas sísmicas y tres sondeos (Ledaña-1, Carcelén-1 y Salobral-1) localizados en su segmento septentrional de enlace con la Cordillera Ibérica.

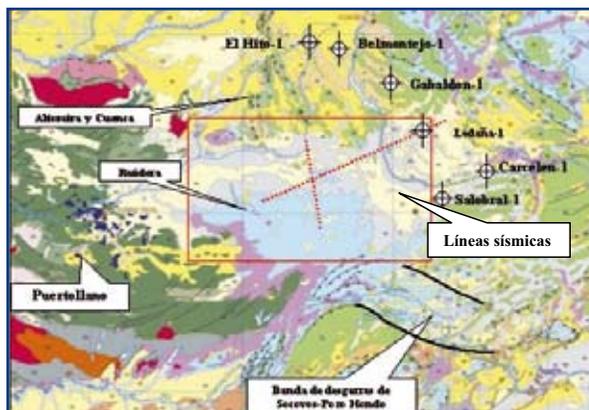


Figura 18. Base de datos del proyecto La Mancha.

A pesar de esta escasez de datos, creemos que ellos son suficientes para juzgar la presencia de una de esas trampas de tipo monoclin con una alta capacidad de almacenamiento y ubicada a 90 Km del foco de emisiones de Puertollano.

La citada posibilidad radica en dos sistemas almacén-sello del Triásico que conforman un monoclin de baja pendiente y enorme extensión regional. Una valoración de los dos niveles detríticos del Triásico que constituyen el objetivo (Fm. Rillo de Gallo y Fm. Arenisca de Manuel de la figura 20) puede hacerse desde datos de pozo y especialmente desde los afloramientos del margen sur de la Llanura Manchega en la región de Alcaráz.

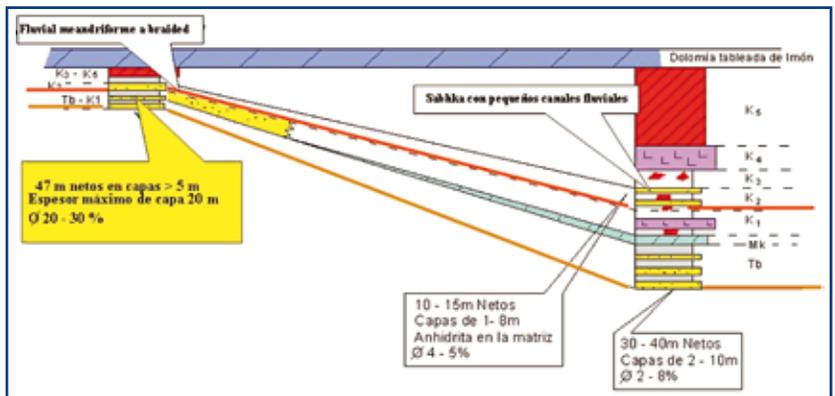


Figura 19. Evolución margen-cuenca de los fluviales triásicos.

Estos datos ponen de relieve el paso de un fluvial meandriforme y braided, con alta porosidad y espesor en el margen S-SO a unas sabhkas arenosas del sector N-NE, donde la anhidrita ocluye la porosidad (sondeos Salobral-1, Carcelén-1 y Ledaña-1).

Esta serie de datos indican que en el borde del SO hay un magnífico almacén y que este se degrada hacia el N-NO a partir de una línea que no conocemos con exactitud, hecho que no involucra un gran problema para nuestro propósito por:

- La gran superficie que podemos concebir como útil.
- El estilo monoclin de la cuenca que ocasionará que una inyección de CO₂ ascienda por el almacén hacia el suroeste.

Definidas las excelentes posibilidades de los dos sistemas almacén-sello, las dos líneas sísmicas existentes permiten vislumbrar la posible incomunicación de las mismas con los afloramientos del borde S-SO merced al sistema de fallas de desgarro que probablemente originan en superficie las Lagunas de Ruidera.

Si se atiende al más continuo y llamativo horizonte sísmico (Muschelkalk-3 marino) las líneas definen un clásico monoclin, tipo foreland, que mantiene una uniforme pendiente regional de 1-2° hacia las estribaciones y pliegues de la Cordillera Ibérica.

El monoclin regional se ve roto y deformado en el segmento en que la línea LM-01 se aproxima a las Lagunas de Ruidera. Este área próxima aparenta una alta tectonización, hecho que atribuimos a la deformación que produce en el zócalo los desgarres alpinos conocidos como fallas de Socovos y Pozo Hondo. Interpretación representada en la figuras 18 y 20, que tiene una probable afirmación en un estudio magnético regional.

Esta deformación del zócalo profundo y su cobertura constituye la clave de que el monoclin manchego acabe por conformar, o no lo haga, una inmejorable oportunidad de inyección de CO₂, pues es evidente que necesitamos aislar el monoclin de los afloramientos del margen S-SO.

En conclusión, la posibilidad de inyección de La Mancha necesita una nueva campaña sísmica del orden

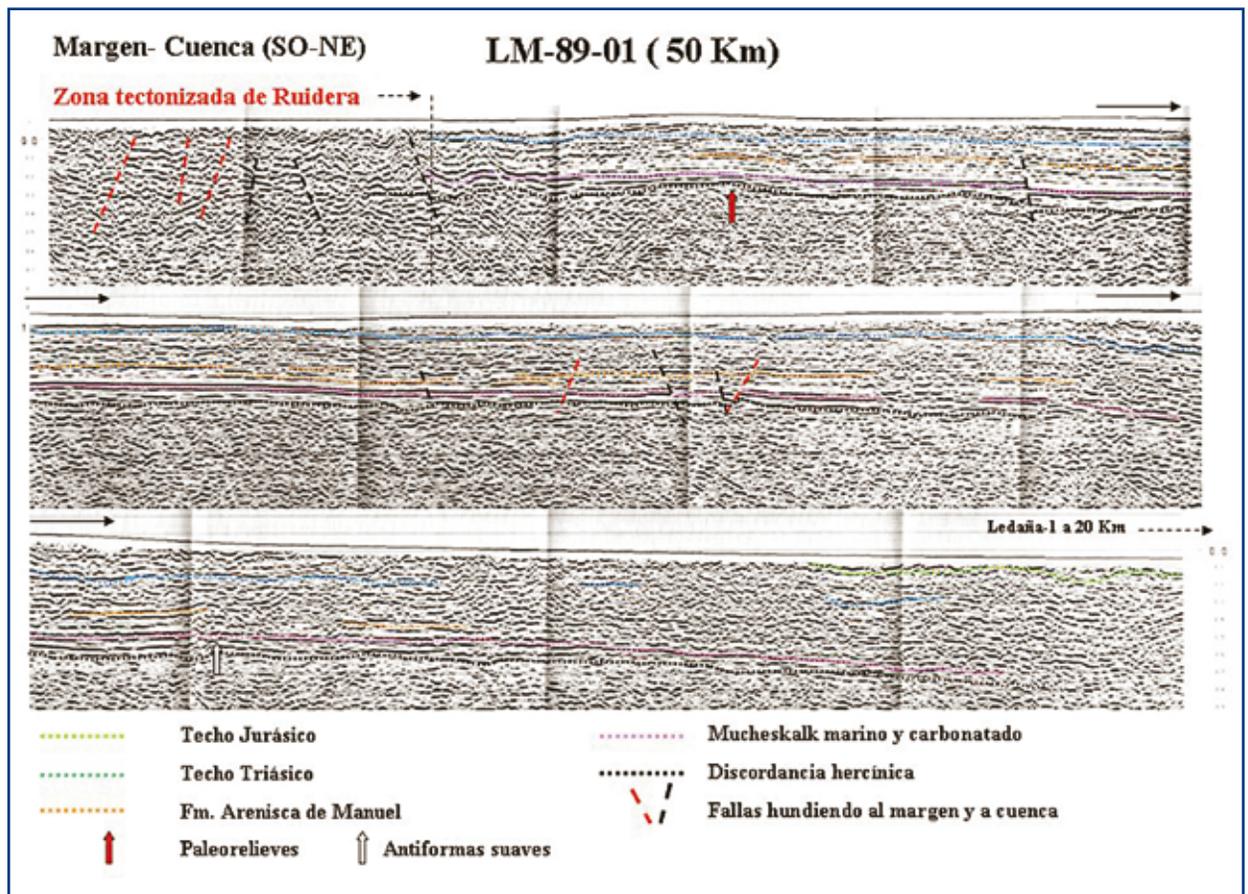
de 150-200 Km que asegure la presencia de ese sistema de fallas que independice el segmento de Ruidera de los afloramientos del sector S-SO.

Dada esta incertidumbre, esta posibilidad de inyección no la habríamos incluido en esta primera evaluación si no fuese por tres motivos:

- Por su elevada capacidad de inyección, que enseguida valoraremos.
- Por su localización en un área donde será difícil encontrar otras posibilidades de interés.
- Y por no estar excesivamente distante de Puertollano y de un amplísimo sector del centro-sur de la España peninsular.

La capacidad de la trampa monoclin la podemos diferenciar para los dos almacenes y para una superficie mínima de 500 Km² equivalente al 25% de la probable totalidad de la misma:

- Rillo de Gallo capacidad baja
- Arenisca de Manuel ... capacidad media



lo que da una idea de la gran capacidad de inyección de este proyecto si las fallas de Ruidera independizasen una trampa de 2.000 Km².

Para la siguiente fase de estudio se considera imprescindible la adquisición de 150-200 Km de nueva sísmica, quizás algún sondeo con profundidad no superior a los 800 m, y un detallado mapa estructural que confirme y dé cuenta del necesario sistema de fallas de Ruidera.

RESERVA MADRID

Al igual que La Mancha, la Cuenca de Madrid se estableció como una cuenca de ante-país de la Cordillera Ibérica, pero a diferencia de La Mancha, la tardía reactivación tectónica del Sistema Central o Sierra del Guadarrama, modificó la original pendiente de la cuenca al crear un depocentro Mio-Plioceno bajo las fallas inversas que limitan el flanco sur del Guadarrama.

La revisión litológica de los siete sondeos realizados en esta Cuenca de Madrid, muestra la existencia de dos sistemas almacén-sello de interés:

- Un Cretácico superior, marino y carbonatado, que está sellado por las arcillas y anhidritas del Cretácico Terminal y del Paleógeno.

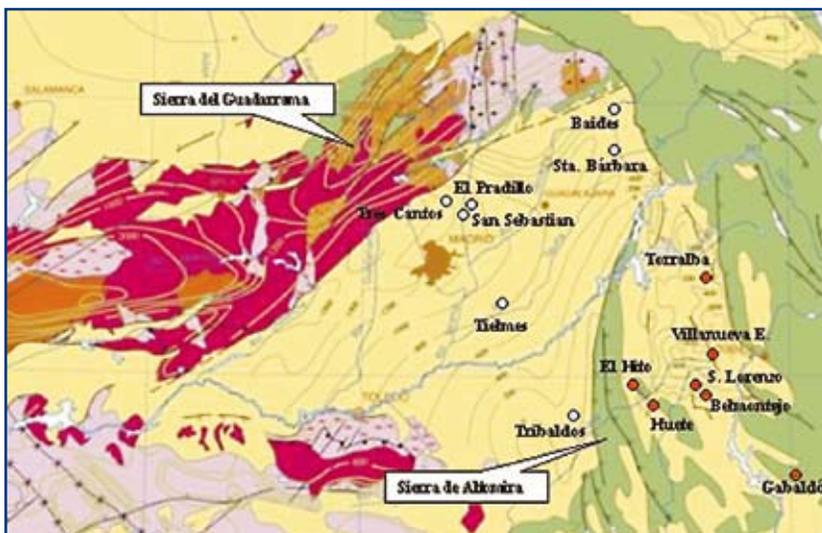


Figura 21. La cuenca de Madrid con los sondeos referenciados en el texto.

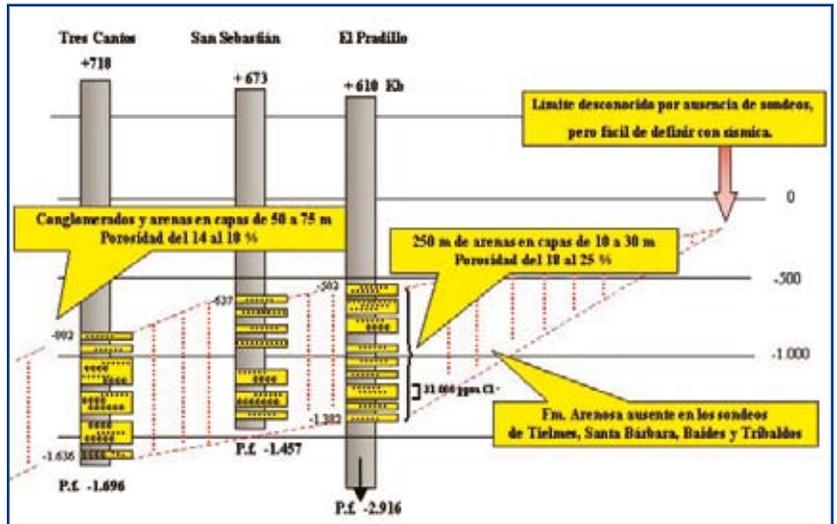


Figura 22. Variaciones litológicas del abanico aluvial, proximal conglomerático a la izquierda y distal arenoso a la derecha.

- Un Paleógeno-Neógeno arcilloso y evaporítico que constituye un muy confiable sello, y que excepcionalmente en los sondeos El Pradillo-1, Tres Cantos-1 y San Sebastián-1, contiene más de 200 m de arenas con porosidad del 18-25 %, agua salada (19.000 - 31.000 ppm Cl⁻) y permeabilidades que superan los 1.000 mD. Almacén sello que involucra la mejor posibilidad de inyección de esta cuenca de Madrid.

Una revisión estructural de la cuenca indica que:

- El sistema almacén-sello del Cretácico constituye un objetivo de interés cuando esté involucrado en cierres tipo anticlinal, caso de Gela/Enagas, y no puede ser tenido en cuenta en trampas tipo monoclinas por su más que probable conexión con los afloramientos del extremo NE de la cuenca.
- Por el contrario, la presencia de agua salada y caliente en el sistema almacén-sello del Terciario indica que es un sistema cerrado y aislado de los acuíferos dulces de superficie.

La correlación y facies de los tres sondeos (El Pradillo-1, Tres Cantos-1 y San Sebastián-1) que atraviesan el almacén del Terciario y su imagen sísmica, vienen a indicar que la anomalía sedimentaria que este cuerpo arenoso y conglomerático representa, se corresponde con un abanico aluvial cuyo vértice debió de esta-

blecerse en la vecina Sierra del Guadarrama, abanico aluvial que ha sido basculado hacia el NO por el sistema fallas inversas que limita el borde sur de la Sierra. Este modelo sedimentario y estructural explica el porqué de su incomunicación, pues los abanicos aluviales suelen conformar volúmenes sedimentarios con forma cónica, inmersos en las llanuras fangosas del pie de los relieves.

Es evidente que la proximidad de los tres sondeos de control del almacén y la deficiente calidad de las viejas líneas sísmicas no nos permiten conocer la extensión-volumen del almacén objetivo, pero no cabe duda que una nueva sísmica o quizás sólo el reprocesado de la vieja, serían suficientes para, al menos, asegurar un atractivo volumen de inyección en las proximidades de Madrid. Cosa que creemos muy factible, pues tanto espesor de formación arenosa ha de tener una notable continuidad lateral, y aunque el almacén sea tipo multicapa, es muy probable que los niveles arenosos estén comunicados en vertical, lo que facilitaría la inyección del CO₂.

Para una superficie mínima de 15 Km² que es el área del triángulo que definen los tres sondeos de la figura precedente, la capacidad de la trampa sería del tipo medio, pero como ya expresado, el considerable espesor (>200 m) de la formación arenosa hace muy probable que esta superficie aumente considerablemente y con ella su capacidad podría alcanzar el tipo alto, lo que da idea de que esta trampa podría constituir una solución de primera magnitud para el área de Madrid.

La siguiente fase de estudio debe principalmente consistir en:

- Reprocesados de todas las líneas sísmicas del área de interés, con especial cuidado de obtener una preservación de amplitudes. Si esto no fuese suficiente, adquirir 100-150 Km de nueva sísmica.

- Estimar la geometría y el volumen del cuerpo almacén.
- Precisar la pendiente estructural existente entre la culminación de la trampa y los diferentes planos de posible llenado.
- Caracterizar heterogeneidades internas del paquete almacén.

RESERVA TERUEL

En el margen del Mediterráneo, conocido como cuenca del Maestrazgo, se realizaron seis sondeos exploratorios profundos: Bobalar 1 y 2, Maestrazgo 1 y 2, Salsadella-1 y Mirambell-1. El estudio de las sucesiones litológicas cortadas por estos sondeos muestra que el único sistema almacén-sello de interés radica en el Triásico inferior arenoso que está sellado por el paquete arcilloso-carbonatado-evaporítico del Muschelkalk-Keuper.

Aunque solo se tienen diagrfías de pozo de tres sondeos y ellas evidencian que el almacén Triásico está afectado por cambios de facies posiblemente derivados de compactaciones, los sondeos de Mirambell-1 y Salsadella-1, contienen un Buntsandstein que alcanza los 175 m de espesor neto de almacén, está distribuido en capas gruesas (12-20 m) y mantiene porosidades del orden del 12-15 %, características que unidas a los más de 1.200 m de espesor del sello, le confieren un alto interés exploratorio para el almacenamiento del CO₂.

El sondeo Mirambell-1 fue implantado sobre un anticlinal de superficie que se detalló con una pequeña y específica campaña sísmica que permite interpretar el volumen de trampa, tipo anticlinal, al horizonte almacén y objetivo.

La figura 23 muestra que el área no es opaca a la definición sísmica y que esta circunstancia posibilita estimar que un reprocesado y reinterpretación de la vieja sísmica

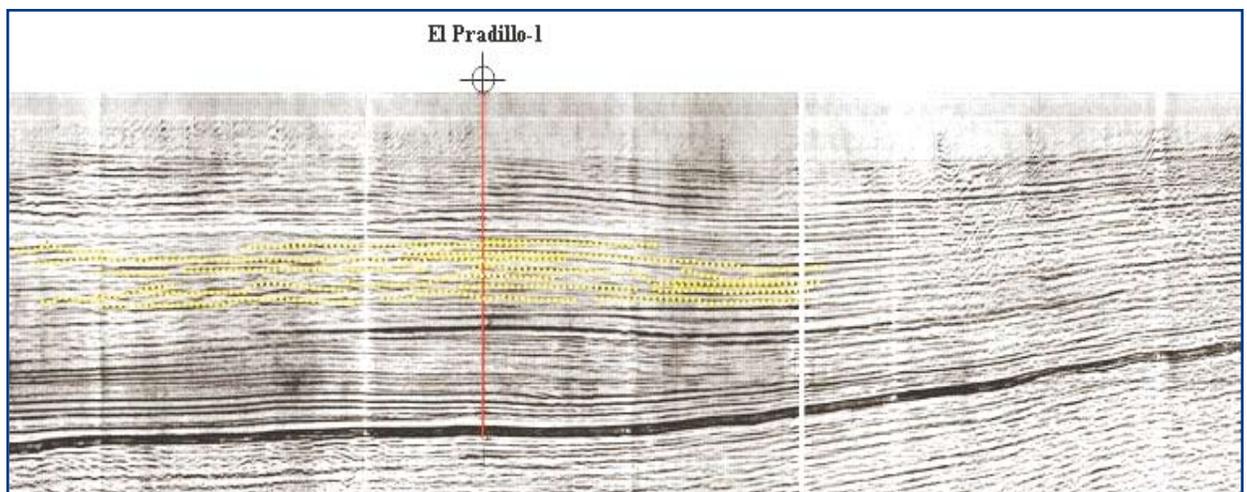


Figura 23. Imagen sísmica del almacén objetivo en una línea NO-SE.

puede conducir a la más exacta definición de la trampa, ahora estimada en unos 35 Km² y una altura de cierre de 250 m a una profundidad de 2.400 m en la localización de Mirambell-1.

Una sola línea no es suficiente, pero nótese como la precedente permite ver que un desplazamiento del sondeo hacia el este, podría hacer que este almacén se encontrase 200-400 m más alto que en Mirambell-1, lo que nos llevaría a una profundidad más convencional para el almacenamiento de CO₂.

Una aproximación a la capacidad de esta trampa anticlinal la encuadra en el tipo de capacidad media, pero si advertimos que no existen afloramientos de Buntsandstein en un radio de 45 Km de Mirambell-1, lo que unido al espesor del sello arcilloso que representan Muschelkalk + Keuper, permitirían tratar la trampa como tipo monoclinal, lo que haría fácil que alcanzásemos una capacidad tipo alta a 35 Km de distancia de la térmica de Andorra en la provincia de Teruel.

La fase de estudio a nivel de emplazamiento debe detallar los siguientes aspectos:

- Reprocesado de las líneas sísmicas del área de interés para obtener una más exacta definición de la

trampa anticlinal y la profundidad a la que podría realizarse la inyección.

- Estudiar la posibilidad de la trampa tipo monoclinal con la ayuda de detallados mapas geológicos de una extensa área.
- Caracterizar las heterogeneidades internas del paquete almacén y la posibilidad de que, a pesar de su carácter multicapa, se comporte como un almacén único sin importantes barreras de permeabilidad internas.

RESERVA ZARAGOZA

El Valle del Ebro central contiene 23 sondeos profundos que permiten obtener una fiable columna litológica de la que extraer posibles sistemas almacén-sello.

La revisión de los almacenes contenidos en esta serie sedimentaria viene a indicar que las iniciales posibilidades de inyección se localizan en el sistema almacén-sello conformado por el Buntsandstein y su cobertera Muschelkalk-Keuper.

Una revisión de este Buntsandstein muestra porosidades y espesores muy variables, derivadas tanto de su profundidad-compactación como de los diferentes ambientes sedimentarios que a la escala de cuenca lo integran.

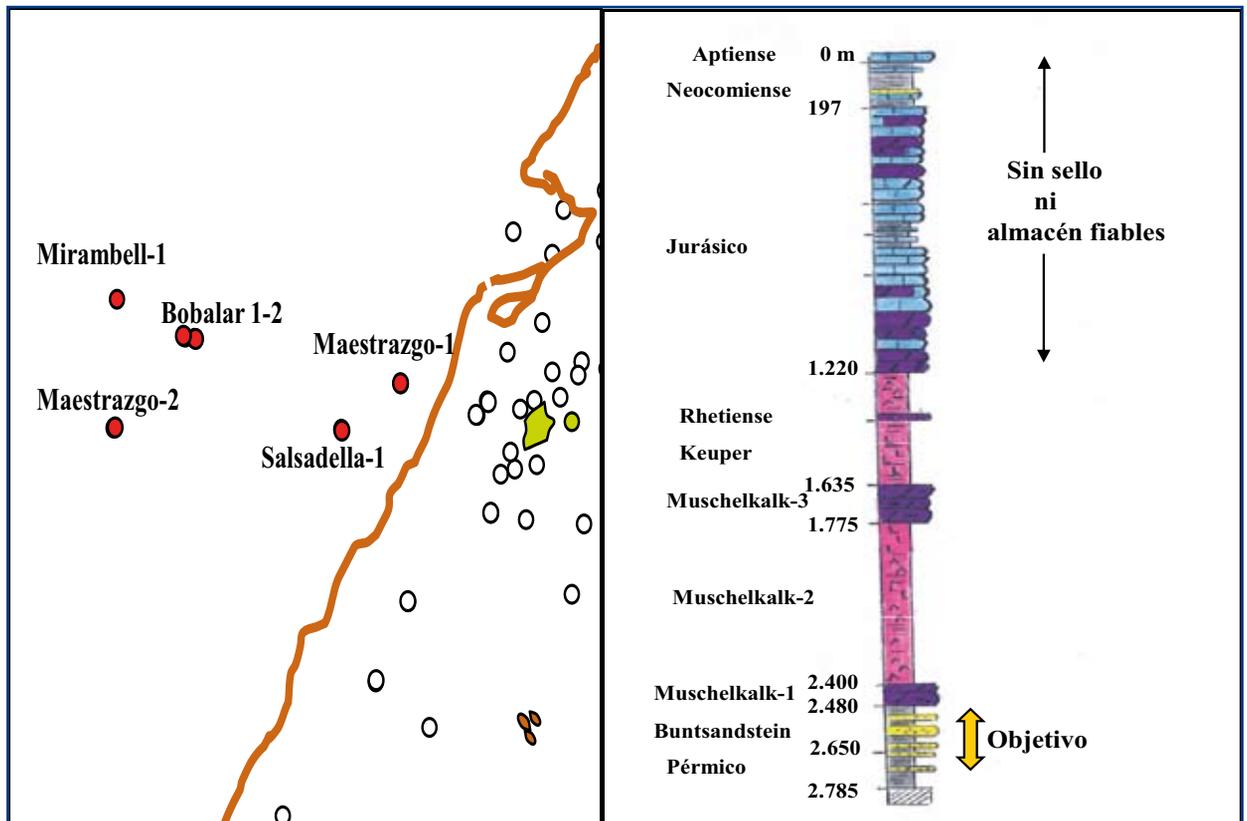


Figura 24. Mapa de posición de sondeos y columna litológica resumen de la cuenca del Maestrazgo.

Por razones de su espesor neto y porosidad, destacan los sondeos de La Zaida, Ebro-1, Caspe, Monegri-illo, Ebro-2, Ballobar, Fraga, Mayals y Lérida-1. De otra parte, el espesor de los paquetes arenosos y conglomeráticos, viene a indicar que quizás pueden diferenciarse tres agrupaciones de facies sedimentarias:

- Abanicos aluviales sobre una llanura de inundación fangosa: facies de conglomerados y brechas con matriz arcillosa o arenosa.
- Fluvial meandriforme: facies de arenas y ocasionalmente conglomerados en capas de espesor variable (3 a 12 m)
- Fluvial braided: facies de arenas en capas gruesas (10-20 m) que parece tener su máximo desarrollo en los sondeos de Caspe-1, Mayals-1 y Lérida-1. Estas facies constituyen el almacén más atractivo y por la posición geográfica que ocupan, podrían definir una provincia-cinturón sedimentario que se extendería hasta el Maestrazgo (Mirambell-1, antes comentado)

Una revisión estructural desde líneas sísmicas evidencia que las posibles trampas al Buntsandstein (por falla o por suave deformación) son pequeñas y en ocasiones quizás inexistentes, razón por la que con la ex-

cepción de Caspe, no puede seleccionarse una sola de estas posibilidades de inyección si exclusivamente se atiende a este tipo de trampa. Sin embargo, una simple reconstrucción estructural revela que el objetivo Buntsandstein conforma en el fondo del valle del Ebro Central una inmensa trampa tipo monoclinial. Trampa ocasionada por las importantes fallas inversas que aíslan este fondo de cuenca de los márgenes aflorantes (desniveles que varían entre 1.200 y 4.000 m) y el espesor del sello constituido por las facies Röt-Muschelkalk-Keuper y Lías con anhidrita. Es decir, el Buntsandstein del Valle del Ebro central caracteriza:

- Un fondo de saco afectado por una suave deformación que muestra un hundimiento regional hacia el norte, donde bajo el frente surpirineico, datos de sísmica y pozo lo estiman a 6.000-6.500 m de profundidad.
- Entre los afloramientos de los relieves circundantes de las Cordilleras Ibérica y Prelitoral y el fondo del Ebro, se miden desniveles variables, pero siempre mayores de 2.000 m. Desniveles que indican la importancia de los cabalgamientos de los frentes de ambas cordilleras, en un segmento donde no existen, o son muy escasas y de mala calidad las líneas sísmicas.
- Por una simple cuestión de profundidad del objetivo y especialmente por su espesor neto-porosidad

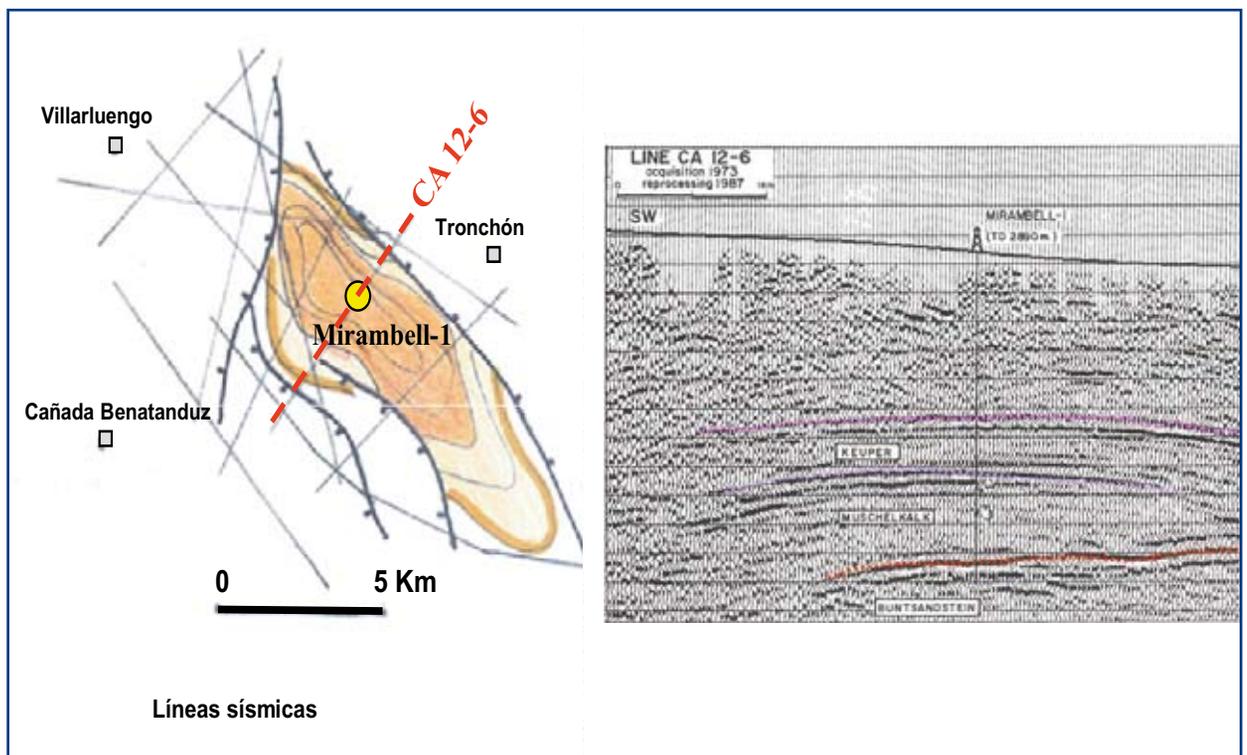


Figura 25. Líneas sísmicas y mapa estructural del anticlinal de Mirambell.

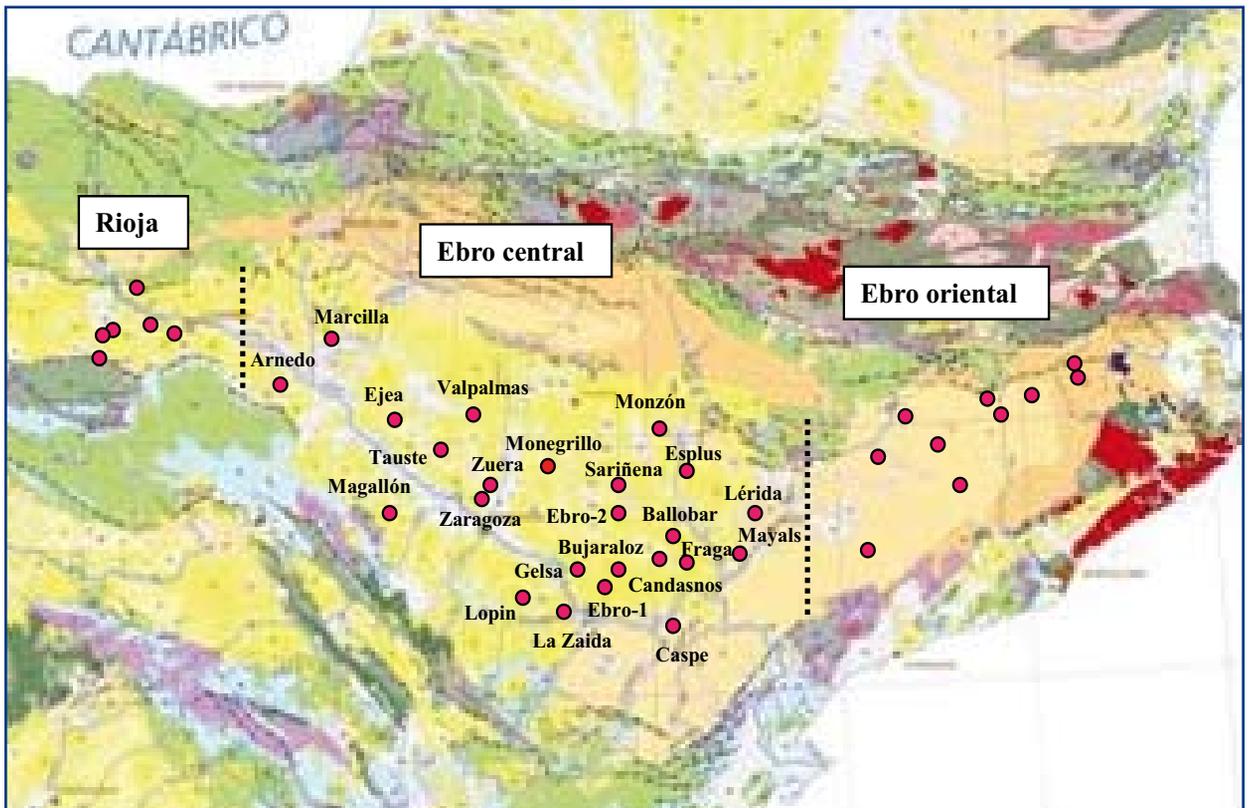


Figura 26. Sondeos en el Valle del Ebro central.

(tabla 2 y figura 27) sólo los sondeos de Ebro-1 y 2, Monegrillo-1, Fraga-1, Caspe-1, Mayals-1 y Lérida-1, merecen una atención especial: profundidad menor de 2.000 m y porosidades variables por capa, pero en el rango del 10-15 %.

Junto a este conjunto de datos almacén-sello, puede agregarse que en la alineación del Río Segre se dibujan altos estructurales muy evidentes (Caspé-1, Mayals-1 y Lérida-1) lo que viene a indicar que sea como trampa tipo anticlinal, sea como trampa de fondo de cuenca o una mezcla de ambas, el área de Caspe-1 / Mayals-1 debe ser retenida como un área prioritaria para la inyección del CO₂. Es decir, la geometría estructural de gran escala, viene a indicarnos que nuestro problema debe fijarse en:

- Escoger un punto alto de la cuenca con petrofísica apropiada (porosidad y espesor neto) en el Buntsandstein.
- Esperar o asegurar que estas condiciones petrofísicas se mantengan en un área lo mayor posible, no necesariamente superior a una centena de Km², área suficiente para que con una porosidad del 10-12 % y un neto almacén de 30-40 m se pueda estimar un volumen de inyección del tipo medio.

Como en otras de las posibilidades tipo monoclinas, recogidas en esta nota, una superficie de 100 Km² es, a escala de cuenca, coloquialmente “un pañuelo”, lo que quiere decir que a medida que aumentásemos esa superficie la capacidad de inyección crecería y podría establecerse en el tipo alto.

Ultimar esta posibilidad tan sólo necesitaría disparar unos 100 Km de nueva sismica para asegurar la existencia de fallas inversas entre el flanco sur del alto estructural de Caspe-1 y el frente de cabalgamiento de la Cordillera Ibérica, segmento en el que no existe información sísmica alguna.

Así pues, la siguiente fase de estudio debe definir si sólo existe trampa anticlinal tipo Caspe-1, o por el contrario podría asegurarse la trampa de fondo de cuenca.

RESERVA PALENCIA

La cuenca del Duero es una nueva cuenca de antepaís de las cordilleras Cantábrica, Ibérica y Sistema Central, establecida sobre un gran segmento del Cratón Ibérico. Salvo en los frentes de montaña de estas Cordilleras, donde el espesor del Terciario es máximo y llega a alcanzar una modesta deformación estructural, el resto de la cuenca se corresponde con un clásico monoclinas y un reducido espesor sedimentario.

Sondeo	Total Buntsandstein y neto almacén (m)		Porosidad %	Observaciones
Arnedo	330	30-40	Sin datos	
Lopim	>52	25-30	5-7	
La Zaida	245	50-60	8-15	DST con permeabilidad (producción de agua)
Ebro -1	226	80-90	10-12	
Caspe	480	120-140	14-20	
Ejea	181	40-45	Sin datos	
Monegrillo	94	50-60		DST con permeabilidad (producción de agua)
Ebro -2	240	35-40	8-12	DST con permeabilidad (producción de agua)
Ballobar	296	60-80	10-16	DST con permeabilidad (producción de agua)
Bujaraloz	>95	0-35	Sin datos	
Fraga	305	60-70	12-14	DST con permeabilidad (producción de agua)
Mayals	389	70-80	12-15	
Sariñena	>133	>50	5-8	Pérdidas y DST con permeabilidad (producción de agua)
Lérida	157	20-25	14-16	
Monegrillo	94	40-60		DST con permeabilidad (producción de agua)

Tabla 2. Datos del Buntsandstein de la Cuenca del Ebro.

La revisión lito-estratigráfica de los sondeos en ella realizados permite un primer análisis de esa relación almacén-sello que necesitamos para nuestras posibilidades de inyección-secuestro del CO₂. Ella indica que:

- Regionalmente existe un almacén de alta porosidad de matriz en el Cretácico arenoso (Fc. Utrillas) y por fracturas en el Cretácico carbonatado, niveles que aparecen como un conjunto sin un sello eficaz que los separe.
- También, pero ahora localmente, el Terciario carbonatado de los sondeos Iglesias-1 y Don Juan-1 (pérdidas totales de circulación) y el detrítico de los sondeos Campillo-1 y Villameriel-1, pueden ser retenidos como almacenes de interés.

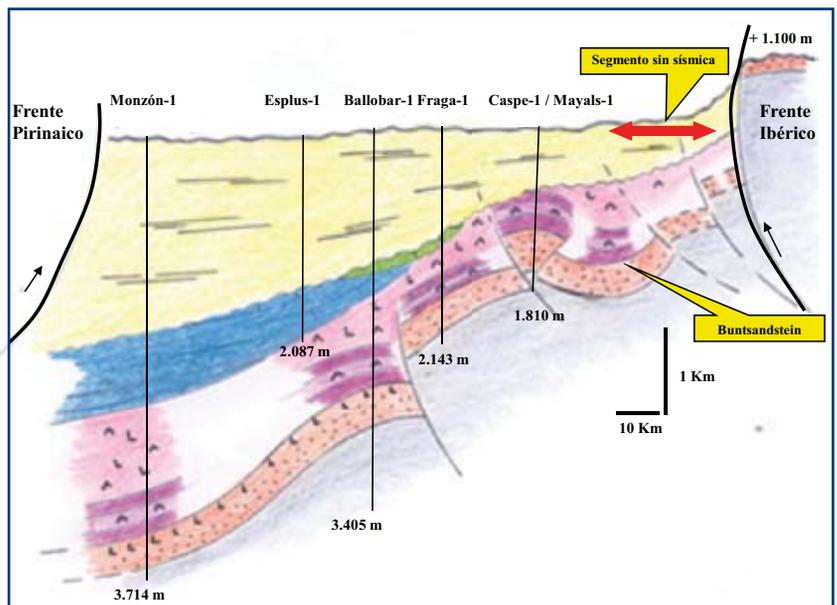


Figura 27. Esquema estructural mostrando el concepto de trampa de fondo de cuenca.

- Un sello regional confiable concierne a los intervalos arcilloso- evaporíticos de facies Garumn y a litologías muy semejantes del Terciario continental.

Si atendemos a sus propiedades petrofísicas (espe-sor y porosidad) y a su continuidad regional, tan sólo las arenas de las Fc. Utrillas constituyen un almacén capaz de definir un proyecto de inyección como aquellos que deben constituir las Reservas del Estado.

Una rápida revisión estructural de la cuenca y los resultados de los sondeos realizados viene a indicarnos que la suave deformación estructural que la caracteriza y sus afloramientos en los altos relieves que la circundan (agua dulce en varios de los sondeos que fueron ensayados / RFT's o DST's), nos obliga a concebir que las posibilidades de inyección se circunscriben exclusivamente a trampas tipo anticlinal, de las que por diversas razones (fracturación, escasa profundidad, inseguridad-inexistencia o pequeño volumen) eliminamos las de Iglesias, San Pedro, Río Franco, Don Juan, Villameriel y León.

Por el contrario, el sondeo Campillo-1 representa una inmejorable posibilidad de inyección-secuestro de CO₂ en función de:

- Un evidente cierre tipo anticlinal al Terciario basal y al Cretácico: cierre estimado en 35-40 Km² y 70 m de altura en Campillo-1.
- Un Cretácico arenoso con un excelente almacén con porosidad del 19 al 22 % en sus 20 metros de techo (arenas transgresivas) y porosidades muy variables (10-20 %) en las Secuencias 1, 2 y 3 / Fc. Utrillas, Escucha y Weald: fluvio-deltaicas y fluviales tipo multi-capa canalizado (80 m netos) con una muy probable comunicación vertical en las Fc. Escucha y Weald.
- Almacenes arenosos en el Terciario fluvial, tipo multi-capa, que en la base del Terciario del sondeo El Campillo-1 (1.700-1.800 m) pueden acumular un espesor neto de 25-35 m con una porosidad promedio del 10-14 %, almacén que al estar en estructura cerrada significa un objetivo secundario.

El detrítico Cretácico fue ensayada en numerosos RFT que demostraron su buena permeabilidad y un agua dulce de formación de la que se puede dudar (posible filtrado) por la semejanza de los

análisis del fluido recuperado con la base acuosa del lodo de perforación y los usuales pequeños volúmenes recogidos en los ensayos (50 a 200 cm³).

Sea o no agua dulce, lo importante es que si sólo usamos como volumen de inyección el contenido en el cierre estructural tipo anticlinal, el acuífero cretácico no se vería contaminado por el CO₂ fuera de ese volumen de la trampa, lo que nos lleva a valorar la posibilidad ofrecida por el sondeo Campillo-1.

La figura posterior muestra las más atractivas características de este cierre tipo anticlinal:

- Cierre en cuatro direcciones independiente de la falla inversa que lo genera.
- Cierre a todos los horizontes que contienen almacenes: Cretácico y Terciario basal.
- Un cierre limpio sin pequeñas fallas que signifiquen un riesgo de sello vertical.

Lodo de perforación		RFT' (profundidades)				
		2.341	2.352,5	2.462	2.464	
D	1,09	D	1,01	1,0	1,02	
Ph	9,5	Ph	9,6	9,2	9,6	9,4
Cl ⁻	200 ppm.	Cl ⁻	450	350	200	240
Ca ⁺⁺	40 ppm.	Ca ⁺⁺	40	40	40	40
NO ₃ ⁺	200 ppm.	NO ₃ ⁺		200		

Tabla 3. Análisis del lodo y de las muestras recogidas en los RFT' del sondeo Campillo-1.

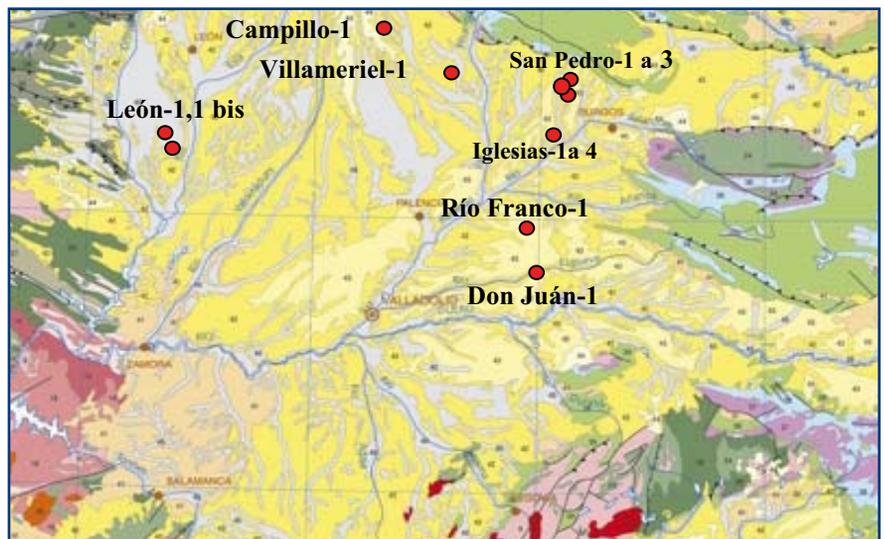


Figura 28. La Cuenca del Duero y los sondeos en ella realizados.

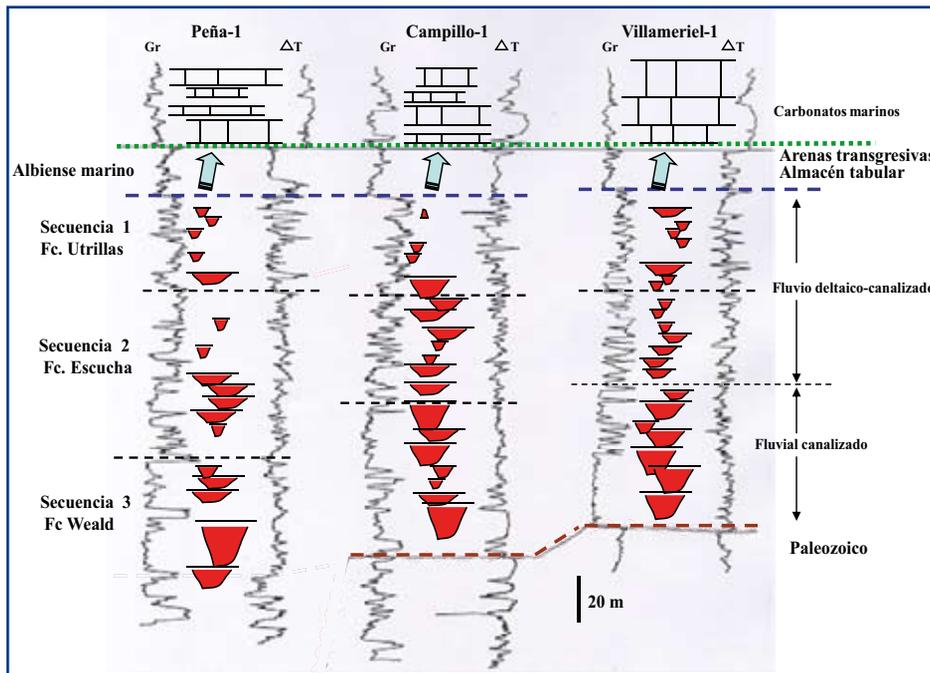


Figura 29. Correlación y medio sedimentario de los sondeos del área de interés.

Así que el anticlinal de Campillo de 37 Km² y 70 m de altura de cierre, alberga una elevada posibilidad de inyección a nivel del Cretácico arenoso que puede estimarse en los tipo bajo y medio, respectivamente para las arenas transgresivas superiores y los fluviales inferiores.

Con estos datos de partida, la siguiente fase de estudio debe valorar:

- La posible comunicación vertical de los dos almacenes considerados.
- La probabilidad de que el Terciario basal esté involucrado en el cierre anticlinal.

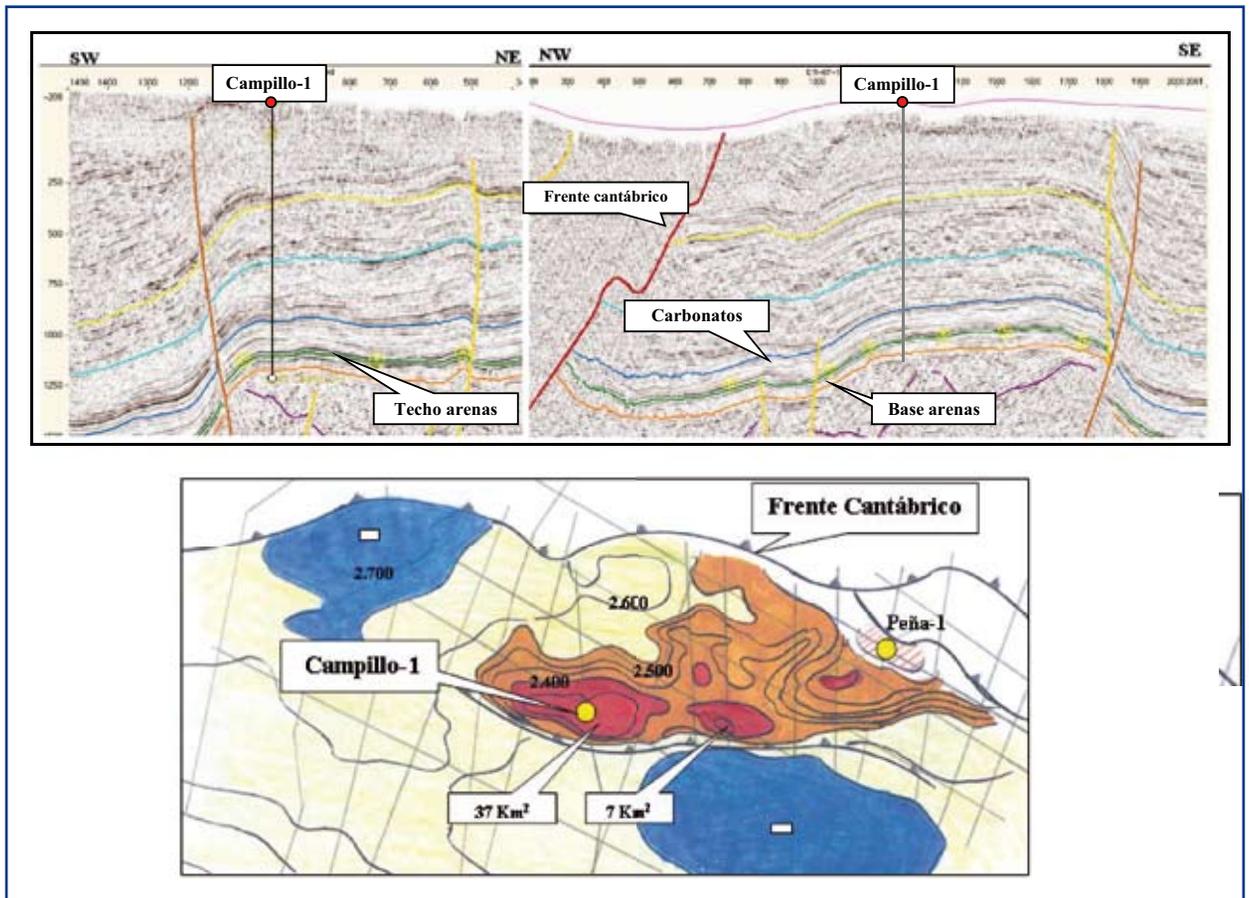


Figura 30. Líneas dip y strike y mapa estructural de la trampa anticlinal de Campillo-1.

- Hasta donde inyectar CO₂ para conservar el posible, no seguro, acuífero con agua dulce.
- Y dado que parece que estamos en presencia de una trampa segura para almacenar gas metano (10.000 a 20.000 Mm³ en las arenas transgresivas), caso de que esta fuese la opción más conveniente, adquirir una sísmica 3D sobre una superficie de 50-60 Km².

RESERVA VIZCAYA MARINA

La Cuenca Cantábrica contiene más de 100 sondeos de exploración, lo que la sitúa como una de las cuencas sedimentarias más exploradas de España. Una revisión litoestratigráfica de los diferentes dominios sedimentarios (plataforma, talud y cuenca) en que la totalidad del área puede dividirse, pone de manifiesto que:

- Ni el Triásico, ni el Jurásico de los tres dominios contienen almacenes de interés, y además son regionalmente muy profundos.
- El Jurásico superior (Pürbeck) y el Cretácico inferior (Weald) contienen almacenes aceptables, tipo fluvial multicapa con problemas de conexión interna, modelo del yacimiento de Ayoluengo en la plataforma externa.
- Un Barremiense-Aptiense (Urgoniano) carbonatado y detrítico de baja porosidad matricial, especialmente desarrollado en la plataforma media.
- Un Cretácico superior que sufre importantes cambios de litología y espesor desde la plataforma externa-media a la cuenca. En el primer segmento está usualmente invadido de agua dulce, y en el segundo es arcilloso.

Este apretado resumen supone que en la totalidad del segmento terrestre de la Cuenca Cantábrica no se vislumbren razonables sistema almacén-sello de interés, hecho que invalida una gran superficie del territorio peninsular.

Muy al contrario, el antepaís Nortpirenaico, alcanzado en los sondeos del Golfo de Vizcaya, contiene un inmejorable y probado sistema almacén-sello representado por el Cretácico superior marino-carbonatado (Fm. Gaviota) y el arcilloso Cretácico terminal-Terciario. Sistema que constituye el objetivo de la Reserva Vizcaya

El Golfo de Vizcaya es una compleja área estructural con un alóctono, largamente cabalgante hacia el norte, que solapa a un autóctono (Triásico y Cretácico

superior) en facies de plataforma. El yacimiento de gas-condensado de Gaviota (acondicionado para almacén de gas metano) es el mejor exponente de este modelo estructural y litológico que abre la puerta a posibilidades de inyección del CO₂ en un área con importantes emisiones industriales en la que además es muy difícil percibir otras posibilidades de inyección.

La mejor de las posibilidades brindadas por el modelo Gaviota-Albatros recae en la estructura-área investigada por el sondeo Vizcaya C-2 (5 Km de la costa y 76 m de agua y a 15 Km del almacén de metano de Gaviota) donde los carbonatos objetivo de la Fm. Gaviota se cortaron entre los 2.242-2.422 metros de profundidad y muestran una porosidad media del 7-10 % y una permeabilidad elevada por efecto de la microfracturación.

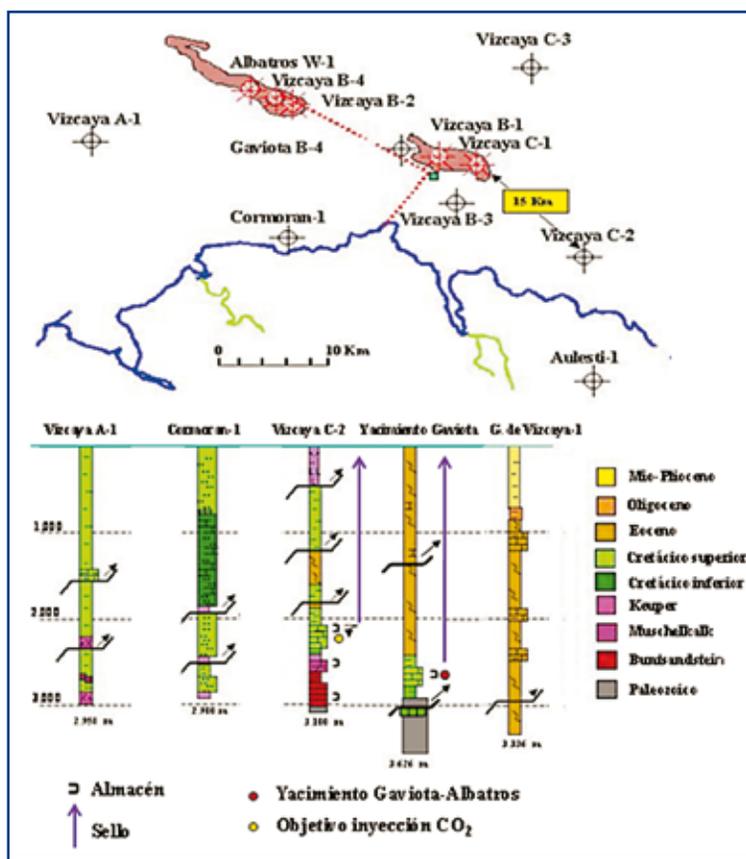


Figura 31. Los sondeos más representativos del Golfo de Vizcaya.

La trampa de la localización Vizcaya C-2 puede ser analizada desde dos ópticas diferentes: trampa tipo anticlinal (20 Km² y 250 m de cierre vertical) y trampa tipo monoclinal culminando en las proximidades del citado sondeo y a la que hacemos los siguientes comentarios:

- El almacén objetivo se encuentra 130 m más alto en Vizcaya C2 que en el yacimiento Gaviota y pozos vecinos.
- No existe duda de que la Fm. Gaviota no tiene comunicación con tierra (afloramientos y sondeos de Cormoran-1, Aulesti-1 donde está ausente)
- Al monoclinal hacia el Yacimiento de Gaviota le podemos asignar dos posibilidades: a) Una improbable, que asume que no existen fallas entre los sondeos Vizcaya C-2 / B-3 y el Yacimiento Gaviota. b) Otra, más probable, que asume que entre Gaviota y los sondeos Vizcaya C-2 y B-3 existen barreras de permeabilidad provocadas por el salto de las fallas y el considerable espesor del sello regional. Es decir, el riesgo de alcanzar con la inyección de CO₂ al Yacimiento Gaviota en el modelo monoclinal, abre una posibilidad de trampa con volumen pequeño y riesgo mínimo, y otra de mayor volumen y por ende mayor volumen y riesgo.

Las tres posibilidades (anticlinal y monoclinal pequeño y grande) se les puede aproximar una capacidad de inyección:

Caso anticlinal capacidad baja
 Monoclinal mínimo , media
 Monoclinal máximo , alta

La siguiente fase de estudio de la Reserva Vizcaya debe prestar una atención especial a los siguientes aspectos técnicos:

- Riesgo geológico y volumetría de las dos posibilidades del modelo monoclinal a partir de los reprocesados de las viejas líneas sísmicas.
- Estimar si para una perfecta definición es o no necesario un nuevo programa de adquisición sísmica.
- Posibilidad de alcanzar la Fm. Gaviota desde una localización más cercana a costa y consecuente menor profundidad de agua e incluso desde tierra con sondeos desviados.

RESERVAS SANTANDER MARINA I

El segmento occidental de la Cuenca Cantábrica fue explorado en dos tiempos diferentes, primero en su área terrestre y más tarde en las aguas someras del Mar Cantábrico. Estas dos fases de trabajos han dejado una base de datos de subsuelo que se caracteriza por:

- La pésima calidad de las líneas sísmicas terrestres y la aceptable resolución de las marinas.
- Una generalizada invasión de agua dulce en los almacenes arenosos y carbonatados del Cretácico, conocidos como Weald, Urgoniano y Supraurgoniano.

Si a la presencia de agua dulce y a la pobre definición de las líneas sísmicas añadimos la complejidad estructural del área mostrada en las numerosas repeticiones estratigráficas que identificaron los sondeos profundos, merced a un diapirismo

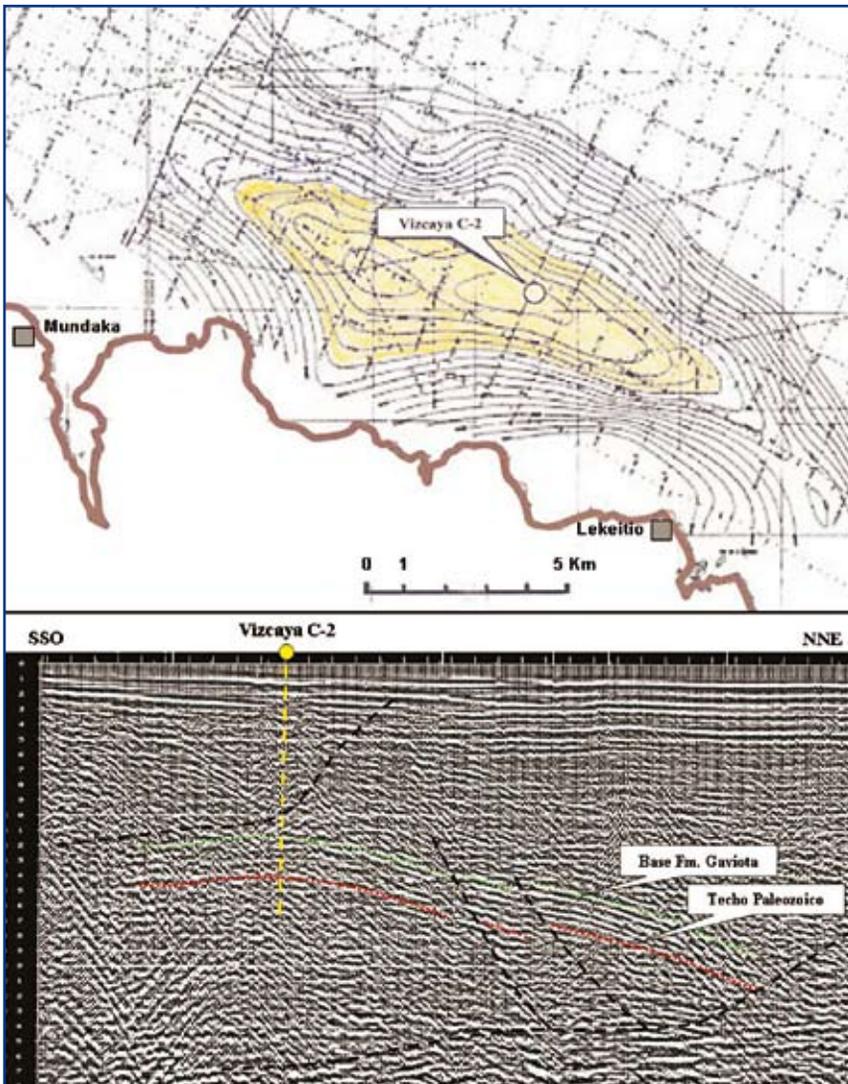


Figura 32. Interpretación sísmica de Vizcaya C-2 sobre líneas sísmicas del año 1976.

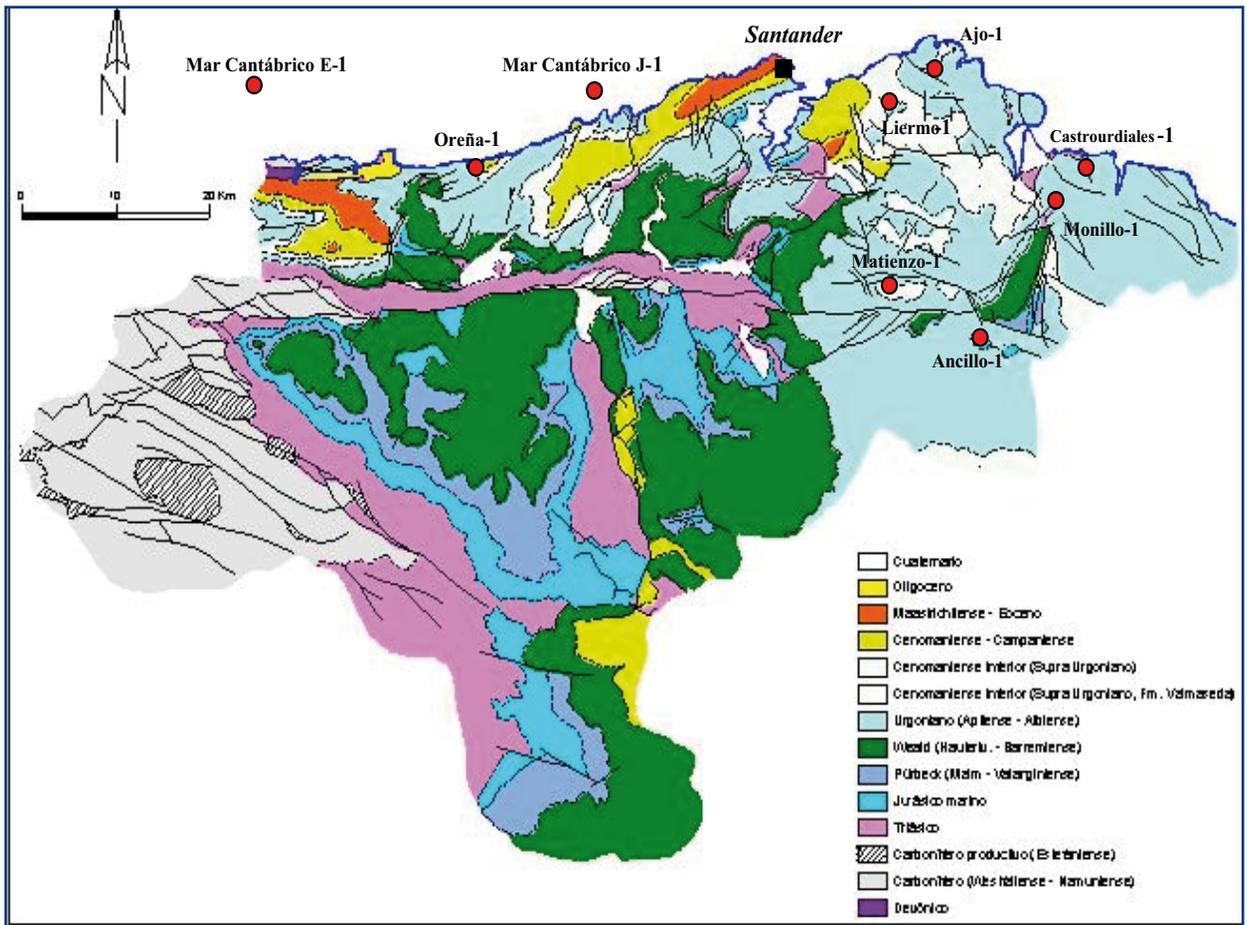


Figura 33. Mapa geológico con localización de los sondeos realizados en Cantabria.

salino acentuado y un mínimo de dos fases tectónicas compresivas, se entiende que no sea posible atisbar evidentes posibilidades de inyección de CO₂ en el dominio terrestre de Cantabria.

Muy al contrario, en la prolongación de este segmento geológico al Mar Cantábrico, las líneas sísmicas mejoran su calidad y, quizás por esta simple cuestión, pueden descubrirse dos posibilidades bien diferentes que se localizan en los sondeos Mar Cantábrico J-1 y Mar Cantábrico E-1.

La primera de ellas (Cantabria marina-1) se fija en los carbonatados del Urgoniano que entre su techo (1.250 m) y su base (2.675 m) pueden descomponerse en: a) Más de 1.425 m de almacén con porosidad del 3-5 %. b) Y 125 m de techo con porosidad del 7-10 %. Y todo ello bajo un sello arcilloso del Cretácico superior de más de 1.000 m de espesor. Objetivo a una profundidad adecuada y alcanzable desde sondeos desviados desde la costa.

A pesar del espesor del sello, esta posibilidad de inyección no está exenta del riesgo que conlleva que

el sistema de fallas de desgarre (estructura tipo flor) que cortan la nariz estructural (no un cierre tipo anticlinal) sobre la que se implantó el sondeo, representen un sello eficaz camino hacia tierra de una potencial inyección de CO₂.

Asegurar este riesgo significa que habría que realizar sondeos más hacia costa para averiguar la naturaleza geológica del otro lado de la falla. Si a este lado se encontrase un Cretácico superior o un Paleozoico arcilloso o incluso una lámina-pared de Keuper, como podría indicar lo cortado por el sondeo Oreña-1 y algunos pequeños afloramientos de la costa (playas de Santa Justa y especialmente de Usgo) la trampa a nivel del Urgoniano y en tipo monoclinal hacia el mar alcanza más de 150 Km² de superficie controlable por sísmica, lo que significaría una capacidad de inyección del tipo medio, y ello en una región muy industrializada y donde otras oportunidades no son fáciles de definir.

Como ya se ha comentado, uno de los atractivos de esta posibilidad es que dada su proximidad a la línea

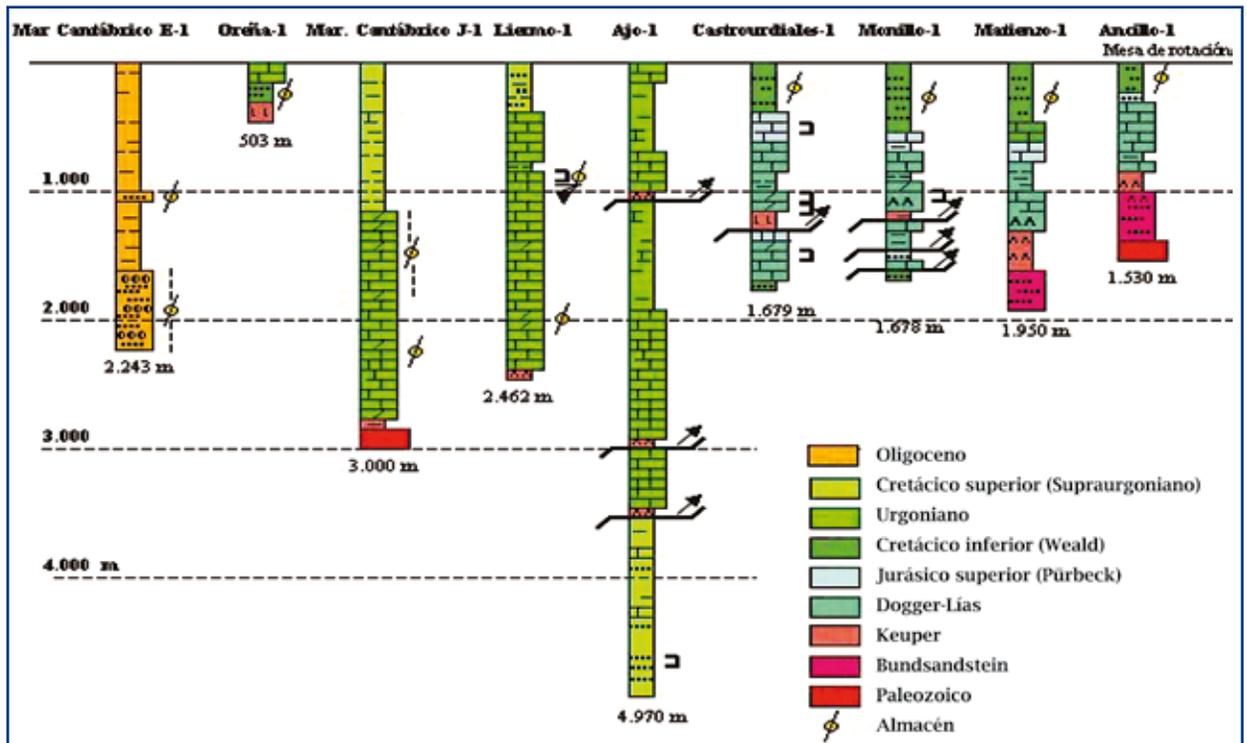


Figura 34. Columnas litológicas y repeticiones tectónicas de los sondeos.

de costa, podría ser alcanzada con sondeos desviados desde tierra, y esta trayectoria aumentaría las condiciones petrofísicas del almacén, ya que añadiría a la porosidad de matriz la inducida por la fracturación, que sin duda debe de existir, la que sería cortada por la inclinación de los sondeos.

No cabe duda que la siguiente fase de estudio debe dedicarse, principalmente, al estudio de la incomunicación de la trampa monoclinas con los afloramientos de la costa.

RESERVA SANTANDER MARINA 2

A escasa distancia de la anterior, el cañón de Oyambre abre una nueva posibilidad de inyección en los detríticos tipo fan delta del Eoceno-Oligoceno que cortó el sondeo Mar Cantábrico E-1. La calidad de las líneas sísmicas del área y los contrastes de impedancia promovidos por las diferentes litologías del sistema, permiten ver tanto la distribución de los cuerpos arenosos y conglomeráticos como el gran volumen que ellos pueden alcanzar.

El fan delta de Oyambre es un cuerpo aislado depositado al pie de la paleo-costa paleógena del Mar Cantábrico y por su contenido en almacenes de alta porosidad todo él representa una probable trampa estratigráfica de enormes dimensiones.

Las líneas sísmicas y el control del sondeo Mar Cantábrico E-1 permiten interpretar que el fan delta de Oyambre es del tipo energético decreciente y es de esta forma que pueden diferenciarse tres cuerpos principales superpuestos en vertical:

- Uno inferior (A) de enorme extensión ($> 600 \text{ Km}^2$) de arenas y conglomerados con matriz arenosa que en el sondeo Mar Cantábrico E-1 no fue cortado en su totalidad y mostró 640 m de almacén con una porosidad media del 12-14 %.
- Uno intermedio (B1) que se extiende a modo de ala sobre una superficie $> 200 \text{ Km}^2$ y que en el sondeo identifica 110 m de arenas con porosidad del 12-16 %.
- Y uno superior (B2), no cortado por el sondeo que, en probable continuidad con el anterior, tiene un espesor del orden de los 200 m y una extensión de 50 Km^2 .

Los tres cuerpos arenosos (A, B1 y B2) pueden llegar a constituir una trampa estratigráfica, pero dado que las líneas sísmicas no alcanzan hasta la línea de costa, esta parece más fiable para los dos superiores. De cualquier forma, dado que este fan-delta no aflora en costa, la posibilidad de trampa global aumenta, sea por el mismo sis-

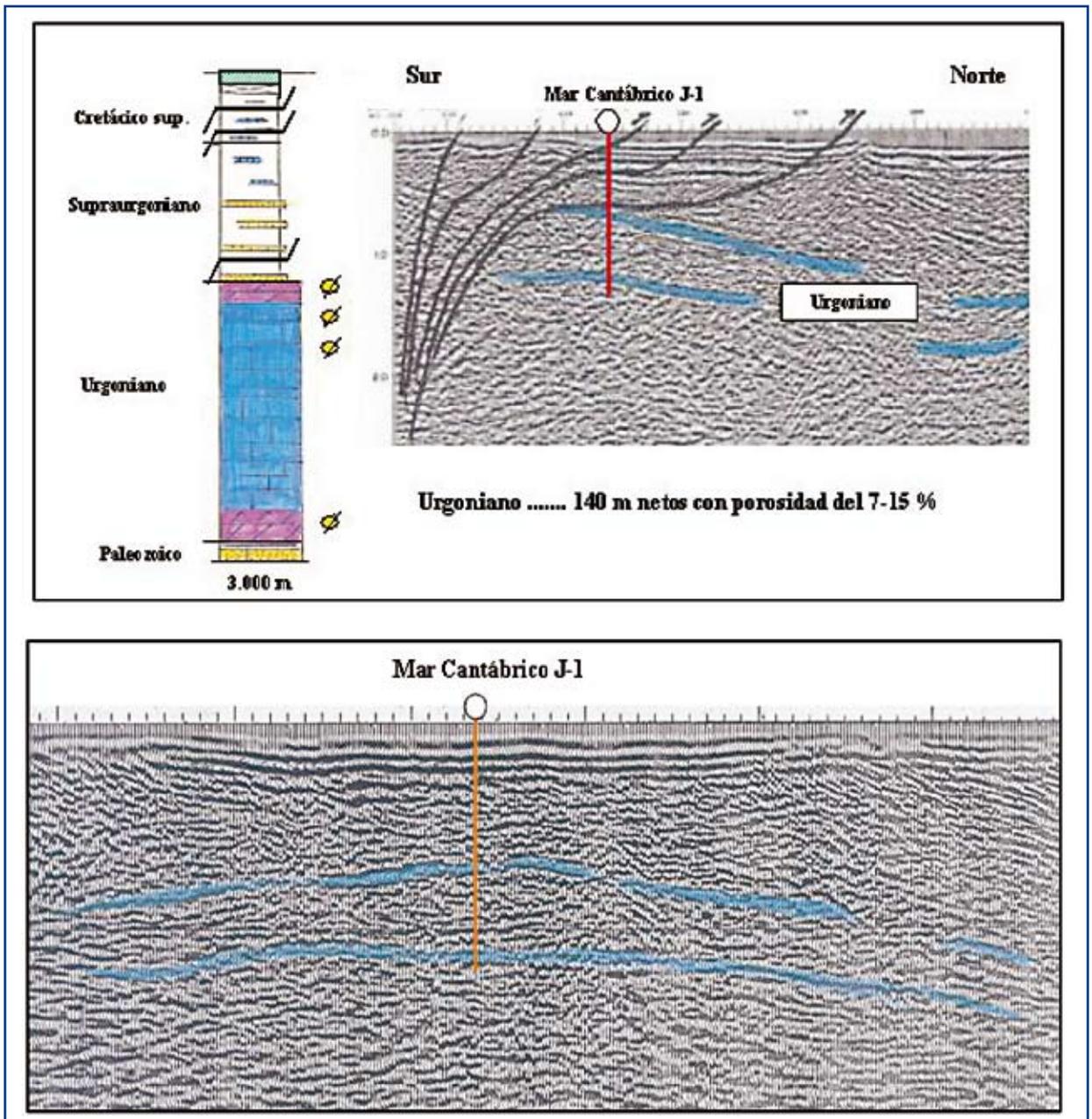


Figura 35. La posible trampa del sondeo Mar Cantábrico J-1 en líneas perpendicular a costa (arriba) y paralela (abajo).

tema de fallas de salto en dirección que cortan al proyecto Santander marino-1 y que corren paralelas a costa desde los afloramientos de Paleozoico del oeste de San Vicente de la Barquera, sea por su carácter energético decreciente que promovió que los cuerpos superiores B1 y B2 sean más externos que el basal e inicial A.

Dada la enorme capacidad de inyección de CO₂ que la totalidad o parte del fan delta acumulan, y las dudas relativas a su incomunicación con la costa, es evidente

que para ultimar esta posibilidad estaríamos obligados a realizar una pequeña sísmica, preferiblemente 3D, en el área no cubierta por las viejas líneas sísmicas.

La sísmica 3D sería tanto capaz de analizar la trampa estratigráfica gigante, como aquellas otras derivadas de los cuerpos B1-B2 o incluso de otros más modestos como los señalizados en la figura 36.

Una idea de la capacidad de cada uno de los supuestos almacenes puede expresarse en:

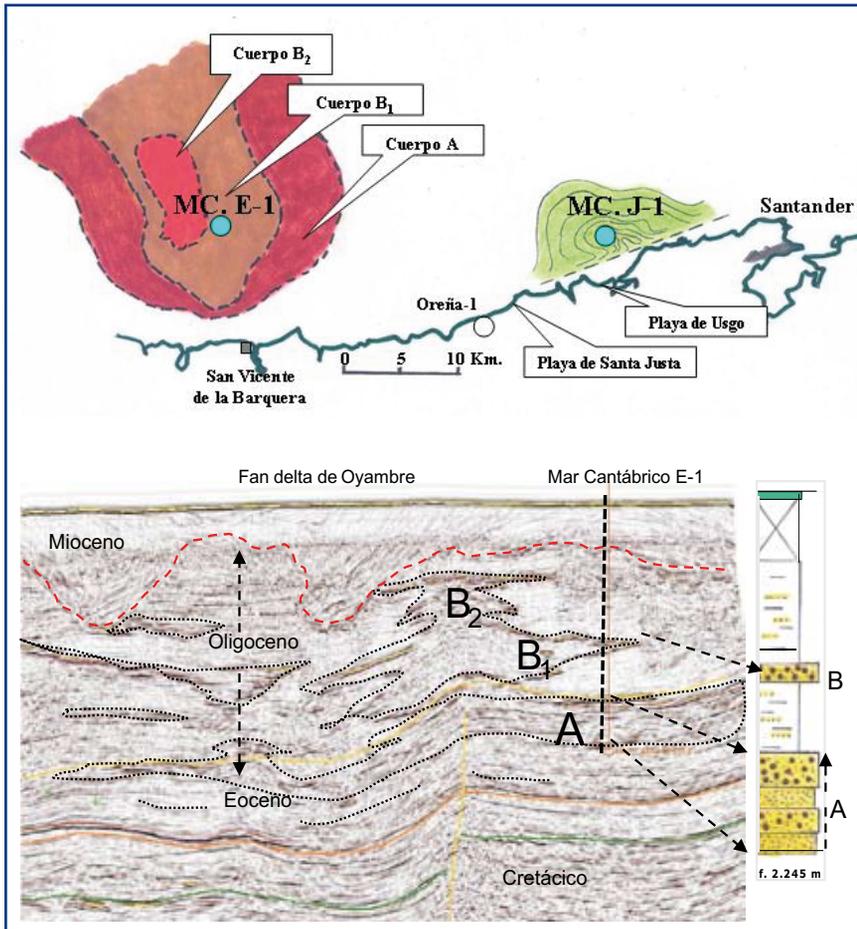


Figura 36. Esquemas del fan delta de Oyambre reconocido por el sondeo M. Cantábrico E-1.

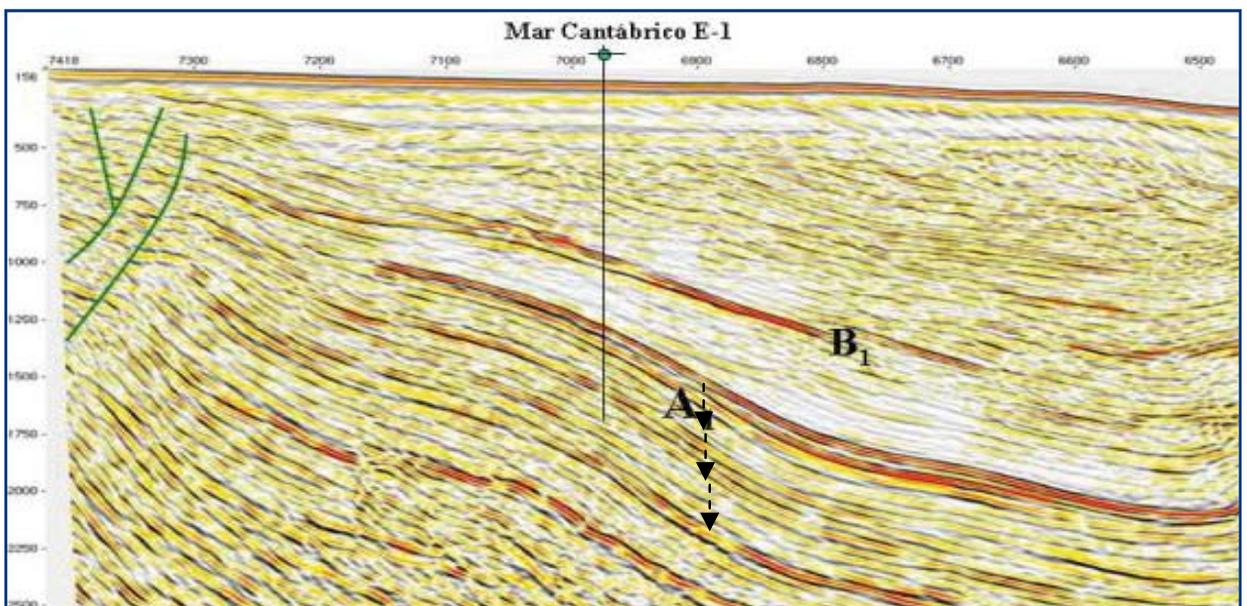


Figura 37. El fan delta de Oyambre en una línea sísmica perpendicular a costa.

Cuerpo Acapacidad alta a muy alta

Cuerpo B1media
Cuerpo B2 ..baja a media

Ante estas cifras, conviene notar que es altamente probable que en la cabecera del sistema, cercanía a la costa, los cuerpos A, B1, y B2, estén superpuestos (comunicados en vertical) y sellados por un delgado paquete arcilloso del Mioceno, de ahí el bajo factor de compresión usado (30-50) para no dañar este delgado sello. Dado el volumen que el conjunto representa, es evidente que con sólo utilizar un pequeño porcentaje del mismo estaríamos ante una posibilidad que amerita una segunda fase de investigación que sin duda pasa por la adquisición de nuevas líneas sísmicas.

La segunda fase de estudio debe focalizar su atención en estimar que tipo de programa sísmico podría dilucidar las incógnitas que el proyecto todavía envuelve en las proximidades de la costa.