

Estudio de hidratos de gas en la ocurrencia de deslizamientos de taludes submarinos

Study of Gas Hydrates in the Occurrence of Submarine Landslides

Andrea Rodríguez Martínez^{1*}, Marco Terzariol²

Resumen

Los hidratos de gas son cristales en apariencia muy similar a la del hielo, que se forman por la presencia de agua y gas, a alta presión y relativamente baja temperatura. Los hidratos de gas se pueden encontrar de forma natural bajo lagos o en el océano, generalmente en sedimentos.

Un caso particular ha sido el de hidratos de metano, el cual ha cobrado mayor interés en las últimas décadas por su potencial uso desde el punto de vista energético y por su impacto ambiental. Su disociación puede generar un aumento de presión de poros y la consecuente disminución en la resistencia de los suelos, desestabilizando el fondo marino. Es por esto que estudiar la ubicación y el comportamiento de los hidratos de gas es de gran importancia para el diseño, construcción e instalación de infraestructuras submarinas y en el tendido de cables y tuberías en el fondo marino.

El presente artículo tiene como finalidad brindar información sobre algunos métodos empleados para el reconocimiento y caracterización de los hidratos de gas y diversos factores que pudieran influir en su desestabilización; así mismo, algunos modelos que relacionan estos procesos de desestabilización con la ocurrencia de fenómenos de inestabilidad en taludes submarinos.

Palabras clave: hidratos de gas; ambientes marinos; deslizamientos submarinos; geociencias, tecnología;

Abstract

Gas hydrates are crystals in appearance very similar to the ice, formed within the sediments by the presence of water and gas at high pressure and relatively temperature. Gas hydrates can be found naturally on lakes and oceans, usually in sediments.

A particular case has been the methane hydrate, which has become more and more interesting in recent decades because of both its potential use as an energy resource and, also, its environmental impact. Hydrates dissociation can generate an increase in pore pressure, which causes decrease in soil resistance leading to destabilizing seabeds.

That is why studying the location and behaviour of gas hydrates is so important for the design, construction and installation of subsea infrastructure and in the laying of cables and pipelines on the seabed.

This research provides information about several methods used for the study and characterization of gas hydrates and some factors that could influence the destabilization of methane gas hydrates; it also includes some of the models that relate this phenomenon of destabilization with the occurrence of landslides submarine slopes.

Key Words: gas hydrates; marine environments; submarine landslides; geosciences; technology;

1. INTRODUCCIÓN

Los hidratos son compuestos cristalinos que se forman por la presencia de agua y gas, y pertenecen a una clase de sólidos conocida como clatratos, del griego “emparrillado”, debido a que su estructura básica está constituida por un cristal enrejado de moléculas de agua, que contiene una molécula de gas denominada huésped. En el caso del gas metano, el cual se genera de la descomposición de la materia orgánica o proviene de emanaciones naturales en zonas de concentraciones importantes (Beaudoin *et al.*, 2014), se denominan hidratos de metano.

Estos compuestos pueden encontrarse de forma natural en sedimentos como arenas y arcillas en zonas de *permafrost* y lagos profundos en medios continentales y en

diversos ambientes marinos (donde ocurren las mayores concentraciones, Kvenvolden *et al.*, 1993; Kvenvolden & Lorenson, 2010; Ruppel *et al.*, 2011), que van desde el talud continental hasta aguas profundas.

Los hidratos de gas se forman cuando existen cantidades suficientes de agua y gas, bajo condiciones de temperatura y presión particulares; este proceso también dependerá de la composición y solubilidad del gas, la salinidad del fluido y geología de la zona (Kumar & Rajput, 2011; Lu *et al.*, 2013). Su morfología se puede estimar por las características de las partículas sedimentarias, especialmente por el tamaño de los granos y el estado de las presiones efectivas (Dai *et al.*, 2012).

Si bien las grandes acumulaciones de hidratos se consideran un recurso energético potencial (Kvenvolden, 1993; NETL, 2011; Zheng *et al.*, 2016) su desestabilización resulta en la modificación de la estructura de los sedimentos donde se acumulan (Santamarina *et al.*, 2012). Los excesos de presión de poro que se generan por la disociación de hidratos, pueden propiciar la pérdida en la resistencia de corte de los sedimentos y por ende desarrollar fenómenos de inestabilidad

* Autor de contacto: andrearodriguezm81@gmail.com

¹ Ingeniero Geólogo. Universidad de Los Andes, Mérida-Venezuela.

² Ingeniero Civil. Universidad de Ciencia y Tecnología Rey Abdalá, Arabia Saudita.

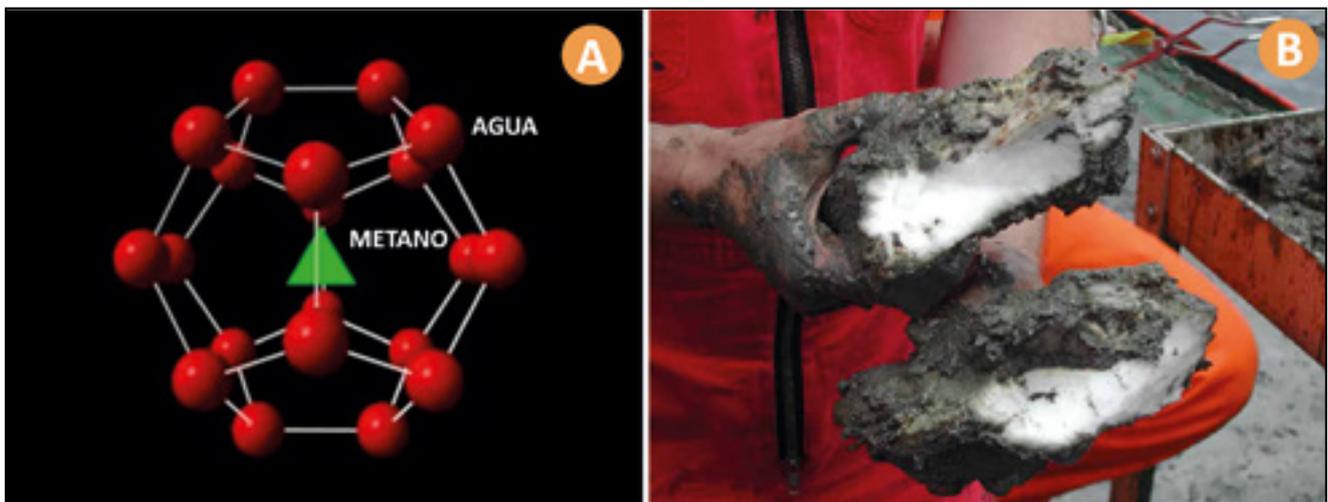


Figura 1. (A) Estructura básica y (B) muestra de mano de un hidrato de gas metano. Adaptada de Beaudoin *et al.*, 2014.

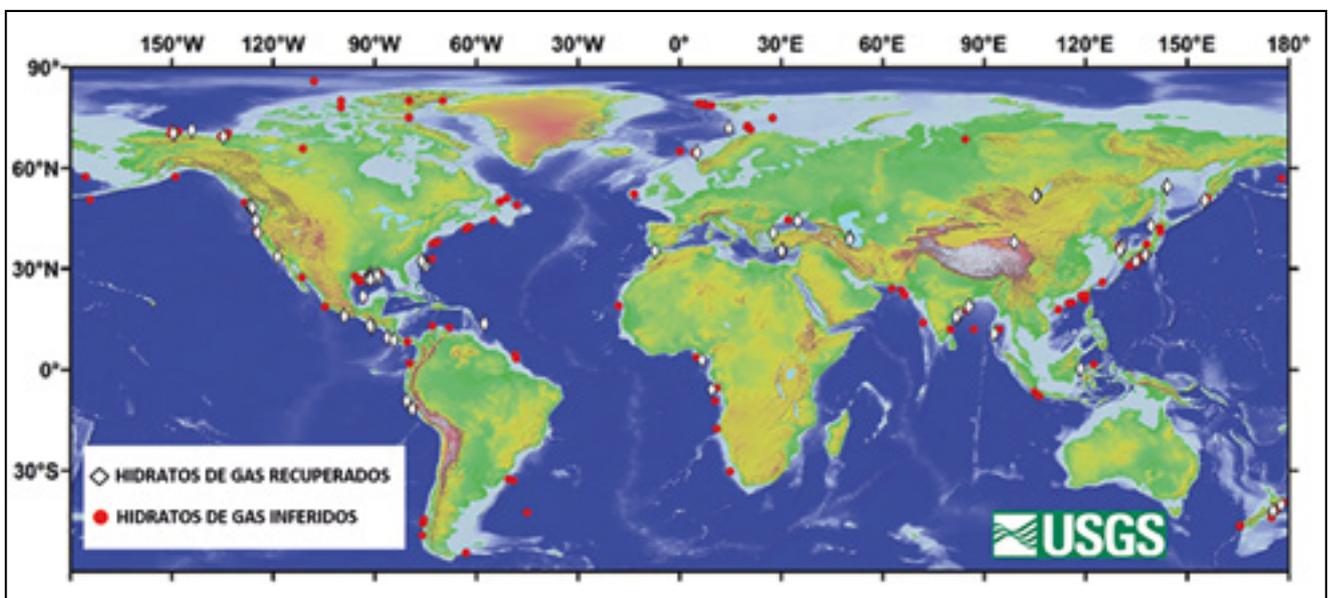


Figura 2. Hidratos de gas a nivel mundial. Tomada de US Geological Survey, 2014.

2. DISTRIBUCIÓN MUNDIAL DE HIDRATOS DE GAS

Los hidratos de gas se han identificado en numerosos ambientes a nivel mundial, encontrándose en regiones con permafrost de Alaska, norte de Canadá y Siberia. Están ampliamente distribuidos en ambientes marinos, a diversas profundidades en el margen continental externo, en sedimentos del fondo y subsuelo marino del talud y en la elevación continental (González, 2002).

La mayoría de estas concentraciones se determinan a partir de métodos indirectos ya sea por secciones sísmicas, registros diarios de pozos, información sobre perforaciones y mediciones de salinidad del agua intersticial. Sólo una pequeña parte se obtiene del muestreo directo realizado en programas de perforación científica (rombos blancos).

Algunas de las regiones en ambientes marinos donde se han recuperado muestras de hidratos son: “North Slope” de Alaska, mar Beaufort en Canadá, costa continental de Cascade a las afueras de Vancouver, Blake Outer Ridge fuera de la costa oriental de los Estados Unidos, norte del Golfo de México, costa afuera de México, Costa Rica y Perú; Svalbard en el Ártico, Messoyakha en Rusia;

costa afuera de Japón, Corea del Sur, China, India y Nueva Zelanda (Beaudoin, *et al.*, 2014). Otras zonas a partir de datos indirectos son (Collet, *et al.*, 2000): Fosa de Centroamérica, costa afuera de Guatemala, Uruguay, Chile, Brasil, Argentina y Colombia; mar Negro, mar Caspio, mar Mediterráneo y mar de Ojotsk en el Océano Pacífico.

Las concentraciones de hidratos a nivel mundial estimadas se encuentran alrededor de $3 \times 10^{15} \text{ m}^3$ y 10^{17} m^3 , mientras que el volumen técnicamente recuperable está en el orden de los $3 \times 10^4 \text{ m}^3$ (Sloan & Koh, 2007; Boswell & Collet, 2011). Con el transcurso de los años, estos cálculos han ido en descenso y las reservas de gas convencional son mucho menores a las estimaciones más bajas de los hidratos de gas (Terzariol 2015).

3. FORMACIÓN Y ESTABILIDAD DE HIDRATOS DE GAS EN MEDIOS MARINOS

En sistemas naturales, la solubilidad del metano se incrementa con la profundidad (figura 4) y es casi constante por debajo del nivel estratigráfico, donde el hidrato de gas deja de ser estable, ya que se eleva con los aumentos

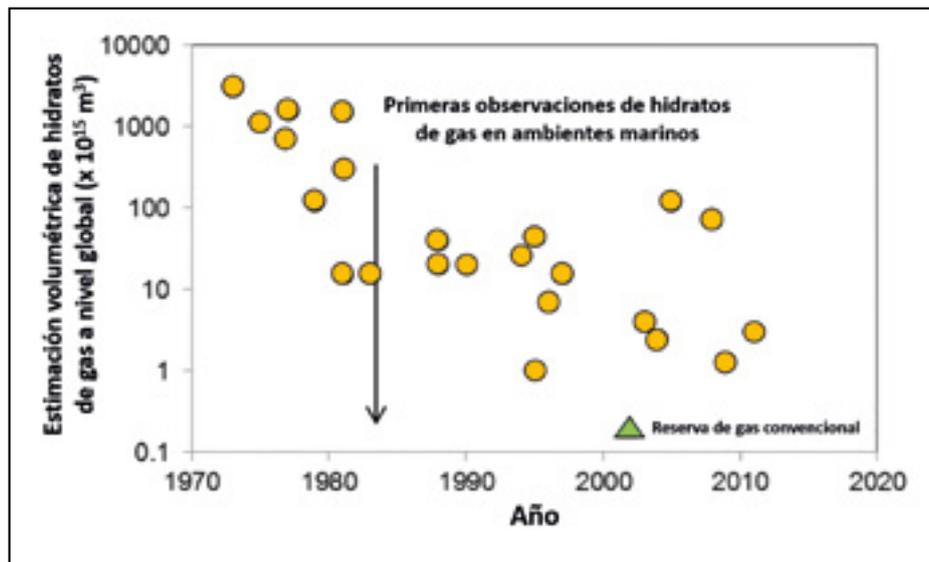


Figura 3. Estimación de acumulaciones de hidratos de gas y reservas de gas convencional a nivel mundial. Adaptada de Terzariol, 2015.

de presión y disminuye con los incrementos de temperatura, alcanzado un balance ante la ausencia de hidratos. A cierta profundidad, los fluidos que migran a través de la columna de sedimentos pueden no estar totalmente saturados de metano, por lo tanto, la precipitación de los hidratos no se inicia hasta que no se alcance un nivel donde el límite de solubilidad sea lo suficientemente baja como para igualar la concentración de metano en el fluido ascendente (parte inferior de la zona de ocurrencia de hidratos, figura 4).

Es por ello que existe un nivel que aun cuando cuenta con las condiciones ideales para que los hidratos sean estables (zona de estabilidad de hidratos de gas ó GHSZ: *gas hydrate stability zone*); no presenta acumulaciones de hidratos de gas. El nivel donde precipitan los hidratos de gas (nivel naranja en la figura 4) se conoce como zona de

ocurrencia de hidratos de gas o GOHZ (por sus siglas en inglés) y suele ser más delgada que la zona de estabilidad (GHSZ).

4. MODOS DE OCURRENCIA DE HIDRATOS DE GAS EN MEDIOS MARINOS

La mayoría de las muestras de hidratos de gas se presentan en la naturaleza exhibiendo tres estilos de morfología (Dai *et al.*, 2011): 1) como partículas finas o granos individuales que rellenan los espacios porosos entre los sedimentos, 2) como lentes o venas rellenas fracturas y vacuolas (Collet *et al.*, 2009) y 3) como cuerpos masivos, estructuras nodulares o lenticulares (Collet, 2001). Estas formas pueden observarse en muestras recuperadas en Cono de Rio Grande Brasil representadas en la figura 5.

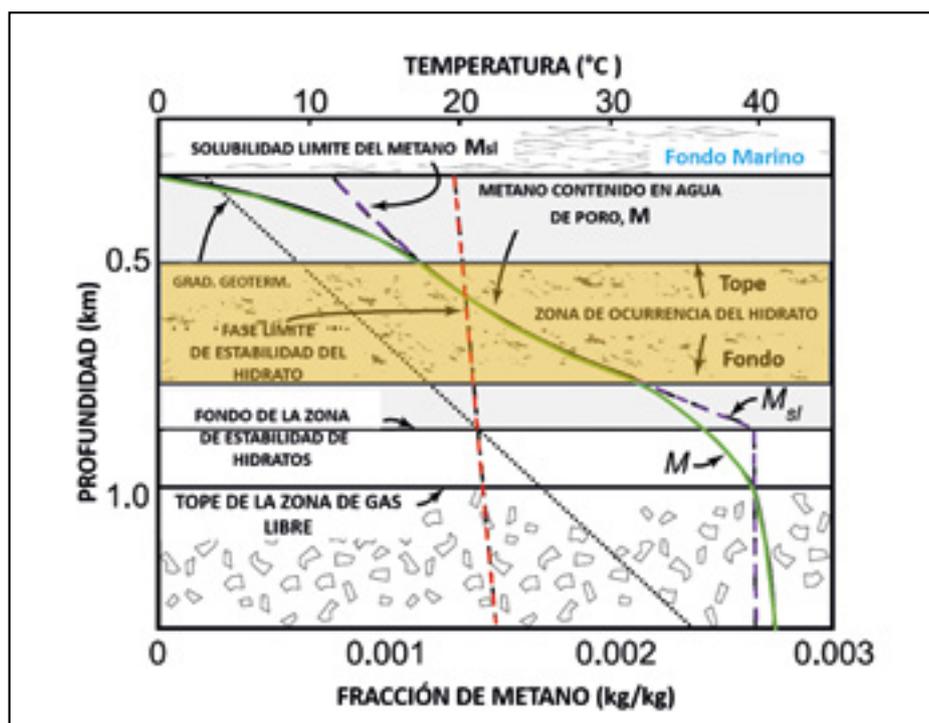


Figura 4. Diagrama de formación de hidratos en los sedimentos. Tomada de Waite *et al.*, 2009.

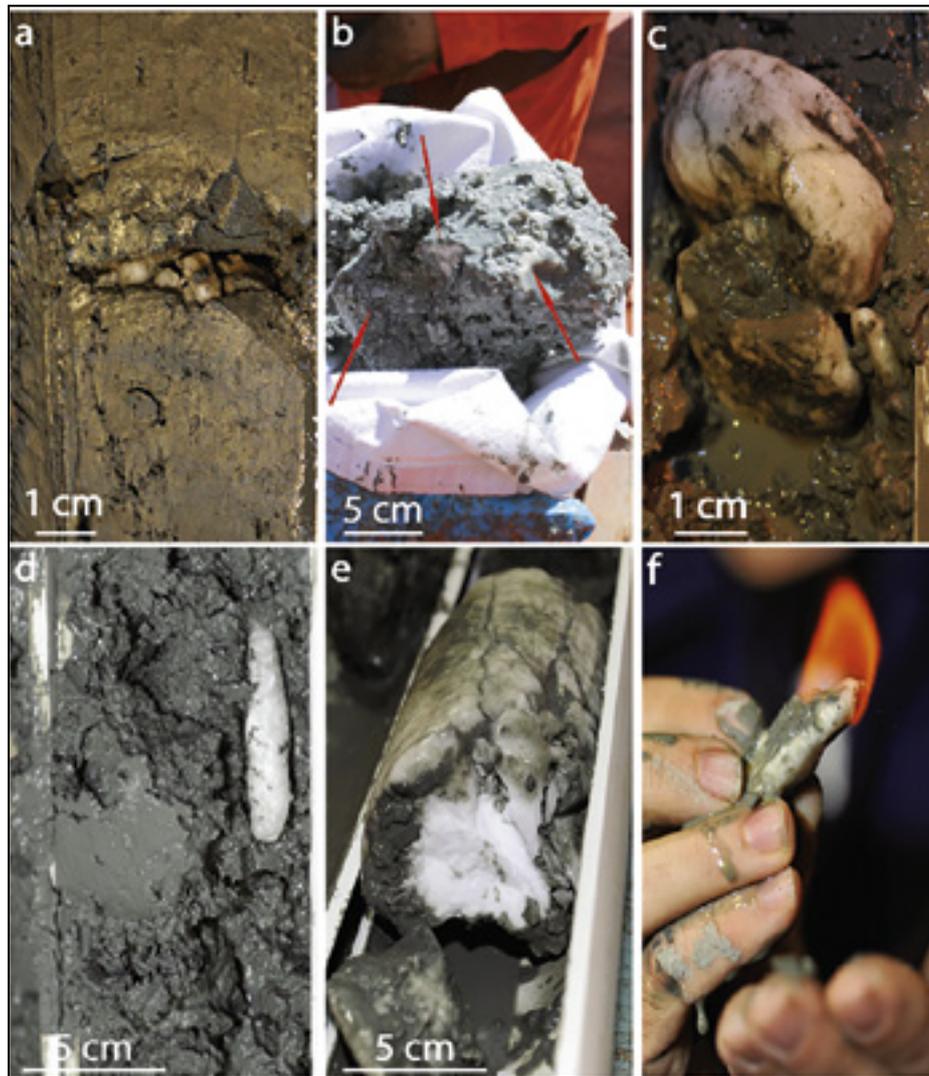


Figura 5. Hidratos de gas en muestras de Cono de Río Grande, Brasil, a) capas finas laminadas (2-3 mm de espesor); b) granos de hidratos diseminados en matriz arcillosa; c) nódulos masivos de 2 a 3 cm de diámetro; d) tubos delgados de 1 a 2 cm de diámetro, e) capas masivas (25 cm de espesor) y f) muestra de hidrato de gas encendida. Tomada de Miller *et al.*, 2015.

La manera en que se encuentran los hidratos de gas dentro de los sedimentos dependerá del balance entre las tensiones locales efectivas y las presiones capilares desarrolladas por la masa de hidratos, cuya relación viene representada por ψ (Dai *et al.*, 2011).

$$\psi = \frac{(10\gamma_{hw})}{(d_{10}\sigma')} \quad [1]$$

- γ_{hw} = tensión de la interfase hidrato-agua (capilaridad).
- d_{10} = diámetro de la garganta de poro determinado por la fracción de sedimento fino (percentil 10).
- σ' = presiones efectivas.

Cuando $\psi > 1$, la capilaridad prevalece y por ende los hidratos pueden desplazar las partículas en todas las direcciones, desarrollándose como cuerpos masivos o nódulos (figura 6). En este caso valores bajos de d_{10} como de presiones efectivas (σ'), propician la formación de hidratos de gas por segregación o desplazamiento. En aquellos casos donde existen mayores valores de d_{10} y altas presiones efectivas, los hidratos de gas suelen formarse rellenando los espacios de poro existentes, siendo $\psi < 10^{-3}$ (figura 6). En una condición intermedia $10^{-3} < \psi < 1$ los hidratos se forman

bajo capilaridades controladas, pero el desplazamiento de los granos estará preferencialmente alineado con las presiones principales mínimas locales σ'_3 , lo que permite las acumulaciones de hidratos en forma de lentes y venas (figura 6).

5. RECONOCIMIENTO E INTERPRETACIÓN DE HIDRATOS DE GAS

A partir de métodos directos se pueden identificar y caracterizar acumulaciones de hidratos de gas, así como obtener muestras de sedimentos tomados del suelo marino (Kvenvolden, 1993; Casas D., 2005); también pueden emplearse métodos indirectos, como datos geofísicos, geoquímicos, geotécnicos y geológicos. La integración de esta información permite elaborar secciones geológicas y estructurales, desarrollar modelos de formación de hidratos y estimar concentraciones de gas libre o en estado sólido.

5.1. Campañas de obtención y análisis de muestras de fondo marino

A partir de herramientas y equipos de extracción de sedimentos se obtienen muestras del fondo marino, que

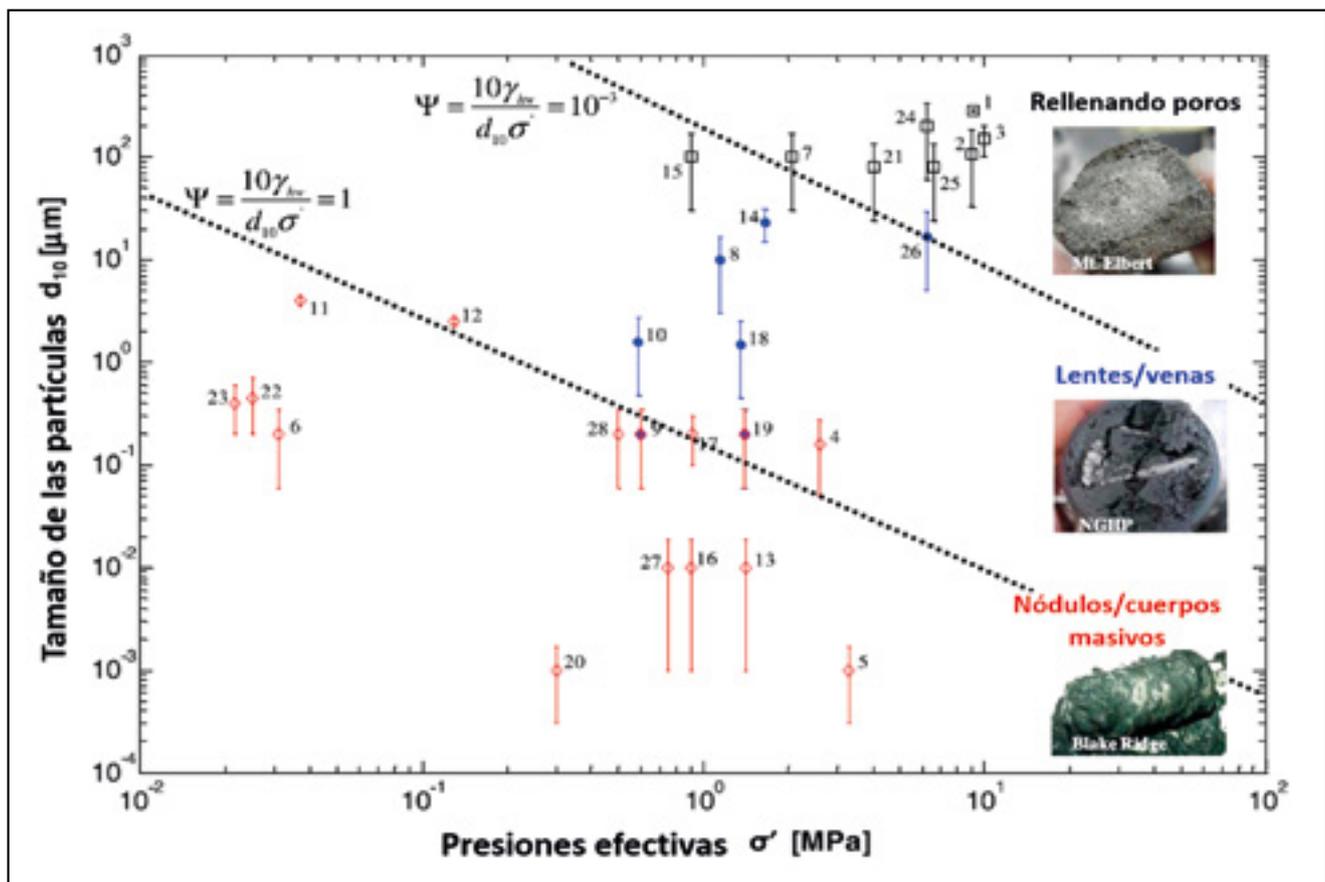


Figura 6. Morfología de hidratos de gas en los sedimentos. Adaptada de Dai et al., 2012.

son descritas a bordo de la embarcación y/o enviadas a laboratorios con el fin de ser analizadas. Las mediciones relativas de salinidad del fluido (*freshening*) son de gran aplicabilidad en niveles poco profundos, donde los hidratos de gas suelen encontrarse en bajas concentraciones y ser bastante inestables (Kastner *et al.*, 1995; Hesse, 2003). También puede realizarse el escaneo de núcleos con cámaras infrarrojo, para detectar el enfriamiento de los sedimentos generado por la disociación endotérmica de los hidratos.

Existen equipos que permiten la extracción de los sedimentos sin alterar su estructura y condiciones *in situ*, a fin de observar la morfología original de los hidratos en el subsuelo y realizar análisis no destructivos como ensayos de densidad- rayos gamma, velocidad de ondas P e imágenes de rayos X (Geotek Ltd, 2011). Unos de estos equipos es el de presión (PCS: *pressure core sampler*) de donde se puede recuperar muestras del fondo marino manteniendo presiones de hasta 10.000 psi (Huey, 2009).

Los registros de pozo también juegan un papel importante en la investigación de hidratos de gas, ya que a partir del análisis de sus propiedades físicas (litología, resistividad, densidad, rayos gamma y potencial espontáneo; porosidad de neutrón y velocidades sísmicas) se puede inferir su acumulación (Goldberg *et al.*, 2010).

Existen equipos que sirven para obtener imágenes del fondo marino haciendo posible identificar diversos rasgos que pudieran asociarse con la acumulación de hidratos (escapes de gas, afloramientos o montículos, volcanes de fango, depresiones, entre otros); dentro de esta categoría se encuentran los vehículos sumergibles o ROV (*Remote Operated Vehicle*) en los que se suelen instalar otras

herramientas como los equipos de adquisición de datos geofísicos y resonancia magnética nuclear (NOAA, 2014).

5.2. Caracterización geotécnica

En la caracterización geotécnica de hidratos de gas *in situ* se emplean por lo general equipos de penetración de cono con medición de presión de poros, capaces de realizar mediciones a grandes profundidades de columna de agua y a decenas de metros por debajo del fondo marino (Sultan *et al.*, 2007). Dentro de esta categoría destaca el clásico CPTU que mide presiones intersticiales o de poros; y el cono sónico CPTUS, que registra velocidades de ondas P. Una herramienta estándar en el análisis de testigos marinos es el "Multi Sensor Core Logger" (MSCL) (Casas, 2005). Se trata de un sistema automatizado que permite medir parámetros como densidad total del sedimento por atenuación de rayos gamma, susceptibilidad magnética y velocidad de ondas P. Otra manera de caracterizar los depósitos de hidratos en el laboratorio, es mediante el uso de equipos de medición triaxial (Winters *et al.*, 2009; Collet *et al.*, 2000). Existe un equipo que simula las condiciones de presión y temperatura en laboratorio para generar la producción de hidratos en muestras de sedimentos (controlando las cantidades de agua, gas, hielo e hidratos); este se conoce como GHASTLI (*Gas Hydrate and Sediment Test Laboratory Instrument*) y fue diseñado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos para medir las propiedades geomecánicas y geofísicas de muestras que contienen hidratos de gas (Winters *et al.*, 2009).

Las muestras obtenidas con los equipos de *pressure core sampler* son llevados al laboratorio para la realización de

diversos análisis que permitan caracterizar el comportamiento geomecánico de los sedimentos que constituyen el suelo marino. Entre estos ensayos se pueden mencionar los análisis de muestras de fluidos; la medición de velocidades de ondas P y S, resistencia al corte sin drenaje, conductividad eléctrica y temperatura interna del núcleo (IPTC *Instrumented Pressure Testing Chamber*); también se pueden controlar tensiones efectivas, conductividad termal y resistividad eléctrica (ESC *Effective Stress Chamber*); (DSC *Direct Shear Chamber*) (Santamarina *et al.*, 2012).

5.3. Caracterización geofísica

Desde el punto de vista de exploración las propiedades físicas de los hidratos de gas son similares a las del hielo; tienen altas velocidades de onda sísmica 3300 m/s, bajas densidades $\sim 0,9 \text{ g/cm}^3$ (Helgerud *et al.*, 1999) y módulo

de elasticidad comparable; las acumulaciones de hidratos presentan baja conductividad iónica. La formación de hidratos de gas dentro de los sedimentos incrementa los módulos de rigidez y de compresibilidad, y las velocidades de ondas P y S; estos elementos sólidos reemplazan el agua que se encuentra ocupando los espacios de poro, lo que genera una reducción de la porosidad neta y el incremento del módulo de elasticidad del sedimento. Además, como el agua de poro (que tiene mayor salinidad y por ende es más conductiva que el hidrato), se consume durante el proceso de formación del hidrato, la resistividad del medio se ve incrementada (Riedel *et al.*, 2010). Por otro lado, la presencia de gas libre tiene un alto impacto sobre las propiedades físicas de los sedimentos. Sísmicamente, una baja concentración de gas libre puede reducir drásticamente las velocidades de ondas P (con muy pocos o imperceptibles efectos sobre las velocidades de ondas S); lo que dependerá

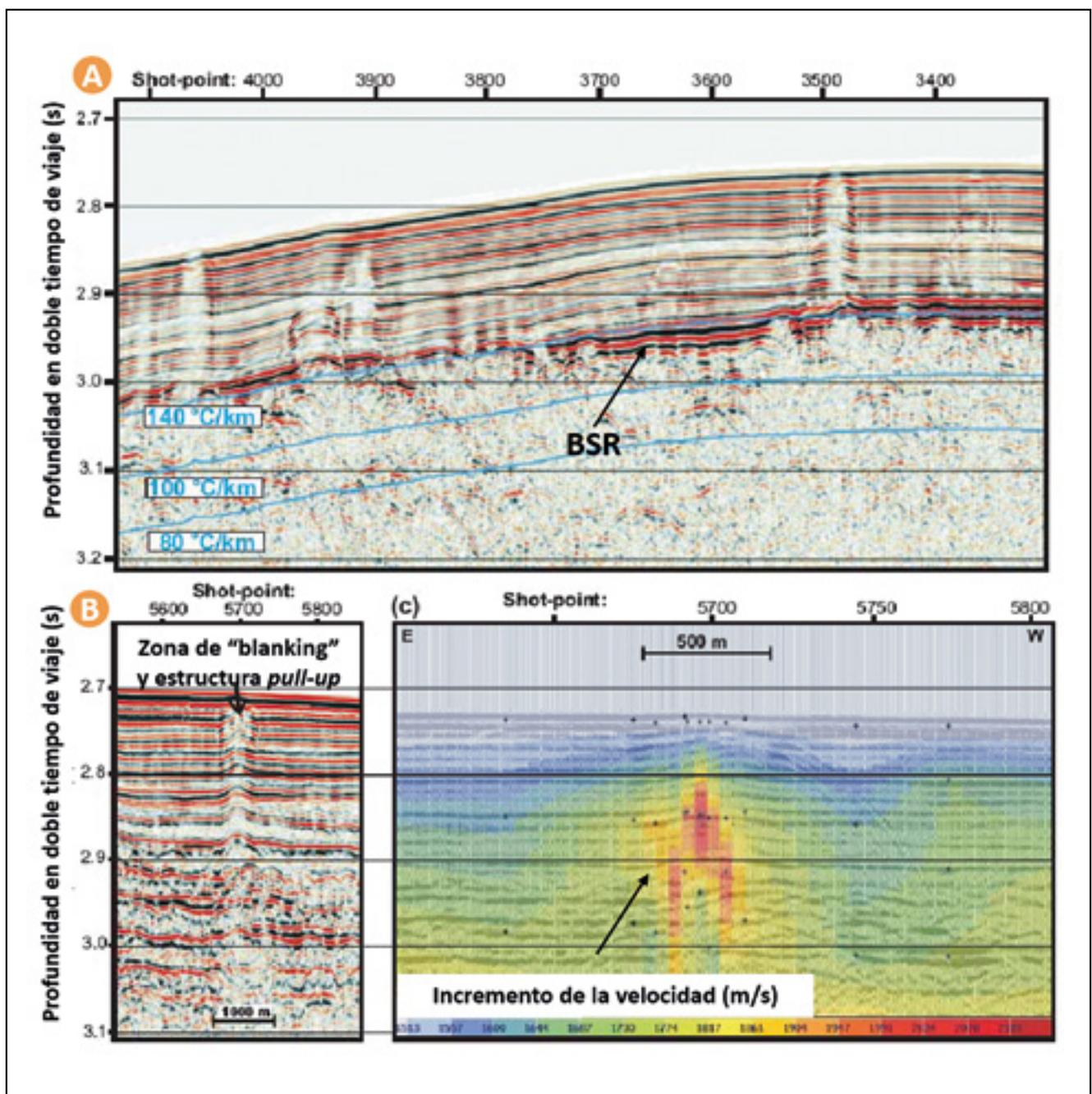


Figura 7. Sección sísmica - cuenca Ullung, mar de Japón: (A) Zonas de *blanking* y BSR; (B) estructura *pull-up* e incrementos de velocidades de amplitud. Adaptada de Chun *et al.*, 2010.

principalmente del régimen de presión en el ambiente (Desmons, 1996). Al igual que el hielo y los hidratos de gas, el gas libre es eléctricamente resistivo. Todas estas alteraciones en las propiedades físicas de los sedimentos se traducen en anomalías geofísicas (*bright spots* en las secciones sísmicas o eventos de alta resistividad en los registros eléctricos); haciendo que este tipo de estudios sea de gran interés y aplicabilidad para identificar y caracterizar las acumulaciones antes mencionadas (Riedel *et al.*, 2010).

Uno de los principales indicadores acústicos que permite inferir la posible acumulación de hidratos de gas en secciones sísmicas de reflexión es el reflector simulador del fondo marino (BSR: *Bottom Simulating Reflector*) (figura 7A); así mismo se pudieran correlacionar con aumentos de velocidades de amplitud y estructuras *tipo pull-up* y *blanking* o “chimeneas” (figura 7B).

En aquellas zonas donde se sospecha la existencia de hidratos de gas y que en las secciones sísmicas no es posible evidenciar la presencia del reflector simulador del fondo (BSR), se emplean técnicas remotas electromagnéticas como las imágenes de fuentes controladas electromagnéticas (CSEM *controlled-source electromagnetic*) y los estudios magneto-telúricos pasivos (MT) (Riedel *et al.*, 2010).

5.4. Caracterización geoquímica

Existen análisis geoquímicos que permiten identificar la presencia de hidratos de gas en los sedimentos, como la técnica del “gas libre” que se basa en analizar los gases presentes en la muestra haciendo uso de un cromatógrafo de gases. Este aparato realiza un estimado de las cantidades volumétricas de hidrocarburos volátiles (metano, etano, entre otros) que se disolvieron en el agua de poro y posteriormente fueron atrapados en los hidratos o burbujas de gas (Thiery *et al.*, 1998). Con los datos obtenidos se construye un gráfico (en escala logarítmica) de la relación metano/etano en función de la profundidad y se representa como una línea recta debido a la disminución exponencial que sufre la concentración de los gases con la profundidad. Un cambio repentino en la pendiente de esta recta dará una aproximación de la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas (Nixon & Grozic, 2004).

Otro método geoquímico para inferir la presencia de hidratos es el análisis de las concentraciones de cloruro en el agua de poro, ya que los hidratos de gas sólo contienen agua pura y carece de la salinidad y otros compuestos que puedan estar presentes en el agua del mar (Hesse & Harrison, 1981; Collet *et al.*, 2000). Inmediatamente después de la cristalización de la molécula de hidrato, el agua marina circundante se enriquece con los componentes expulsados como el cloruro. Las mediciones de salinidad tomadas en ese momento, mostrarán altas concentraciones de cloruro, lo que proporciona un contraste que evidencia la posible presencia de hidratos de gas (Hess & Harrison, 1981).

5.5. Caracterización geológica

Dentro de esta categoría se encuentran aquellas evidencias geológicas que permitan inferir la presencia e interacción de los hidratos de gas con los distintos ambientes de sedimentación. Entre los rasgos de interpretación geológica más característicos se encuentran la morfología del

fondo marino y las evidencias de migración de fluidos, que suelen manifestarse como irregularidades del lecho marino, montículos, cuerpos diapíricos, estructuras tipo *pockmarks*, entre otros.

6. HIDRATOS DE GAS Y DESLIZAMIENTOS DE TALUDES SUBMARINOS

La inestabilidad de taludes submarinos está íntimamente relacionada con las variaciones del comportamiento geomecánico de los sedimentos que conforman el suelo marino. Estas variaciones responden a diversos factores externos y de duración cíclica, como la acumulación continua de los sedimentos, los procesos de erosión y la actividad tectónica; o externos y de naturaleza transitoria, donde destacan los sismos y las tormentas submarinas.

El comportamiento geomecánico de los materiales también puede verse influenciado por factores internos, los cuales tienen relación con la formación y diagénesis de los sedimentos. Dentro de esta categoría se encuentran las acumulaciones de gas libre y los hidratos de gas, elementos que por lo general originan cambios de volumen y variaciones en las presiones de poro, porosidad y permeabilidad del material sedimentario.

6.1. Formación de hidratos de gas

Durante la formación de los hidratos de gas, el agua líquida y los gases (metano, en su mayoría) pasan a formar parte del espacio poroso como cristales sólidos. Este reemplazo puede incrementar la resistencia de los sedimentos y reducir la porosidad y permeabilidad (Paull *et al.*, 2000). No obstante, la simple existencia de los hidratos de gas no siempre implica un aumento de la resistencia de los sedimentos que los contienen, ya que esto dependerá de otros factores como la profundidad del nivel sedimentario donde se formen los hidratos y el grado de saturación de los mismos (Sultan & Garziglia, 2011); así por ejemplo, si la saturación de gas es excesiva, pueden formarse burbujas de gas dentro del espacio poroso y generar la disminución de la resistencia de los sedimentos (Paull, *et al.*, 2000).

Es por esto, que la formación de hidratos de gas en sedimentos marinos puede tener dos connotaciones diferentes; por un lado, aportar resistencia en los sedimentos que los circundan, si se encuentra a determinadas profundidades y en ciertas concentraciones; mientras que por otro, su disociación representa la pérdida de resistencia de los sedimentos, constituyendo así un factor detonante en la ocurrencia de inestabilidades del fondo marino (Sultan *et al.*, 2004).

6.2. Disociación de hidratos de gas

La disociación de los hidratos de gas por lo general se lleva a cabo cuando se produce cualquier cambio en el equilibrio de temperatura, presión de poro, química del agua y/o salinidad del agua de poro. En este caso se genera la liberación de gas y agua, que ocupa un volumen superior al que tenían cuando conformaban una estructura sólida (Beaudoin *et al.*, 2014). Si los sedimentos no son lo suficientemente permeables el efecto neto será un incremento de la presión de poros (Kayen & Lee, 1993) haciendo

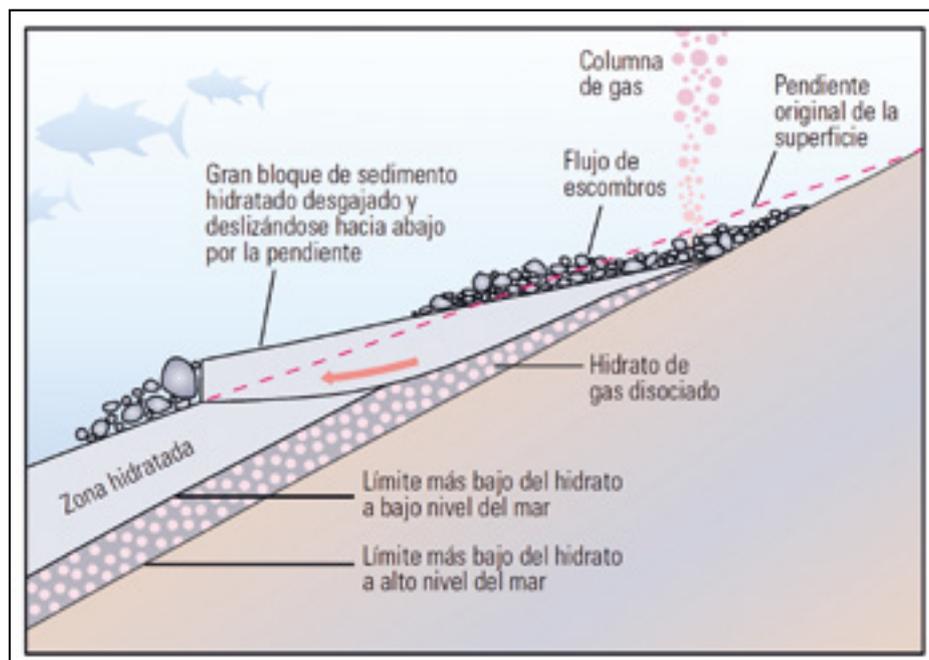


Figura 8. Deslizamiento de bloque submarino por disociación de hidratos de gas. Tomada de Collet *et al.*, 2000.

que los sedimentos se debiliten por el empuje entre sus granos (McIver, 1982; Kayen & Lee, 1993; Xu & Germanovich, 2006); si la presión de los intersticios es disipada por el flujo del fluido, lo que suele generarse es un incremento de volumen (Paull *et al.*, 2000).

La descomposición de hidratos de gas puede generar mayores presiones que la presión hidrostática (que es generada por el peso de la columna de agua en una zona determinada, Kayen & Lee, 1991), especialmente si las capas que conforman la sección estratigráfica son de baja permeabilidad y actúan como sello.

La formación y descomposición de los hidratos de gas tiene una estrecha relación con la zona de estabilidad de hidratos y los taludes submarinos. Esto puede apreciarse en el esquema de la figura 8, donde se muestra la inestabilidad de un bloque submarino debido a la presencia de hidratos de gas. En este caso la base de la zona de hidratos representa una discontinuidad en la solidez de la columna de sedimentos; como la presión decrece en esta zona, los hidratos pueden disociarse en profundidad y ocasionar que el material no consolidado que se deposita en niveles superiores se deslice.

7. MODELOS QUE RELACIONAN LOS HIDRATOS DE GAS CON LA OCURENCIA DE DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

La mayoría de los modelos consultados durante esta investigación (tabla 1) consideran que la disociación de hidratos de gas en la base de la zona de estabilidad es uno de los principales factores activadores de deslizamiento de taludes submarinos (Nixon & Grozic, 2006; Sultan, 2007; Ellis *et al.*, 2010; Sultan *et al.*, 2011). Existen pocos trabajos teóricos y matemáticos que definan de manera exacta el mecanismo asociado con los procesos de deslizamientos submarinos (Sultan, 2007); sin embargo, en los últimos años se ha tratado de evaluar dichos fenómenos a partir de la estimación de los excesos de presión de poro generados durante la disociación de hidratos de gas. Entre estos

estudios se encuentran los análisis de laboratorio que demuestran que la presencia de hidratos en los espacios de poro incrementa la resistencia de los sedimentos (Yun *et al.*, 2007; Winters *et al.*, 2007). Análisis más recientes proponen que los deslizamientos de taludes submarinos con hidratos de gas, pueden originarse por procesos de disolución al tope de la zona de estabilidad (Sultan, 2007) o por la simple presencia de hidratos a ciertas profundidades y grados de saturación (Sultan & Garziglia, 2011).

A continuación se realiza una breve descripción de los modelos enunciados por Nixon & Grozic (2006, 2007) y Sultan (2007), los cuales pueden profundizarse consultando los artículos publicados por dichos autores.

7.1. Modelo de Disociación de Hidratos de Gas (Nixon & Grozic 2006, 2007)

Este modelo describe el impacto que puede tener la disociación de hidratos de gas en la estabilidad de taludes submarinos (Nixon & Grozic, 2006) haciendo un análisis del factor de seguridad (FS) en base a un modelo geomecánico y de taludes infinitos (Skempton & De Lory, 1957).

Es importante destacar que por tratarse de un modelo simple se idealizan ciertas condiciones del entorno y no se consideran algunos efectos que pudieran inducir una disminución de la presión de poro durante el proceso de disociación. Entre las condiciones que se asumen se encuentran la disociación completa e instantánea de los hidratos de gas, un suelo bajo condiciones no drenadas e hidratos de gas dispuestos en capas, a una profundidad uniforme bajo el fondo marino. Así mismo, el suelo presenta una saturación constante a lo largo del plano de falla y sus parámetros y propiedades se consideran uniformes en toda la extensión del talud (Nixon & Grozic, 2006). No se considera el factor tiempo, el cual pudiera influir en los efectos de generación y disipación de presiones de poros por efectos de disociación de hidratos de gas; tampoco se considera la existencia de posibles fallas, fracturas u otras vías de escape

MODELO DE ANÁLISIS	AUTOR(ES)
DISOCIACIÓN DE HIDRATOS	Dickens <i>et al.</i> , 1955
	Mclver, 1981
	Kvenvolden 1994, 1999
	Kayen, 1988; Kayen & Lee, 1991
	Paull <i>et al.</i> , 1996, 2000
	Pecher <i>et al.</i> , 2005
	Nixon & Grozic, 2006, 2007
Ellis, <i>et al.</i> 2010	
DISOLUCIÓN Y DISOCIACIÓN DE HIDRATOS	Sultan <i>et al.</i> , 2004, 2007
PRESENCIA DE HIDRATOS	Masui <i>et al.</i> , 2005, 2006, 2008
	Sultan, <i>et al.</i> , 2011

Tabla 1. Modelos de análisis de hidratos de gas en la ocurrencia de deslizamientos de taludes submarinos.

por donde pudiera migrar el fluido, ni las influencias de los cambios de presión y temperatura sobre la solubilidad del gas (Nixon & Grozic, 2006).

El Factor de Seguridad está representado por la ecuación 2, donde valores menores a la unidad indican que las fuerzas de movimiento son mayores a las de resistencia, mientras valores superiores a 1, corresponden con un talud que se encuentra bajo condiciones estables.

$$FS = \frac{c}{(\gamma' \cdot H) \sin \beta \cos \beta} + \frac{(\gamma \cdot H - \gamma_w \cdot Z) \cos \beta \tan !}{(\gamma' \cdot H) \sin \beta} - \frac{u \cdot \tan ! \cos \beta}{(\gamma' \cdot H) \sin \beta} \quad [2]$$

- c = cohesión
- γ' = peso unitario del suelo sumergido
- γ = peso unitario del suelo saturado
- γ_w = peso unitario de la columna de agua
- H = profundidad desde el fondo marino hasta la base de la capa de hidratos
- Z = profundidad de agua (batimetría)
- β = ángulo del talud
- $!$ = ángulo de fricción del suelo
- u = presión intersticial.

El modelo puede ser utilizado semejante a un análisis de sensibilidad a partir del estudio de cinco parámetros: 1) tasas de disociación de hidratos; 2) profundidades de agua y contenido de hidratos; 3) profundidades de la columna de sedimentos; 4) índice de plasticidad (IP) y 5) índice de vacíos (e). Los datos de entrada para hacer el análisis de estabilidad corresponden a taludes submarinos localizados en el mar de Beaufort (Alaska). Variando sólo uno de estos parámetros y manteniendo constante los demás valores, se obtuvieron resultados que permiten simular los diferentes

escenarios desarrollados durante la generación de un deslizamiento de talud submarino.

Así por ejemplo, para el análisis de sensibilidad de las tasas de disociación de hidratos se apreciaron las variaciones del factor de seguridad ante diferentes etapas de disociación. A partir del modelo geomecánico se determinó el cambio de volumen y el correspondiente incremento de presión de poro por la siguiente expresión (Nixon & Grozic, 2006):

$$\Delta \sigma' = -\Delta u = M \left[n \cdot (1 - S) \left[0,13 - 164,6 \frac{T_2}{298,15} \frac{1 \text{ atm}}{P_2} \right] - \left(\frac{P_L}{P_2} - 1 \right) V_{GL} \right] \quad [3]$$

- $\Delta \sigma'$ = Variación de la presión efectiva causada por la disociación del hidrato de gas.
- Δu = Variación de la presión de poro.
- M = Módulo de compresión confinada del suelo.
- n = Porosidad.
- S = Grado de saturación de agua.
- T_2 = Temperatura de equilibrio del hidrato de gas (°Kelvin).
- P_2 = Presión de equilibrio del hidrato de gas (atmósferas).
- P_L = Presión previa a la fase de disociación.
- V_{GL} = Volumen del gas libre previo a la presión P_L .

Donde el módulo de compresión confinada (M) se obtiene a partir del coeficiente de preconsolidación o compresibilidad a_v (4):

$$M = \frac{1 + e}{a_v} \quad [4]$$

Siendo e el índice de vacíos y a_v el coeficiente de compresibilidad del suelo; a_v se estima a partir de su relación con el índice de expansión c_s :

$$c_s = \frac{\Delta_e}{\Delta \log \sigma'} = \frac{\Delta_e}{\log(\sigma' + \Delta\sigma') - \log \sigma'} = \frac{\Delta_e}{\log\left(\frac{\sigma' + \Delta\sigma'}{\sigma'}\right)} = [5]$$

$$= \frac{\Delta_e}{0,434 \ln\left(1 + \frac{\Delta\sigma'}{\sigma'}\right)}$$

$$a_v = \frac{\Delta_e}{\Delta c'} = \frac{0,434 \cdot C_s \cdot \ln\left(1 + \frac{\Delta\sigma'}{\sigma'}\right)}{\Delta c'} \quad [6]$$

Al sustituir a_v en la expresión (4), se obtiene la ecuación para el módulo de compresión confinada:

$$M = \frac{(1 + e) \cdot \Delta c'}{0,434 \cdot C_s \cdot \ln\left(1 + \frac{\Delta\sigma'}{\sigma'}\right)} \quad [7]$$

Para calcular el índice de expansibilidad C_s se utilizan las correlaciones entre los índices C_s y C_c . El valor de C_c puede aproximarse para determinados valores de PI (Índice de Plasticidad) y gravedad específica G_s (Wroth, 1979) a partir de la ecuación 8.

$$C_c = \frac{PI \cdot G_s}{200} \quad [8]$$

- $C_s/C_c = 0,17$ para un Índice de Plasticidad (IP) de 15%
- $C_s/C_c = 0,34$ para un Índice de Plasticidad (IP) de 100%

Si se asume una relación lineal entre C_s/C_c y el Índice de Plasticidad IP, el valor del índice de expansibilidad C_s necesario para estimar M , tendrá la siguiente expresión:

$$c_s = (0,002 \cdot PI + 0,14) \cdot \left(\frac{PI \cdot G_s}{200}\right) \quad [9]$$

Esta última relación se obtiene en función del Índice de Plasticidad ya que este es un término común y de sencilla determinación en las muestras de suelo, lo que facilita los cálculos del módulo de compresión confinada (Nixon & Grozic, 2006).

A partir del análisis de sensibilidad realizado se pudo observar que la disociación de hidratos de gas aun cuando sea en muy bajo porcentaje, puede representar serias repercusiones en la estabilidad de los taludes submarinos. En este tipo de escenarios existe una mayor influencia de la profundidad de la columna de agua (batimetría) que del ángulo de inclinación del talud.

En este sentido, los taludes que se encontraban a menores profundidades de columna de agua fueron los más susceptibles a ser inestables por procesos de disociación de hidratos de gas. La posibilidad de generarse deslizamientos suele aumentar si el nivel de sedimentos donde se encuentra los hidratos están en niveles cercanos a la superficie del fondo marino o si el contenido de estos se incrementa en los espacios porosos de los sedimentos (Nixon & Grozic, 2006).

7.2. Modelo de Disolución y Disociación de Hidratos de Gas (Sultan et al., 2004; Sultan, 2007)

Al momento de relacionar las acumulaciones de hidratos de gas con la ocurrencia de inestabilidades en taludes submarinos, los procesos de disociación tienen mayor aplicabilidad que los de disolución (Beaudoin *et al* 2014); sin embargo, uno de los mayores deslizamientos submarinos ocurridos a nivel mundial se ha correlacionado con este último proceso. Se trata de la activación del gran deslizamiento de Storegga en Noruega (Sultan *et al.*, 2004), cuyas características analizadas para este evento no tiene una clara relación con procesos de disociación de hidratos de gas.

Una de las principales características que justifican esta ambigüedad, es que los sedimentos que se encuentran en la región generalmente son permeables y por tanto, los procesos de disociación de hidratos (en agua y gas libre) pudieron simplemente empujar el fluido y generar la liberación del gas a través de fracturas y otras vías de migración, sin incrementos de presión de poro significativos. Esto se corrobora con los cálculos realizados para la región, donde se ha estimado un aumento de la presión de poro del 0,2%, valor insuficiente como para desencadenar por procesos de disociación de hidratos de gas un deslizamiento de la magnitud de Storegga (Bouriak *et al.*, 2000).

Por otro lado, el deslizamiento de Storegga se inició al pie del talud (Kvalstad *et al.*, 2005) y probablemente los hidratos de gas se disociaron en la cabecera del talud (niveles más superficiales) en dirección hacia la línea de costa (Mienert *et al.*, 2005). Además, la escasa uniformidad de la distribución de los hidratos de gas es poco coincidente con la superficie de deslizamiento, lo que hace suponer que la disociación de los hidratos no proporcionó una superficie de discontinuidad capaz de generar un deslizamiento (Bryn *et al.*, 2005; Kvalstad *et al.*, 2005).

Por las razones antes mencionadas y partiendo de la existencia de concentraciones de hidratos de gas en la zona de Storegga, surge la necesidad de plantear otro mecanismo que relacione estos compuestos con la ocurrencia de fenómenos de inestabilidad. Es por ello que para el área de Storegga, los autores analizan el mecanismo de disolución de hidratos de gas como posible generador de excesos de presión de poro, debido al calentamiento de la superficie del fondo marino (Sultan *et al.*, 2004). Dentro del análisis se consideran los excesos de presión de poro y las discontinuidades que pudieron generarse por los procesos de disolución.

La combinación del método del equilibrio límite para el análisis de la estabilidad de taludes (Alonso, 1989) y diversos modelos de fracturas mecánicas, hizo posible la identificación de los principales parámetros que controlan la banda de propagación de discontinuidades en la ocurrencia de grandes inestabilidades. De esto se genera una expresión que permite relacionar estos parámetros y determinar la condición que debe existir para que ocurra un deslizamiento (Puzrin *et al.*, 2004), siendo esta:

$$L > l_f = h \frac{P_p - P_a}{\tau_a - \tau_r} \quad [10]$$

- L = Longitud de la superficie de discontinuidad
 l_f = Longitud de la banda de discontinuidad crítica, siendo este valor el mínimo necesario para que se generen deslizamientos catastróficos.
 h = Profundidad de la superficie de discontinuidad
 P_p = Presión lateral pasiva media en la capa considerada
 P_a = Presión lateral activa media en la capa considerada
 τ_g = Tensión de corte gravitacional
 τ_r = Fuerza de corte residual a lo largo de la superficie de discontinuidad

Donde

$$\tau_g = \gamma' \cdot h \cdot \sin(\alpha) \quad [11]$$

- γ' = peso sumergido
 α = ángulo del talud

Tomando como ejemplo la ocurrencia de un gran deslizamiento generado después de 800 años de incrementos de temperaturas y presiones, para un talud de 2.2° de inclinación y profundidades de agua que van de 450 a 850 m (figura 9) se puede apreciar a grosso modo cómo es el comportamiento del talud submarino ante los procesos de disociación/disolución de hidratos de gas.

Para realizar la evaluación en las interfaces disociación/disolución se utilizó el criterio formulado por Puzrin *et al.*, 2004, siendo la condición necesaria para que ocurra el deslizamiento en ambos casos: $L_t > l_{f\text{tope}}$ o $L_b > l_{f\text{base}}$.

En la figura 9 se puede apreciar que la longitud de la superficie de discontinuidad al tope de la zona de ocurrencia de hidratos de gas (L_t) es mucho más extensa que la longitud de la superficie en la base de esta zona (L_b), es decir $L_t > L_b$.

Para estimar las longitudes de banda de discontinuidad al tope y base de la zona de estabilidad de hidratos de gas (GHSZ) $l_{f\text{tope}}$ y $l_{f\text{base}}$ respectivamente, fue necesario aplicar la ecuación 10

$$l_f = h \frac{P_p - P_a}{\tau_g - \tau_r}$$

Obteniéndose que $l_{f\text{base}} > l_{f\text{tope}}$ por las siguientes razones:

$P_{p\text{base}} > P_{p\text{tope}}$. Como la presión lateral pasiva depende de la fuerza de corte del medio y esta se incrementa con la fracción de hidratos de gas, el valor de la presión lateral pasiva en una capa que contiene hidratos de gas es más importante que en una de suelos saturados.

$P_{a\text{base}} = P_{a\text{tope}}$. Tal como se observa en la figura 9, el valor de la presión lateral activa en una capa que contiene hidratos es equivalente a la que se desarrolla en suelos saturados.

$h_t > h_b$. La profundidad de la superficie de discontinuidad al tope de GHSZ es mayor que la profundidad de la superficie discontinua a la base de GHSZ, figura 9.

$\tau_{r\text{base}} > \tau_{r\text{tope}}$. La fuerza de corte residual a lo largo de la base es mayor que la del tope debido a los incrementos de las fuerzas efectivas con la profundidad. Por otro lado, la amplitud de los excesos de presión de poro que pueden reducir las fuerzas de corte de manera significativa, parecen ser más importantes al tope de la zona de ocurrencia de hidratos (GHOZ), que en su base.

τ_g . La tensión de corte gravitacional se incrementa con la profundidad, debido a la carga de sedimentos por encima de la superficie de discontinuidad; sin embargo, en el caso de taludes submarinos de baja pendiente, el incremento de τ_g puede considerarse despreciable.

Una vez analizados los excesos de presión de poro en la base de la zona de estabilidad de hidratos, para incrementos de temperatura y presión hidrostática; y a su vez, el desarrollo de discontinuidades, tanto en procesos de disociación como de disolución, se llega a la conclusión que estas últimas se asocian con las zonas donde los hidratos de gas se han disuelto o disociado. Sin embargo, los excesos de presión de poro más significativos (críticos) se generan primero al tope de la zona donde existen acumulaciones de hidratos de gas y predominan los procesos de disolución que son susceptibles a aumentos de presión y temperatura y dependen de la solubilidad del gas (Sultan, 2007),

Esto tiene sentido ya que el nivel superior de la zona donde ocurren los hidratos de gas requiere menos tiempo que la base, para experimentar un aumento de temperatura.

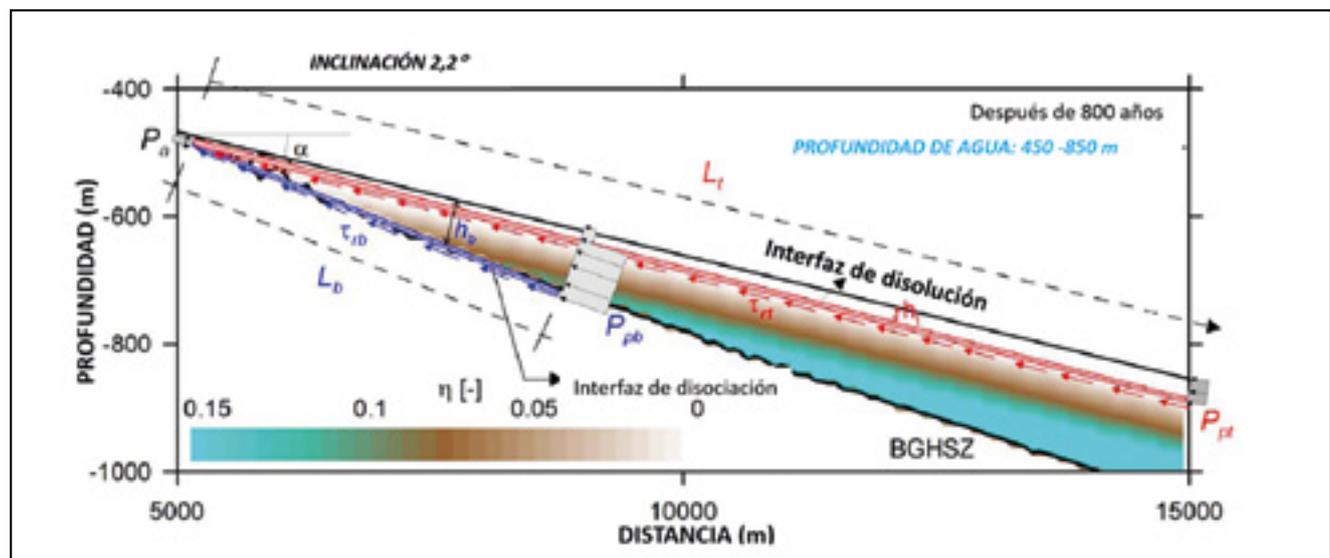


Figura 9. Análisis de banda de propagación de discontinuidades por disociación/disolución después de 800 años de variaciones del nivel del mar y temperatura. Tomada de Sultan, 2007.

Además, los excesos de presión de poro generados en niveles más profundos pueden generar la recristalización de los hidratos de gas, lo que ralentiza los procesos de descomposición.

De este modelo, se concluye que las condiciones geométricas y mecánicas de las discontinuidades desarrolladas al tope de la zona de ocurrencia de hidratos de gas, son las más propicias para activar la ocurrencia de un gran deslizamiento de talud submarino que se encuentre ante la presencia de hidratos de gas y cambios naturales de presión y temperatura (Sultan, 2007).

Cabe destacar que la generación del gran deslizamiento de Storegga (donde se transportaron alrededor de 5580 km³ de sedimentos, Nixon & Grozic, 2004), pudo haber estado influenciada no sólo por la presencia de hidratos de gas sino también por otros fenómenos geológicos (más estudiados) que explican la generación de grandes movimientos de masas, siendo alguno de estos los sismos en zonas donde existen taludes vulnerables debido a la rápida sedimentación (Bryn, *et al.*, 2005); taludes con inclinación excesiva debido a procesos tectónicos (Hornbach *et al.*, 2007); erosión al pie del talud, diapiros y procesos de expulsión de fluidos (Nixon & Grozic, 2004).

8. CONCLUSIONES

- Los métodos de estudio e investigación para identificar y caracterizar las concentraciones de hidratos de gas, han ido en ascenso por su interés desde el punto de vista energético, medio ambiental y en proyectos de ingeniería costa afuera.
- Para identificar y caracterizar los hidratos de gas existen métodos directos (extracción de núcleos de manera tradicional y a presión) e indirectos (geociencias), siendo una de las más aplicables la sísmica de reflexión con el uso del reflector simulador del fondo marino (BSR).
- Los hidratos de gas juegan un rol importante en la inestabilidad de taludes submarinos ya que generan cambios en las propiedades geomecánicas de los sedimentos del suelo marino, principalmente la pérdida de su resistencia por excesos de presión de poro.
- Se considera que el exceso de presión de poro generado por la disociación de hidratos en la base de la zona de estabilidad, es el principal mecanismo de activación de deslizamientos submarinos.
- Propuestas alternativas atribuyen otros procesos, como la disolución de hidratos de gas al tope de la zona donde estos se encuentran y la simple presencia de estos compuestos en ciertas concentraciones y a profundidades determinadas.
- Para optimizar la caracterización de los hidratos de gas en el análisis de deslizamientos de taludes submarinos se hace necesario integrar la información obtenida por los diversos métodos.
- Los modelos empleados para analizar la influencia de la formación y descomposición de los hidratos de gas en la estabilidad de taludes submarinos consideran diversas variables, entre las que se encuentran las geométricas, geológicas, geomecánicas y termodinámicas.

- La estabilidad de taludes submarinos cuyos sedimentos contengan hidratos de gas, se verá más afectada por la presión hidrostática que por el ángulo de inclinación del fondo marino.
- Los taludes más propensos a deslizamientos por procesos de disociación de hidratos de gas, serán aquellos que se encuentran en pocas profundidades. Esto puede agravarse por el aumento de las concentraciones de hidratos o la cercanía de estas acumulaciones con la superficie.
- Los modelos consultados pudieran resultar más complejos y reales, si en el análisis se consideran factores temporales o variables geológicas, como fallas o vías de migración, que permitan la disipación de los excesos de las presiones de poro, lo que contribuiría a la reducción de las tensiones que propician o agravan los fenómenos de deslizamientos.

9. REFERENCIAS

Alfaro, G. (2013). *Influencia de los Hidratos de Gas en Operaciones de Exploración y Producción de Pozos en Aguas Profundas*. (Tesis de pregrado). Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F.

Alonso, E. (1989). Métodos generales de equilibrio límite. *Estabilidad de Taludes y Laderas Naturales, Monografía n° 3. Sociedad Española de Geomorfología*, pp. 119-166.

Bahk, J. J., Chun, J. H., Kim, D. H., Kim, J. H., Torres, M. E., Schultheiss, P., y Riedel, M. (2011). Gas hydrate occurrences and their relation to hosting sediment properties: Results from UBGH2, East Sea. *7th International Conference on Gas Hydrates. Edinburgh, Scotland.*, 8.

Beaudoin, Y., Dallimore, S. R., y Boswell, R. (2014). *Frozen Heat: A UNEP Global Outlook on Methane Gas Hydrates*. Volume 2. Arendal, Noruega: GRID-Arendal.

Beaudoin, Y., Waite, W., y Boswell, R. D. (2014). *Frozen Heat: A UNEP Global Outlook on Methane Gas Hydrates*. Volume 1. Arendal, Noruega: GRID-Arendal.

Boswell, R. (2009). Is gas hydrate energy within reach? *Science*, 325, pp. 957-958.

Boswell, R., y Collet, T. S. (2011). Current perspectives on gas hydrate resources. *Energy & Environmental Science*, 4 (4), pp. 1206-1215.

Boswell, R., Collet, T. S., Frye, M., Shedd, B., McConnell, D., y Shelander, D. (2012). Subsurface gas hydrates in the northern Gulf of Mexico. *J.Mar. Pet. Geol.*, 34, pp. 4-30.

Bouriak, S., Vanneste, M., y Saoutkine, A. (2000). Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Voring Plateau, offshore Norway. *Mar. Geol.*, 163, pp. 125-148.

Brewer, P. G., Orr, F. J., Friedrich, G., Kvenvolden, K., Orange, D. L., McFarlane, J., y Kirkwood, W. (1997). Deep Ocean Field Test of Methane Hydrate Formation from a Remotely Operated Vehicle. *Geology* 25, N° 5, pp. 407-410.

Bryn, P., Berg, K., Forsbeg, C. F., Solheim, A., y Kvalstad, T. J. (2005). Explaining the Storegga Slide. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, pp. 11-19.

CAGE. Centre for Arctic Gas Hydrate, Environment and Climate. (13 de 11 de 2015). *Marine Feeds subsea ice mounds off Siberia*. Disponible en <https://cage.uit.no/news/methane-feeds-subsea-ice-mounds-off-siberia/>

- Casas, D. (2005). *Inestabilidades submarinas: Caracterización sedimentaria y Factores de control*. (Tesis Doctoral). Universitat de Barcelona. Institut de Ciències del Mar CSIC.
- Casas, D., Ercilla, G., y Baraza, J. (2003). Acoustic evidences of gas in the continental slope sediments of the Gulf of Cadiz (E Atlantic). *Geo-Mar Letter* (2003) 23, pp. 300-310.
- Chun, J.-H., Ryu, B.-J., y Lee, S.-R. (2010). *Korea Gas Hydrate R&D Program*. Corea: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources.
- Collet, T. S., Cochran, J., Boswell, R., Kumar, P., y Sathe, A. (2008). Indian continental margin gas hydrate prospects: Results of the Indian National Gas Hydrate Program (NGHP) Expedition 01. *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates*. Paper 5365, p. 10.
- Collet, T. S., Johnson, A., Knapp, C., y Boswell, R. (2009). Natural gas hydrates – A review. In *Natural gas hydrates - energy resource and associated geologic hazards*. AAPG/NETL/AAPG Foundation/AAPG EMD, pp. 146-220.
- Collet, T. S. (2001). Natural Gas Hidrates: Resource of the twenty-first century? *AAPG Memoir* 74, pp. 85-108.
- Collet, T. S., Lewis, R., y Uchida, T. (2000). El creciente interés en los hidratos de gas. *Schlumberger Oilfield Review* (Otoño 2000). pp. 47-61.
- Dai, S., Santamarina, J. C., Waite, F., y Kneafsey, T. J. (2012). Hydrate morphology: Physical properties of sands with patchy hydrate saturation. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*. Volume 117, pp. 1-12.
- Desmons, B. (1996). Integrated study of gas hydrates in marine sediments using geophysical and geochemical data. *M.Sc. dissertation, University of Victoria, British Columbia, Canada*.
- Ellis, S., Pecher, I., Kulowski, N., Xu, W., Henrys, S., y Greinert, J. (2010). Testing proposed mechanism for seafloor weakening at the top of has hydrate stability on an uplifted submarine ridge (Rock Garden), New Zeland. *Marine Geology* 272, pp. 127-140.
- Energy Information Administration (EIA). (1998). Natural Gas 1998: Issues and Trends. *International Energy Outlook*, pp. 73-89.
- Geotek Ltd. (2011). PCATS: Pressure Core Analysis and Transfer System. *7th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2011)*.
- Goldberg, D. S., Kleinberg, R. L., Weinberger, J. L., Malinverno, A., McLellan, P. J., y Collet, T. S. (2010). Evaluation on natural gashydrate systems using borehole logs.
- González, E. (2002). Hidratos de Gas (Primera Parte). *Revista Marina CL. Ciencia y Tecnología*.
- Helgerud, M. B., Dvorkin, A., Nur, A., Sakai, A., y Collet, T. S. (1999). Elastic-wave velocity in marine sediments with gas hydrates: Effective medium modelling. *Geophysical Research Letters*, 26, pp. 2021-2024.
- Hernández, J. C. (2009). *Los Hidratos de Metano, una fuentes de gas natural no convencional*. (Tesis para obtener el título de Ingeniero Geólogo). México, D.F: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hesse, R. (2003). Pore-water anomalies of submarine gas-hydrate zones as tool to assess hydrate abundance and distribution in the subsurface: What have we learned in the past decade? *Earth Sciences Reviews* 61, pp. 149-179.
- Hesse, R., y Harrison, W. (1981). Gas hydrates (clathrates) causing pore-water freshening and oxygen-isotope fractionation in deep-water sedimentary sections of terrigenous continental margins. *Earth and Planetary Science Letters* 55, pp. 453-461.
- Hornbach, M., y Luc, L. (2007). Triggering mechanism and tsunamogenic potential of the Cape Fear Slide complex, US Atlantic margin. *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 8, (12), pp. 1-16.
- Huey, D. (2009). *IODP Drilling and Coring Technology (Past and Present). Phase 2. Final Report*. Houston: Stress Engineering Services, Inc.
- Kastner, M., Kvenvolden, K. A., Whiticar, M. J., Camerlenghi, A., y Lorenson, T. D. (1995). Relation between pore fluid chemistry and gas hydrate associated with bottom-simulating reflectors at the Cascadia Margin, Sites 889 and 892. *Proceedings of the ODP, Scientific Results, 146 (Part 1)*, College Station, pp. 175-187.
- Kayen, R. E., y Lee, H. J. (1993). Slope stability in regions of sea-floor gas hydrate. *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*. U.S. Geol. Surv. Bull.
- Kayen, R. E., y Lee, H. J. (1991). Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort Sea margin. *Mar. Geotechnol.*, 10, pp. 125-141.
- Kraemer, L. M., Owen, R. M., y Dickens, G. R. (2000). Lithology of the upper gas hydrate zone, Blake Outer Ridge: A link between diatoms porosity, and gas hydrate. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Leg 164 scientific results*, pp. 229-236.
- Kumar, N., y Rajput, S. (2011). *Exploration of Gas Hydrates. Geophysical Techniques*. Berlín (Alemania): Springer.
- Kvalstad, T. J., Andresen, L., Forsberg, C. F., Berg, K., Bryn, P., y Wangen, M. (2005). The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, pp. 245-256.
- Kvenvolden, K. A., Ginsburg, G. D., y Soloviev, V. A. (1993). *Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates*. California, Estados Unidos: Geo-Marine Letters.
- Kvenvolden, K., y Lorenson, T. (2010). A Global Inventory of Natural Gas Hydrate Occurrence. Obtenido de <http://walrus.wr.usgs.gov/globalhydrate/>
- Lapham, L. L., Chanton, J. P., Chapman, R., y Martens, C. S. (2010). Methane under-saturated fluids in deep-sea sediments: Implications for gas hydrate stability and rates of dissolution. *Earth Planet Sc. Lett*, 298, pp. 275-285.
- Lu, X. B., Zhang, X. H., y Wang, S. Y. (2013). Advances in Study of Mechanical Properties of Gas Hydrate-Bearing Sediments. *The Open Ocean Engineering Journal*, 6, pp. 26-40.
- McDonald, I., Bender, L., Vardaro, M., Bernard, B., y Brooks, J. (2005). Thermal and visual time-series at a seafloor gas hydrate deposit on the Gulf of Mexico slope. *Earth and Planetary Science Letters*, 233, pp. 45-59.
- McIver, R. D. (1982). Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, p. 789.
- Mienert, J., Vanneste, M., Bünz, S., Andreassen, K., Hafliðan-son, H., y Sejrup, H. P. (2005). Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. *Mar. Petrol. Geol.*, 22, pp. 233-244.
- Miller, D. J., Ketzer, J. M., Viana, A. R., Renato, K., Freire, A. F., Oreiro, S., y . . . Sbrissa, G. (2015). *Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic*. R.J, Brasil: Elsevier. Marine and Petroleum Geology.
- NETL: National Energy Technology Laboratory. (2011). Energy Resource Potential of Methane Hydrate. *the Energy Lab. US Department of Energy*.
- Nixon, M. F., y Grozic, J. L. (2004). *Project Offshore Deep Slope, Phase II. The role of gas hydrates in submarine slope failures*. Calgary, Alberta. Canadá: C-CORE.

Nixon, M. F., y Grozic, J. L. (2006). A simple model for submarine slope stability analysis with gas hydrates. *Norwegian Journal of Geology*, 86, pp. 309-316.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration . (2014). *Flower Garden Banks, National Marine Sanctuary. MO-HAWK ROV*. Obtenido de <http://flowergarden.noaa.gov/science/mohawkrov.html>

Paull, C. K., Borowski, W. S., y Rodriguez, N. M. (1998). Marine gas hydrate inventory: Preliminary results of ODP Leg 164 and implications for gas venting and slumping associated with the Blake Ridge gas hydrate field. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 137, pp. 153-160.

Paull, C. K., Ussler, W., y Dillon, W. (2000). Potential Role of Gas Hydrate Decomposition in Generating Submarine Slope Failures. *M.D. Max (ed). Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*, pp. 149-156.

Puzrin, A. M., Germanovich, L. N., y Kim, S. (2004). Catastrophic failure of submerged slopes in normally consolidated sediments. *Géotechnique* 2004, 54, p. 631.

Rees, E. V., Priest, J. A., y Clayton, C. R. (2011). The structure of methane gas hydrate bearing sediments from the Krishna-Godavari Basin as seen from Micro-CT scanning. *Mar. Petrol. Geol.*, 28, pp. 1283-1293.

Riedel, M., Willoughby, E., y Chopra, S. (2010). *Geophysical Characterization of Gas Hydrates*. Tulsa, Ok Estados Unidos: Society of Exploration Geophysicists. Geophysical Developments Series N° 14.

Ruppel, C., Boswell, R., y Jones, E. (2008). Scientific results from Gulf of Mexico Gas Hydrates Joint Industry Project Leg 1 drilling: Introduction and overview. *Mar. Petrol. Geol.*, 25, pp. 819-829.

Ruppel, C., Collet, T., Boswell, R., Lorenson, T., Buczkowski, B., y Waite, W. (2011). A new global gas hydrate drilling map based on reservoir type. *Fire in the Ice, DOE NETL newsletter*, May edition, 11 (1), pp. 13-17.

Santamarina, J. C., Klein, K. A., y Fam, M. A. (2001). *Soils and Waves: Particulate materials behavior, characterization and process monitoring*. John Wiley & Sons, Ltd.

Santamarina, J. C., Sheng, D., Junbong, J., y Marco, T. (2012). Pressure Core Characterization Tools for Hydrate-Bearing Sediments. *Scientific Drilling* N° 14, pp. 44-48.

Skempton, A. W., y De Lory, F. A. (1957). Stability of Natural Slopes in London Clay. *Geotechnical Engineering for the Preservation of Monuments and Historical Sites; Proc., 4th Int. Conf. Soil Mech. Found Eng.* 2, pp. 378-381.

Sloan Jr, E. D., y Koh, C. (2007). *Clathrate hydrates of natural gases*, Marcel Dekker, Nueva York (EE UU).

Sultan, N., Cochonat, P., Foucher, J.-P., y Mienert, J. (2004). Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, pp. 379-401.

Sultan, N., Gaudin, M., Berné, S., Canals, M., Urgeles, R., y Lafuerza, S. (2007). Analysis of slope failures in submarine canyon heads: an example from the Gulf of Lions. *Journal of Geophysical Research*. 112(F1): F01009.

Sultan, N. (2007). Excess Pore Pressure and Slope Failures Resulting From Gas-Hydrates Dissociation and Dissolution. *Offshore Technology Conference, OTC 18532*.

Sultan, N., Garziglia, S., y Colliat, J. L. (2011). Gas hydrate occurrences and seafloor deformation: investigation of strains-of-

tening of gas-hydrate bearing sediments and its consequence in terms of submarine slope instabilities. *Offshore Technology Conference OTC 21294*.

Sunjay, N. J. (2011). *Geophysical Study of Gas Hydrate Stability*. Varanasi, India.

Survey, U. G. (2014). Database of Worldwide Gas Hydrate. Recuperado el 2016, de <http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/hydrates/database.html>

Terzariol, M. (2015). *Laboratory and field characterization of Hydrate Bearing Sediments-Implications*. Tesis Doctoral. Instituto de Tecnología de Georgia.

Thiery, R., Bakker, R., Monnin, C., y The Shipboard Scientific Party of ODP Leg 164. (1998). Geochemistry of gas hydrates and associated fluids in the sediments of a passive continental margin. Preliminary results of the ODP Leg 164 on the Blake Outer Ridge.

Tsuji, Y., Fujii, T., Hayashi, M., Kitamura, R., Nakamizu, M., Ohbi, K., y Okui, T. (2009). Methane-hydrate occurrence and distribution in the eastern Nankai trough, Japan: Findings of the Tokai-oki to Kumano-nada methane-hydrate drilling program. *Natural Gas Hydrates - Energy Resource and Associated Geologic Hazards*, pp. 228-246.

Tsuji, Y., Ishida, H., Nakamizu, M., Matsumoto, R., y Shimizu, S. (2004). Overview of the MITI Nankai Trough wells: A milestone in the evaluation of methane hydrate resources. *Resour. Geol.*, 54, pp. 3-10.

Vilchis, G. (Mayo de 2014). Respuesta de los registros geofísicos de pozos en formaciones con hidratos de metano. *Tesis para obtener el título de Ingeniera Petrolera*. México. D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería.

Waite, W. F., Santamarina, J. C., Cortes, D. D., Dugan, B., Espinoza, D. N., Germaine, J., y Yun, T. S. (2009). Physical Properties of Hydrate-Bearing Sediments. *Geophysics*, 47, RG4003, pp. 1-38.

Winters, W. J., Waite, W. F., y Mason, D. H. (2009). Effects of methane hydrate on the physical properties of sediments.

Winters, W. J., Waite, W. F., Mason, D. H., Gilbert, L. Y., y Pecher, I. A. (2007). Methane gas hydrate effect on sediment acoustic and strength properties. *Journal of Petroleum Science & Engineering* 56 (1-3), pp. 127-135.

Woodside, J. M., Ivanov, M. K., y Limonov, A. F. (1997). Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Parts I and II. *UNESCO IOC Tech Ser*, 48, 224 pp.

Xu, W., y Germanovich, L. (2006). Excess pore pressure resulting from methane hydrate Excess pore pressure resulting from methane hydrate. *Geophysical Research* 111:B01104.

Yun, T. S., Ruppel, J. C., y Santamarina, J. C. (2007). Mechanical properties of sand, silt, and clay containing tetrahydrofuran hydrate. *Journal of Geophysical Research* 112, B04106. DOI:10.1029/2006JB004484.

Zhang, X., Hester, K. C., Ussler, W., Walz, P. M., Peltzer, E. T., y Brewer, P. G. (2011). In situ Raman-based measurements of high dissolved methane concentrations in hydrate-rich ocean sediments. *Geophysics Research Letter*, 38.

Zheng, R. C., She, H. B., Ponnivalavan, L., y Xiao, S. L. (2016). Review of natural gas hydrates as an energy resource: Prospects and challenges. *Elsevier*, 162, pp. 1633-1652.