



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

APLICACIONES DEL GRAVÍMETRO DE POZO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

JUAN YARIB ASAHÉL CRUZ MÉNDEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
ING. HÉCTOR RICARDO CASTREJÓN PINEDA
MÉXICO, DF 2015**

Agradecimientos

El agradecimiento más importante es para Dios, por siempre ponerme en el camino adecuado, abrirme las puertas necesarias, permitirme conocer a las personas indicadas, pero sobre todo por darme la oportunidad de siempre seguir adelante y cumplir cada una de las metas fijadas, por más escabroso y complicado que pareciera el camino y por darme la capacidad y oportunidad de terminar una carrera, los medios económicos a mis padres, pero sobre todo por darme una familia maravillosa que ha sabido inculcarme los valores necesarios para crecer día a día como profesional y como persona.

En segundo lugar y no menos importante, gracias a mis padres, creo que jamás existirán las palabras o los actos para retribuirles tan siquiera un poco de todo lo que me han dado. Gracias principalmente por el enorme cariño que me han brindado, por su paciencia, comprensión, la educación, por todas sus oraciones, por sus palabras de aliento, por permitirme tener un hogar maravilloso y feliz, por siempre enseñarme a creer en mí, en ser una gran persona, pensar en los demás antes que en mí, ser agradecido, solidario y sobre todo por darme todo lo que estuviese o no en sus manos para que yo pudiera cumplir mis sueños. A ti mamá, no tengo las palabras para expresarte mi gratitud, jamás entenderé todas las oraciones que levantaste hacia a mí porque todo fuera exitoso, porque llegara con bien a casa, pero lo haré, como bien dices, hasta que yo sea padre, no puedo explicarme todo el amor que eres capaz de brindarle a tus hijos, gracias por todo, por enseñarme a creer en Dios, a agradecerle cada uno de mis logros o tropiezos, gracias porque siempre tuviste el deseo de darme lo mejor, a manos llenas, no escatimar jamás, gracias por todas tus jornadas de trabajo para pagar una práctica, unas copias, la renta, la comida, gracias por ponerme antes que a ti. Creo, que lo que mayormente debo de agradecerte es que creíste en mí, en mi persona y en mi capacidad, gracias por tu apoyo, y sobre todo tus consejos. A mi papá, gracias por toda la orientación, porque a pesar de todas las limitantes que a veces se nos ponen en el camino eres el forjador principal de todo lo que soy el día de hoy, estoy muy agradecido con Dios y con la vida por darme un hogar tan

maravilloso que junto a mi madre construiste. Ahora entiendo todos los regañones cuando era pequeño, todo valió la pena. Por fin llegará el día en el que estés en ese asiento viendo como uno de tus hijos recoge los frutos de todo tu esfuerzo y el de tu esposa, gracias por todo lo que me has dado, por todas esas noches de trabajo para darme de comer, creo que hoy Dios te habrá pagando un poco de todo el esfuerzo que has dado, gracias por enseñarme tantas cosas, por siempre mostrarme el camino correcto, por enseñarme que si todo fuera fácil, cualquiera lo conseguiría.

A mis hermanas, Aline y Anel, gracias por su cariño y comprensión, pero sobre todo por enseñarme la calidad de personas a las que tengo el honor de llamar hermanas, las admiro y quiero muchísimo, gracias por también preocuparse en mí, a ti mi Anelita, eres mi orgullo, jamás he visto tanta bondad en una persona, tanta inteligencia y tanto amor por lo demás, y Aline, creo que toda la vida te he dicho lo mucho que te admiro, eres la persona más inteligente que conozco, trabajadora y estricta, no está de más decirlo, gracias por todos los consejos y oraciones, las quiero hermanitas, son parte importante de mi vida.

Un agradecimiento muy especial a mi tía Fis. Noelía Méndez Alarcón, todo empezó contigo, si tu jamás hubieras creído en mí y no me hubieras ayudado a estudiar para mi examen de admisión, hoy no estaríamos aquí. Gracias por todas las noches de desvelo y días de trabajo para resolver una serie, para preparar mis exámenes finales o para alguna tarea. Gracias por todos los miércoles que compartiste conmigo la comida, por siempre escucharme y darme tu mejor consejo, porque eres tú también con quien siempre hablo de temas complicados, porque eres una de las personas con las que mejor me entiendo y sin lugar a dudas, tu podrías ser mi equipo para resolver algún problema. Pero todo esto no acaba aquí, gracias por ayudar a mis papás, mis hermanas, por siempre apoyarnos y creer en nosotros, pero sobre todo por tu cariño, tampoco tendré nunca palabras para agradecerte todo el apoyo no sólo moral, también económico que me has dado.

Gracias familia, podría escribir hojas y hojas de agradecimientos, pero tampoco se trata de eso, ustedes 5 (Aida, Juan, Anel, Aline y Nelis) son los 5 pilares más importantes en mi vida.

A mis todos mis tíos y primos de Tulancingo y San Juan, a mis abuelitos Héctor, Soledad y Dolores, que también fueron partícipes de todo esto, que como mis padres, también han creído en mí toda la vida. Principalmente gracias a mi tío Héctor, por esas pláticas de política y religión, mi tía Talía, Emmanuel, madrina Mónica, padrino Jaime, por todas las charlas que tuvimos cuando veníamos en la carretera para México, Emmanuel y Mónica por siempre recibirme en su casa y todo el apoyo moral y económico que me dieron, les juro que un día les pagaré. Padrino Jaime, gracias por preocuparte tanto, por todos los consejos y ayuda brindada en la elaboración de este trabajo. A mi tía Sandra Méndez, a mi tío Armando Ramírez por dejar que regresará con él a Tulancingo, también a ti Felipe Ramírez (Bush), Pupis, Jaciel, Moy, Andrea, Cris, mi tío Otoniel y a todos los miembros del Centenario, Elena Méndez, Ricardo Méndez (mis tíos y amigos incondicionales) a mi familia de San Juan, a mi abuelita, primos, sobrinos y todos ellos que también creyeron en mí.

Gracias Alphita, por estar en cada uno de mis aciertos y errores, por siempre esperarme, por tu cariño, comprensión, compañía, tiempo, gracias por creer en mí y por siempre apoyarme en todas mis decisiones. Gracias por ayudarme a hacer mi tesis, por los desayunos de los viernes, por todos los momentos vividos, pero sobre todo gracias por siempre estar ahí, por nunca dejarme caer, por siempre motivarme a ser mejor persona e ir para adelante, gracias por escuchar mis quejas o mis alegrías. Como te dije un día, quiero que estés en cada una de las etapas de mi vida, cuando cumpla todas mis metas y también cuando tropiece.

A todos mis amigos, como dijera por ahí, gracias por los momentos de conciencia e inconciencia, por esas noches largas de trabajo en la oficina, no alcanzarían las hojas para agradecerles cada una de las cosas que aportaron en mi vida, pero lo más importante es que sé que puedo contar con ustedes, así como ustedes conmigo. Todos los mencionados aquí son una parte importante de

mi vida. Gracias por todas esas anécdotas que tenemos, por el trabajo en equipo, incluso por los consejos y por siempre estar ahí cuando más los he necesitado. Gracias Antonio Cantera, Fernando Córdoba, Rodrigo Machado, David Flores (Pitt), Hugo Aldrete, Salvador Illescas (Chavito), Mario Jiménez (Vandame), Enrique Arce, Alexis García (Bebé), Andrés Cabrera (Peje), Alfonso Bustos, Omar García (Chuby), Gerardo Figueroa (Kimo), Luis Ramírez (Luigi), Erick Ramos (Neri), Miguel Enríquez (Mike), Francisco Huante, Eli Nathanael (padre), Abril Peña, José García (Pepe), Sebastian Cervantes (Sebas), Iván Vivar (Franky), Iván Álvarez Eunice Álvarez, Arlette Cruz (Laurita), Alessandra Di Castro (Sandita), Samantha Rangel (Sammy).

Finalmente, gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería por aceptarme en sus aulas y ayudarme a formar como un profesional de gran excelencia. A mi tutor Ing. Héctor Ricardo Castrejón Pineda por todo el apoyo brindado no sólo en la tesis, también como profesor y en otras circunstancias. A otros docentes y personalidades que tuvieron un papel muy importante en mi formación, Ing. Alberto Herrera Palomo, Ing. Rosario Cabeza Luna, Lic. Antonio Guillen y Sr. Arturo.

Índice

Página:

Resumen	1
Abstract	2
I. Introducción	3
II. Fundamentos Teóricos	12
2.1. Campo y potencial gravitacional.....	12
2.2. Campo gravitacional de una esfera	14
2.3. Campo de una superficie cilíndrica.....	19
2.4. Campo gravitacional de un bloque infinito.....	20
2.5. Campo gravitacional para formas arbitrarias.....	20
2.6. No unicidad del campo gravitacional.....	21
2.7. Componentes de la gravedad de pozo y su separación	23
2.8. Estimación de la profundidad y la forma de la masa anómala.....	31
2.9. Gradiente vertical de la gravedad vs profundidad.....	33
2.10. Función de Bouguer	34
2.10.1. Usos directos de la función de Bouguer	34
2.10.2. Gravedad de Bouguer en pozos donde la densidad de la roca almacén no es constante... 37	
2.11. Función profundidad - densidad	39
2.12. Efecto del pozo	40
2.12.1. Gravimetría y el factor geométrico asociado	41
2.12.2. Efecto de pozo.....	41
2.12.3. Irregularidad del tamaño de pozo	42
2.12.4. Pozo uniforme.....	43
2.13. Correcciones a los datos	46
2.13.1. Mareas de la Tierra y cargas oceánicas	46
2.13.2. Anomalías de aire libre y de Bouguer	46
2.13.3. Latitud	47
2.13.4. Topografía de superficie y trabajos de subsuelo	47
2.13.5. Gradiente regional	48
III. Aplicaciones	49
3.1. Gravedad en pozo en la interpretación de datos sísmicos	52
3.1.1. Coeficiente de reflexión.....	52
3.1.2. Identificación de horizontes reflectores.....	53
3.1.3. Constantes elásticas	53
3.2. Gravimetría de pozo en la interpretación de la geología del pozo	53
3.2.1. Registros de densidad.....	53

3.2.2. Registros de litología.....	57
3.2.3. Núcleos.....	57
3.2.4. Registros de resistividad.....	57
3.2.5. Espesor de capa.....	58
3.2.6. Correlación.....	58
3.2.7. Tipo de pendiente del registro de densidad.....	58
3.2.8. El registro de densidad gradiente.....	60
3.3. Determinación de la saturación de hidrocarburos y porosidad usando una combinación de gravímetro de pozo y registros geofísicos.....	60
3.3.1. Descripción del método.....	61
3.3.2. Resistividad aparente del volumen.....	62
3.3.3. Análisis del error.....	64
3.3.4. Determinación de la porosidad.....	66
3.4. Determinación de estructuras geológicas adyacentes.....	67
IV. Casos de estudio.....	72
4.1. Contactos agua/hidrocarburos. Campo Prudhoe Bay, Alaska.....	72
4.1.1. Limitaciones de la herramienta.....	74
4.2. GraviLog: desarrollo y uso del gravímetro de pozo en la exploración minera.....	75
4.2.1. Exploración de zinc. Quebec, Canadá.....	76
4.2.2. Exploración de Zn-Cu-Ag.....	78
4.2.2. Exploración de Hierro.....	79
4.3. Resultados de aplicaciones en minería y geotecnia.....	81
4.3.1. Prueba Vale Inco, Sudbury, Ontario.....	81
4.3.2. Prueba Shea Creek, Saskatchewan.....	84
4.4. Aplicaciones en pozos horizontales.....	88
IV. Conclusiones.....	95
Bibliografía.....	100

Resumen

El objetivo de este trabajo es describir el desarrollo, principios de funcionamiento, correcciones a los datos, efectos y aplicaciones del gravímetro de pozo.

No se tienen datos de algún registro de gravimetría de pozo en México y las compañías extranjeras no proporcionan datos para ser utilizados, por lo cual sólo se incluyen casos de estudio publicados en el mundo.

En el primer capítulo se desarrolla una breve introducción y descripción del funcionamiento y características del gravímetro de pozo.

En el capítulo 2 se describen los fundamentos teóricos del método, iniciado por los conceptos básicos de toda técnica de gravimetría como el potencial para un punto, un plano o un cuerpo; así mismo se incluye la teoría correspondiente al gradiente vertical de la gravedad, efecto de pozo, función de Bouguer, función profundidad-densidad y correcciones a los datos.

En el capítulo 3 se incluyen todas las posibles aplicaciones del gravímetro de pozo: en la interpretación de datos sísmicos, interpretación de la geología atravesada por el pozo, identificación de estructuras geológicas a distancia del pozo, determinación de la saturación de hidrocarburos, intervalos con gas, contactos agua/hidrocarburos y algunas propiedades petrofísicas como la porosidad mediante la correlación con registros eléctricos.

En el capítulo 4 se muestran los resultados de casos de estudio publicados por diferentes compañías de equipo geofísico mediante el gravímetro de pozo, incluyendo a los campos Prudhoe Bay, en Alaska, y Ontario, Saskatchewan y Quebec, en Canadá.

Finalmente se presentan las conclusiones de este trabajo con base en la información recabada.

Abstract

The purpose of this paper is to describe the historical context, principles of operation, data corrections, effects and applications of borehole gravimeter.

The corresponding investigation was conducted and there is no data of any gravimetric well logging in Mexico and foreign companies do not provide data to be used, which only published case studies in the world are included.

The first chapter includes a brief introduction and description of the operation and characteristics of the borehole gravimeter.

The theoretical foundations of the method, initiated by the basics of all gravimetric technique as the potential for a point, a plane or a body, are described in Chapter 2, also the corresponding theory to vertical gradient of gravity, well effect, Bouguer and depth-density functions and data corrections.

In Chapter 3 are included all possible applications of borehole gravimeter: in the interpretation of seismic data, interpretation of the geology of the well, mapping geological structures away from the well like salt domes, faults, reef structures; determining the hydrocarbon saturation, monitor gas/oil/water contacts, and some petrophysical properties as porosity by correlating with electric logs.

The results of the case studies using the tool, published by different companies of geophysical equipment, in fields such as Prudhoe Bay, Alaska; Ontario, Saskatchewan and Quebec, Canada, are showed in Chapter 4.

Finally, the conclusions of this work based on the information gathered, are presented in the last chapter.

1 Introducción

Una de los principales fenómenos físicos inherentes a la materia, que constituye el Universo, incluyendo las rocas en la Tierra, es la atracción entre las masas y es la base de la mecánica; además de los fenómenos físicos eléctricos, magnéticos, acústicos, ópticos, termodinámicos y nucleares.

La gravedad es la aceleración con la que los cuerpos celestes atraen a las masas, en la superficie de la Tierra la gravedad promedio es de 9.81 m/s^2 . En exploración geofísica las variaciones de la gravedad se miden con gravímetros en submúltiplos de la unidad Gal (mGal y μGal), que recibe ese nombre en honor a Galileo Galilei. Un Gal es igual a 0.01 m/s^2 ó 1 cm/s^2 .

Las primeras mediciones de gravimetría en pozo fueron hechas en Inglaterra en 1856 por Sir George Biddell Airy, para determinar el valor de la densidad de las capas en la Tierra, utilizando péndulos para medir el gradiente vertical de la gravedad entre la cima y el fondo de rocas sedimentarias. El promedio de la densidad fue estimado a partir de mediciones de laboratorio de la densidad aparente en muestras de rocas.

Para calcular el campo gravitacional producido por cuerpos de forma arbitraria Talwani et al. (1959) derivó fórmulas para el campo en cualquier punto sobre una superficie, Hearst (1981) usó esta fórmula para calcular el campo de cualquier sección geológica de dos dimensiones, Plouff (1976) calculó el efecto de un prisma tridimensional poligonal y Kwok (1991) realiza un cálculo similar y analiza la situación cuando las mediciones de los puntos son dentro de los prismas.

N. J. Smith en 1950 presentó el potencial que tenía la gravimetría de pozo como una herramienta de exploración. LaCoste & Romberg Gravity Meters Inc. (L&R) de Austin, Texas, fue pionero del desarrolló un gravímetro de pozo (*BoreHole Gravity Meter* - BHGM) a principios de los años 70's. De 1970 a 1997 se fabricaron 16 BHGMs, lo cual refleja su uso restringido debido a limitantes físicas operacionales iniciales. De esos 16, para 1997 sólo operaban 13, de los cuáles 8 se operaron en

la industria petrolera y los otros 5 en otras áreas de exploración. Las primeras aplicaciones se hicieron entre 1966 y 1990, limitándose a pozos verticales de gran diámetro y casi exclusivamente para detección de hidrocarburos.

En 2013 Scintrex desarrolló y fabricó una herramienta Gravilog de doble sensor, de gravedad en la misma sonda, separados 1.5 m. Esta herramienta elimina el error en las profundidades relativas de los dos sensores, con lo cual se mejoran las mediciones de densidad aparente de las formaciones atravesadas por el pozo.

Las mediciones de la gravedad son usadas para obtener valores de la densidad en las formaciones geológicas. Se pueden hacer mediciones efectivas de la gravedad en los pozos, con diferencias en la gravedad de 10^{-6} cm/s^2 , es decir en microgales (μGal). Para inferir las estructuras del subsuelo, se comparan las densidades obtenidas mediante los registros de gravedad *versus* los registros de densidad convencionales. Otra aplicación haciendo mediciones de gravedad en pozo es para determinar la saturación residual de hidrocarburos.

Para tener una idea de la precisión de medida de $1 \mu\text{Gal}$, la proporción es como si se detectara una mosca (0.1 g) sobre una ballena (100,000 Kg) (Nind et al, 2013).

El gravímetro de pozo ha sido una herramienta usada durante los registros geofísicos, para conocer la densidad de las formaciones geológicas. Su utilidad, se extiende hacia la exploración, evaluación y explotación de los yacimientos de recursos naturales en el subsuelo, así como la recuperación mejorada y delineación estructural del subsuelo.

Las aplicaciones del gravímetro de pozo en exploración del subsuelo incluyen: interpretación de datos sísmicos, interpretación de la geología atravesada por el pozo, identificación de estructuras geológicas (domos salinos, fallas, estructuras arrecifales, etc.) a distancia del pozo, determinación de la saturación de hidrocarburos, identificación de intervalos con gas, contactos agua/aceite/gas y algunas propiedades petrofísicas como la porosidad y fracturas mediante la correlación con registros eléctricos.

El gravímetro de pozo.

a) Aplicaciones, ventajas y limitaciones

Un estudio con gravímetro de pozo mide la densidad de la formación. Esta medición se hace determinando la atracción gravitacional encima y debajo de la formación de interés. La diferencia en el efecto de atracción gravitacional a lo largo de la formación es debida principalmente a su masa y por lo tanto a su densidad.

Las aplicaciones de estas mediciones son muy útiles, algunas no se pueden realizar con otros métodos. Algunas de las principales aplicaciones son las siguientes:

- Mediciones buenas profundas de la densidad de la formación, sin importar las condiciones del pozo o el tipo de fluido en el pozo.
- Mediciones profundas de porosidad.
- Monitoreo de saturación de fluidos y contactos agua/aceite/gas durante la producción de fluidos del pozo.
- Debido a la gran profundidad de investigación, el servicio es útil para el mapeo de la forma de cuerpos de sal, estructuras arrecifales, fallas, formaciones porosas y fracturadas lejos del pozo, y variaciones de la densidad de las estructuras geológicas alrededor del pozo.
- Monitoreo confiable de casquetes de gas, frentes de flujo de vapor o CO₂ y yacimientos de gas.
- Discriminar intervalos compactos de zonas productoras de gas.
- Apoyo a la interpretación de secciones y cubos sísmicos de reflexión y refracción.

Una de las principales ventajas del gravímetro de pozo es que se puede correr en pozo entubado, ya que no está afectado por la tubería de revestimiento (*casing*) aún en caso de que haya tuberías concéntricas. Las principales ventajas son:

- En agujeros descubiertos las lecturas no están afectadas por rugosidad del agujero, zonas deslavadas en la pared del pozo, diámetro de agujero, densidad de lodo de perforación, espesor de enjarre y diámetro de invasión de filtrado de lodo.
- En agujeros entubados las lecturas no están afectadas por tipo de tubería de revestimiento, espesor de tubería, tuberías corroidas o agujeradas, distribución pobre de cemento y tuberías mal cementadas.
- La salinidad y el tipo de fluido en los poros no afecta en las lecturas, aunque sea agua, aceite o gas, incluyendo aire o CO₂.
- La salinidad y el tipo de fluido de perforación no afecta en las lecturas, aunque sea lodo base agua, aceite o gas
- El radio de investigación puede extenderse 50 pies o más dentro de la formación.

Este tipo de estudios tiene algunas limitaciones, la mayoría son instrumentales, entre estas se tienen:

- Las mediciones se hacen por estaciones. Cada lectura toma de 5 a 15 minutos.
- El límite del ángulo de desviación del pozo es de 14°. Es previsible que en el futuro se pueda desarrollar un gravímetro de pozo para secciones horizontales.
- El diámetro mínimo de tubería es de 3.875 in (9.84 cm). Es previsible que en el futuro se pueda desarrollar un gravímetro de pozo "*slim hole*" para tuberías de producción (*thru-tubing*).

- La resolución vertical es de 5 ó 10 pies (1.5 m ó 3.0 m), dependiendo del modelo de gravímetro.

b) Herramienta

Existen diferentes modelos de herramientas de gravímetro de pozo (BHGM: *BoreHole Gravity Meter*), la herramienta utiliza una versión miniatura del gravímetro terrestre Lacoste & Romberg (fig. 1, derecha). Sus condiciones de operación límite son:

- Temperatura: hasta 200 °C (392 °F).
- Presión: hasta 20,000 psi (1,379 bares).



Figura 1. (izquierda) Esquema representativo de las mediciones de la gravedad en pozo, la relación entre la gravedad y la profundidad se conoce como gradiente vertical de la gravedad (modificada de Ander et al, 1997). (derecha) Comparación del tamaño del gravímetro usado por la herramienta de pozo (Scintrex, 2012).

En un BHGM el mecanismo está compuesto por una masa de tungsteno sostenida por un brazo de palanca a un resorte de metal de longitud cero en suspensión (fig. 3a), el cual tiene una respuesta lineal y es sensible a cualquier pequeño cambio en la gravedad. Actualmente, el mecanismo puede hacer mediciones con una precisión de aproximadamente 10-15 μGal sin errores en el instrumento.

Las mediciones de gravimetría de pozo, son mediciones directas de la densidad aparente de las formaciones circundantes. Estas mediciones son tomadas a diferentes profundidades en el pozo y restadas para obtener las diferencias de

gravedad, las cuales permiten obtener valores de la densidad de la capa o zona de interés, como se muestra en la figura 1 (izquierda). La densidad aparente es el promedio de las densidades de estructuras o capas alrededor del pozo.

El principio básico del gravímetro de pozo es el cambio de la gravedad entre dos profundidades, que es directamente proporcional tanto a la densidad aparente ρ de la formación como a la distancia Δz entre dichos puntos. La diferencia con el registro de densidad es el volumen que mide (tabla 1). En un medio estratificado, el gradiente de gravedad vertical es directamente proporcional a la densidad de las capas entre los puntos de medición (fig. 2).

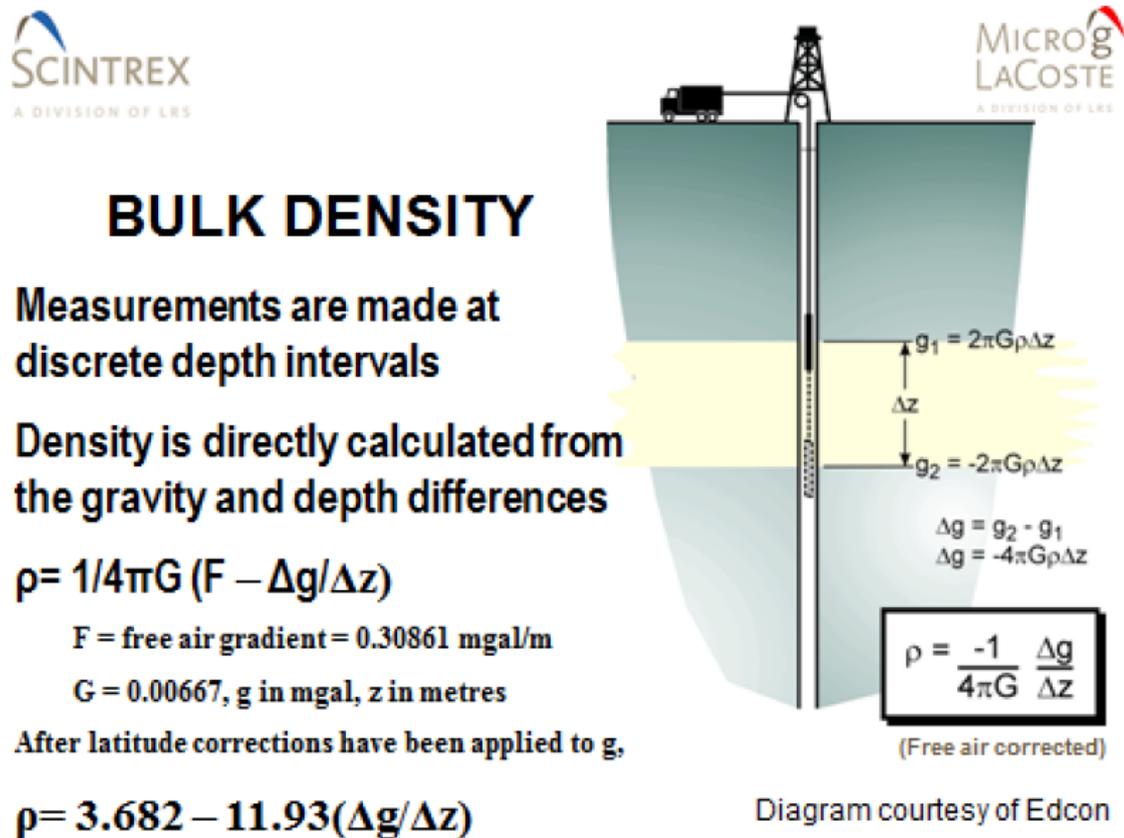


Figura 2. Ecuaciones que rigen las mediciones del gravímetro de pozo para medir la densidad de las capas (Scintrex, 2012).

Debido a que las mediciones de la densidad aparente a partir del gravímetro de pozo son muestras del volumen de formación, los registros de gravimetría pueden

ser obtenidos en pozos entubados o no entubados. De hecho, es el único método de pozo que puede obtener la densidad aparente de la formación, la cual está directamente relacionada con la densidad de grano, porosidad y densidad del fluido en el poro. El cálculo de la densidad y porosidad in situ, así como caracterizar el fluido en los poros, son la base de la aplicación de la gravimetría en la exploración y producción de aceite y gas. Las tres ventajas primordiales de esta técnica son: alta precisión relativa y absoluta, respuesta directa a la densidad y estudios de un gran volumen de formación.

Un gravímetro puede medir a profundidad en la pared del pozo y en consecuencia no es afectado por el lodo de perforación, la invasión del fluido, la rugosidad del pozo o los daños a la formación (tabla 1).

	Distancia de investigación para una efectividad del 90%		Volumen de formación investigado	
	(in)	(cm)	(ft ³)	(m ³)
Núcleo Convencional	2.6	6.6	1.5	0.04
Registro de densidad	8	20	17	0.5
Registro Neutrón	14	36	40	1.1
Registro Sónico	18	46	59	1.7
Gravímetro de Pozo	600	1,500	78,532	2,224

Tabla 1. Comparación de algunas herramientas de registros geofísicos y mediciones de pozo en función del radio de investigación y el volumen de formación. El gravímetro de pozo proporciona un mayor rango investigación con respecto a otras herramientas (modificada de Bayer, 1991).

La aceleración de la gravedad cambia con respecto a la distancia al centro de masa del cuerpo así como las masas circundantes a él, por lo tanto, entre más precisas sean las medidas del campo gravitacional, más exacta será la medición de la densidad (fig. 4).

El gravímetro de pozo, está constituido fundamentalmente por un resorte muy sensible, el cual sostiene a una barra articulada, en cuyo extremo hay una masa suspendida y equilibrada por la tensión de dicho resorte (fig. 3a). Dado que la aceleración gravitacional es variable y por lo tanto el peso de la masa también, la

tensión del resorte debe ser modificada, mediante el tornillo de ajuste, para mantener la barra en una posición horizontal estacionaria en equilibrio, en donde el torque o momento en el pivote A está balanceado (ecuaciones 1a y 1b).

$$mgd = rT \rightarrow g = \frac{rT}{md} \quad (\text{Ecs. 1a y 1b})$$

Dónde: m es la masa, g es la aceleración gravitacional, d es la distancia entre el pivote A y la masa, r es la distancia entre el pivote A y el resorte, y T es la tensión del resorte.

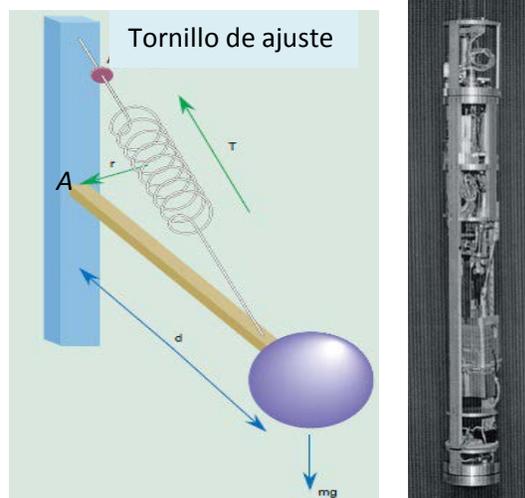


Figura 3. a)Esquema representativo del funcionamiento del mecanismo del gravímetro de pozo. La elongación del resorte está directamente relacionada a la aceleración gravitacional (modificada de Van Popta et al, 1992), b) Lacoste & Romberg BHGM (Chapin, 1998)..

Al cambiar la aceleración de la gravedad (g), cambia el peso (mg); dado que m , d y r son conocidos, y T es medida cuando la barra es nivelada, entonces el valor de g puede ser calculado.

El mecanismo es inmovilizado durante el transporte de la sonda con el gravímetro al pozo y al bajar esta dentro del agujero.

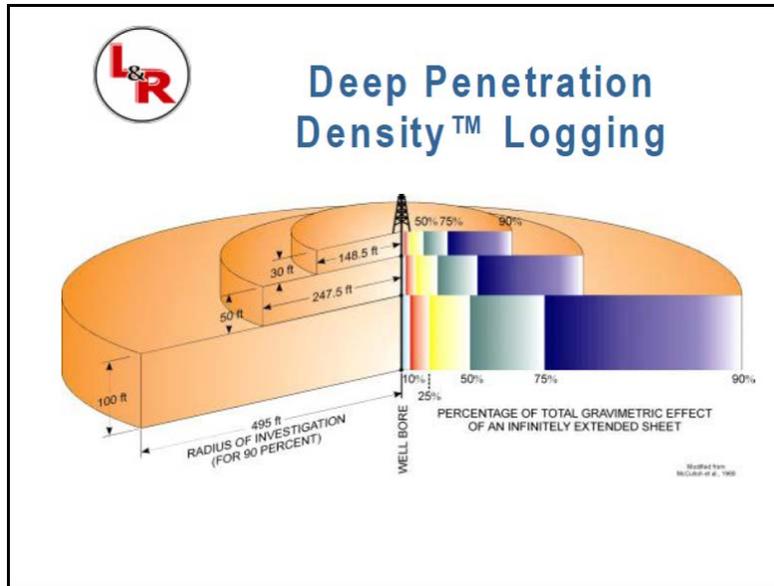


Figura 4. La penetración radial del gravímetro de pozo es aproximadamente 5 veces el espaciamiento entre las estaciones de medición (tomado de Nind, 2013, modificada de McCulloh et al, 1968).

c) Futura instrumentación

Hasta la fecha, el éxito del gravímetro de pozo radica en el mecanismo del sensor de funcionamiento. Debido al interés de la industria, varios nuevos gravímetros y gradiómetros de pozo, están en desarrollo, diseñados para superar las limitantes físicas mencionadas en el punto anterior, esto incluye una amplia gama de nuevos diseños de sensores. Hasta ahora, ha habido diseños recientes basados: 1) desde un gravímetro de fusible de cuarzo inclinado con un sistema de masa resorte de longitud cero, 2) gravímetro y gradiómetro de metal inclinado con un sistema de masa resorte de longitud cero, 3) dos reflectores cayendo que son detectados usando dispositivos de interferometría láser como un gradiómetro vertical, 4) midiendo la posición de dos masas de prueba superconductoras que se encuentran levitando magnéticamente localizadas en los extremos de una sonda de registro como un gradiómetro vertical, 5) midiendo la deformación de un alambre de metal rígido como gradiómetro, 6) usando un gravímetro de espectroscopía súper radiante, 7) un haz vibrante de cuarzo, y 8) una fuente atómica (Ander, 1997).

2 Fundamentos Teóricos

2.1. Campo y potencial gravitacional

La ley de la gravitación universal de Newton establece que una masa m , separada a cierta distancia de otra masa M , tienen una fuerza de atracción F , de acuerdo a la ecuación 2.

$$F = -\frac{GmM\hat{r}}{r^2} \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde: \hat{r} es un vector unitario que va de M hacia m , y G es la constante de gravitación universal (con esta definición de \hat{r} , el signo menos asegura una fuerza de atracción entre las masas). El valor acordado para G es $6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2$. Para un volumen, la ecuación 2 se convierte en la ecuación 3.

$$F = -Gm \int_v \frac{\rho(r)\hat{r}}{r^2} dV \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde: dV es la diferencial de volumen del material, con una densidad ρ en el punto r . Es conveniente pensar en un campo gravitacional ocasionado por una masa M , actuando sobre una masa m y presente en todo el espacio (ec. 4).

$$g = \frac{F}{m} = -\frac{GM\hat{r}}{r^2} \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde el vector de campo se define como la fuerza por unidad de masa ejercida sobre una partícula en el campo de la masa M . Entonces para un volumen se tiene la ecuación 5.

$$g = -G \int_v \frac{\rho(r)\hat{r}}{r^2} dV \quad (\text{Ec. 5})$$

Donde: g tiene las unidades de la aceleración y generalmente es llamada aceleración debida a la gravedad, dicha aceleración de la gravedad es justamente

la gravedad. En la superficie de la Tierra, tiene un valor aproximado de $9.81 \text{ m/s}^2 = 981 \text{ cm/s}^2 = 981 \text{ Gal}$, donde un Gal se define como 1 cm/s^2 . La unidad más común para medir a la gravedad, son los miligales, abreviados comúnmente como mGal; aunque también hay equipos con precisión de microgales (μGal).

El potencial gravitacional U es igual al trabajo que se requiere para mover una partícula de unidad de masa desde el infinito hasta una distancia r de la masa M (ec. 6).

$$U = \int_{\infty}^r F \, dr = \int_{\infty}^r \frac{GM}{r^2} \, dr = -\frac{GM}{r} \quad (\text{Ec. 6})$$

Hay una posible constante de integración que no es usada aquí ya que el potencial gravitacional se indetermina, es decir, sólo algunas diferencias potenciales son significativas, no valores particulares. Este procedimiento es común para remover dicho problema de indeterminación, pero requiere que $U \rightarrow 0$ y $r \rightarrow \infty$.

Otra manera de determinar U , es mostrar que la dependencia de un vector de campo con $1/r^2$ puede convertirse en el gradiente del potencial (ec. 7).

$$\mathbf{g} = -\nabla U \quad (\text{Ec.7})$$

Los campos gravitacionales son causados por cuerpos anómalos que pueden actuar en varias direcciones con respecto a la vertical, pero la respuesta de los gravímetros sólo es en la componente vertical del campo producido por el cuerpo anómalo. Se asume que el efecto de la anomalía local Δg es mucho más pequeño que g , por lo tanto, la dirección de g no es afectada por las masas locales, en consecuencia ya no es necesario tratar a g en forma de vector.

El campo gravitacional está en función de la latitud y la elevación del punto en el que se mide porque la Tierra no es verdaderamente esférica y se encuentra girando. En gravimetría de pozo no interesa la variación de g sobre áreas grandes, por lo que no se va a discutir estas variaciones, sino solamente los cambios que son de interés en el método.

2.2. Campo gravitacional de una esfera

Si se considera una esfera con un radio externo a y un radio interno b (fig. 5) se puede calcular el potencial U en un punto P a una distancia z del centro de la esfera (ec. 8). Dada la dirección de \hat{r} , z es tomada como positiva lejos del centro de la esfera, esto es, si la esfera representa una parte de la Tierra, z es positiva hacia arriba, contrariamente a la convención de este trabajo; θ es el ángulo medido desde el centro de la esfera.

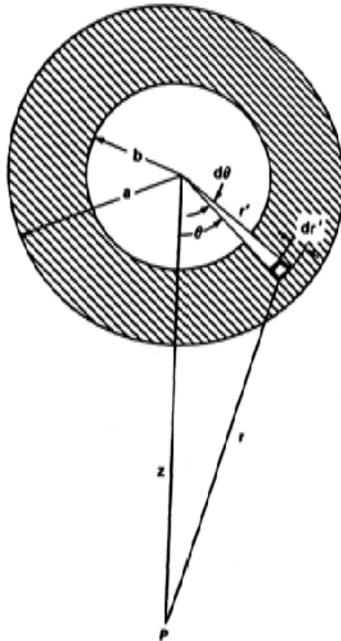


Figura 5. Esfera de radio exterior a y radio interior b (modificada de Labo, 1987).

$$\begin{aligned}
 U &= - \int_v \frac{\rho(r')}{r} dV \\
 &= -\rho G \int_0^{2\pi} d\phi \int_b^a r'^2 dr' \int_0^\pi \frac{\text{sen}\theta d\theta}{r}
 \end{aligned}
 \tag{Ec. 8}$$

Por la ley de cosenos, $r^2 = r'^2 + z^2 - 2r'z\cos\theta$; derivando se obtiene la ec. 9.

$$2rdr = 2r'z\text{sen}\theta d\theta
 \tag{Ec. 9}$$

$$\frac{\text{sen}\theta d\theta}{r} = \frac{dr}{r'z}$$

La integral sobre Θ da un factor de 2π (ec. 10).

$$U = \frac{2\pi\rho G}{z} \int_a^b r' dr' \int_{r_1}^r dr \quad (\text{Ec. 10})$$

donde r_1 y r_2 son los valores máximos y mínimos de r , si ρ está fuera de la esfera quiere decir que $z > a$ (ec. 11).

$$\begin{aligned} U &= -\frac{2\pi\rho G}{z} \int_a^b r' dr' \int_{z-r'}^{z+r'} dr \\ &= -\frac{4}{3} \frac{\pi\rho G}{z} (a^3 - b^3) \end{aligned} \quad (\text{Ec. 11})$$

La masa de la esfera es $4/3\pi\rho(a^3 - b^3)$, entonces se obtiene la ecuación 12.

$$U(z \geq a) = -\frac{GM}{z} \quad (\text{Ec. 12})$$

Es importante notar que U no se encuentra en función de r , pero sí de z . Por lo tanto el potencial, y por consecuencia el campo fuera de la esfera de masa M , es idéntico al de la masa M concentrado en el centro de la esfera.

Si el punto está dentro de la esfera ($z < b$), es decir, en el radio de ésta, entonces se obtiene la ecuación 13.

$$\begin{aligned} U &= -\frac{2\pi\rho G}{z} \int_a^b r' dr' \int_{r'-z}^{r'+z} dr \\ &= -2\pi\rho G(a^2 - b^2) \end{aligned} \quad (\text{Ec. 13})$$

Entonces U es constante dentro de la esfera. Dentro de la esfera $b < z < a$ y se puede tratar el problema como la suma de dos esferas (ecs. 14a y 14b).

$$U = -\frac{-2\pi\rho G}{z} \left(\int_b^z r' dr' \int_{z-r'}^{z+r'} dr + \int_z^a r' dr' \int_{r'-z}^{r'+z} dr \right) \quad (\text{Ec. 14a})$$

$$U = -4\pi\rho G \left(\frac{a^2}{2} - \frac{b^3}{3z} - \frac{z^2}{6} \right) \quad (\text{Ec. 14b})$$

Si se evalúa la magnitud de g para cada caso, desde $g = -\nabla U = -dU/dz$, para $z > a$ de la ecuación 12, se obtiene la ecuación 15.

$$g(z > a) = -\frac{GM}{z^2} \quad (\text{Ec. 15})$$

La cual no es función ni de a ni de b . Para $z < b$ de la ecuación 13, se obtiene la ecuación 16.

$$g(z < b) = 0 \quad (\text{Ec. 16})$$

Es decir no hay ningún campo dentro de la esfera. Y para $b < z < a$, de la ecuación 14, se obtienen la ecuación 17.

$$g(b < z < a) = \frac{4\pi\rho G}{3} \left(\frac{b^3}{z^2} - z \right) \quad (\text{Ec. 17})$$

Se puede considerar a la Tierra como un conjunto de capas esféricas, por lo tanto las mediciones de la gravedad a dos profundidades en un pozo son equivalentes a las mediciones que están por encima y por debajo de la capa esférica. Si se considera una esfera sólida de densidad ρ , entonces $b=0$ y dentro de la esfera se tiene de la ecuación 17 a la ecuación 18.

$$\frac{dg}{dz} = -\frac{4}{3}\pi\rho G \quad (\text{Ec. 18})$$

Si g es medida por encima y por debajo de una esfera sólida, entonces de las ecuaciones 14 y 15 se tiene que el cambio en la gravedad debido a la esfera sólo es como en la ecuación 19.

$$\Delta g = -\frac{GM}{z^2} - 0 = -\frac{4}{3}\pi\rho G \frac{a^3 - b^3}{z^2} \quad (\text{Ec. 19})$$

Si se hace que b sea igual con $a-dz$ (ecs. 20a y 20b).

$$dg = -\frac{4}{3}\pi\rho G \frac{a^3 - a^3 + 3a^2 dz - 3a^2 dz + dz^3}{z^2} \quad (\text{Ec. 20a})$$

$$\cong -\frac{4}{3}\pi\rho G \frac{3a^2 dz}{z^2} \quad (\text{Ec. 20b})$$

Y si $a \cong z \gg dz$ (para una esfera cerca de la superficie de la Tierra), (ec. 20c).

$$\frac{dg}{dz} \cong -4\pi\rho G \quad (\text{Ec. 20c})$$

Entonces, la ecuación 18 puede ser expresada como la suma de dos términos, un término corresponde a la esfera (20c) y la otra parte se debe al efecto del resto de la esfera (ec. 21a).

$$\frac{dg}{dz} = -\frac{4}{3}\pi\rho G = -4\pi\rho G + \frac{8}{3}\pi\rho G \quad (\text{Ec. 21a})$$

El segundo término de la ecuación 21a, representa el cambio de la gravedad con respecto a la profundidad z ocasionado por el resto de la esfera (la Tierra), dicho cambio es el que puede ser observado si la esfera estuviera ausente, es decir, por encima de la superficie. Este parámetro es frecuentemente llamado el gradiente de aire libre o mejor dicho gradiente vertical de aire, el símbolo comúnmente usado es F , pero esta nomenclatura sólo se utiliza cuando se trata de una fuerza, por lo tanto para este caso se usará Γ (ec. 21b).

$$\frac{dg}{dz} = -4\pi\rho G + \Gamma \quad (\text{Ec. 21b})$$

En la realidad ρ no es constante, entonces el segundo término de la expresión anterior no representa el verdadero gradiente de aire libre. Ordinariamente Γ puede ser calculado como una función de la latitud y la elevación. Dichas fórmulas tienen en cuenta tanto la esfericidad como la rotación y la densidad verdadera media de la Tierra. Sin embargo, el gradiente vertical de la superficie se ve sólo afectado por la estructura del subsuelo. Estos valores calculados de Γ no toman en cuenta la estructura del subsuelo, esto en ocasiones es aceptable cuando se quiere calcular Γ por medio de mediciones de g en dos o más puntos por encima de la superficie, para hacer esto se requieren mediciones en una formación

horizontal con densidad conocida usando la ecuación (21b), o bien con mediciones de la gravedad en la superficie.

Si se conoce Γ , entonces se obtiene la ecuación 22.

$$\rho_g = \frac{1}{4\pi G} \left(\Gamma - \frac{dg}{dz} \right) \quad (\text{Ec. 22})$$

La ecuación anterior (22), es la expresión clásica para la densidad gravimétrica, la cual fue obtenida mediante mediciones de la gravedad desde dos estaciones en un pozo. Algunos autores suelen llamarla densidad aparente.

Burkhard (1991) desarrolló muchos métodos sofisticados para calcular la densidad de una esfera, estos no requieren conocer el valor de Γ siempre y cuando se aplique una inversión lineal a todos los datos gravimétricos de pozo en lugar de usar sólo un par de mediciones.

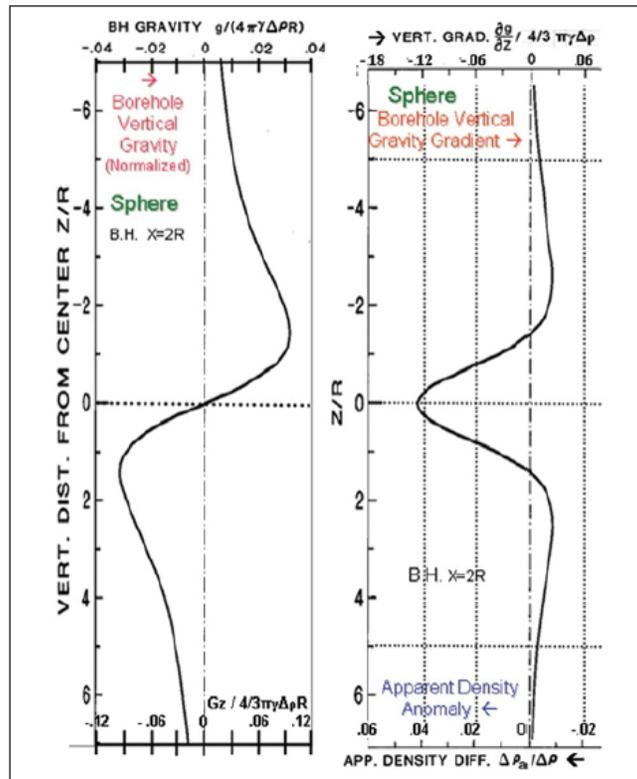


Figura 6. Gravedad vertical y gradiente de gravedad en pozo debida a una esfera (Saad, 2006).

La figura 6 muestra los perfiles en pozo de la gravedad vertical (izquierda) y el gradiente de gravedad (densidad aparente) a la derecha, debida a una esfera de radio R , contraste de densidad $\Delta\rho$, a una profundidad Z y a una distancia $X=2R$ del centro de la esfera.

2.3. Campo de una superficie cilíndrica

Considerando un elemento de volumen de una superficie cilíndrica (fig. 7). Un elemento de masa puede ser expresado como $dM = \rho r dr d\varphi dz$ entonces, el campo gravitacional total debido a la superficie por un punto sobre el eje está dado por la ecuación 23.

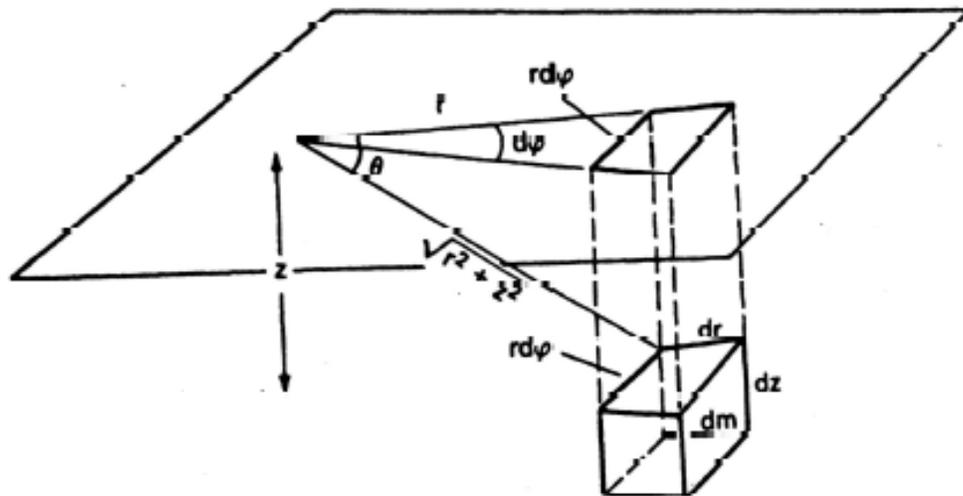


Figura 7. Elemento de volumen tomado de una superficie cilíndrica (modificada de Labo, 1987).

$$dg_t = \frac{GdM}{r^2 + z^2} \quad (\text{Ec. 23})^{(9)}$$

Y la componente vertical $dg = dg_t \cos\theta$ está dada por la ecuación 24.

$$dg = \frac{GzdM}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{G\rho r dr dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (\text{Ec. 24})^{(9)}$$

Si integramos entre los límites $0 < \varphi < 2\pi$, $r_1 < r < r_2$, y $z_2 < z < z_1$, entonces se tiene la atracción gravitacional de un anillo cilíndrico sobre su eje (ecs. 25 y 26).

(Ec. 25)

$$g = G\rho \int_0^{2\pi} \varphi \int_{z_1}^{z_2} z dz \int_{r_1}^{r_2} \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$g = 2\pi\rho G(\sqrt{r_1^2 + z_2^2} - \sqrt{r_1^2 + z_1^2} - \sqrt{r_2^2 + z_2^2} + \sqrt{r_2^2 + z_1^2}) \quad (\text{Ec. 26})$$

La ecuación 26 es usada para el cálculo de muchas formas y especialmente para correcciones del terreno.

2.4. Campo gravitacional de un bloque infinito

Si se sustituye $r_1 = 0$ y $r_2 = \infty$ en la ecuación 25, se obtiene la expresión para la componente vertical del campo de un bloque infinito, homogéneo e isotrópico (ec.27).

$$g = 2\pi\rho G(z_2 - z_1) = 2\pi\rho Gt \quad (\text{Ec. 27})$$

Donde t es el espesor del bloque, es importante notar que g no es función de z . Por lo tanto, el campo es constante por encima ó por debajo del bloque (fig. 8). Además, dado que la integración sobre θ resulta sólo en una constante, una parte angular del bloque con radio infinito produce un campo en el centro que no está en función de la altura. De hecho, el campo de medio bloque, no es función de la altura. A menudo, una falla puede ser representada como la mitad de un bloque infinito. Si se utiliza la ecuación 27 para calcular el cambio en la gravedad a través del bloque se tiene la ecuación 28.

$$dg = 4\pi\rho Gt = -4\pi\rho Gdz \quad (\text{Ec. 28})$$

Esta ecuación es idéntica a la ecuación 20c. De hecho, esta es la derivación clásica de la ecuación 22 y de alguna manera, esto significa que considerando una Tierra completamente esférica se obtiene el mismo resultado.

2.5. Campo gravitacional para formas arbitrarias

Existen varias fórmulas disponibles para calcular los campos producidos por cuerpos de forma arbitraria, estas son adecuadas principalmente para cálculos mediante *software*, pero son muy complicadas. Talwani et al. (1959) derivó

fórmulas para el campo en cualquier punto sobre la superficie producido por un polígono de dos dimensiones, el cual tiene una longitud infinita en la tercera dimensión.

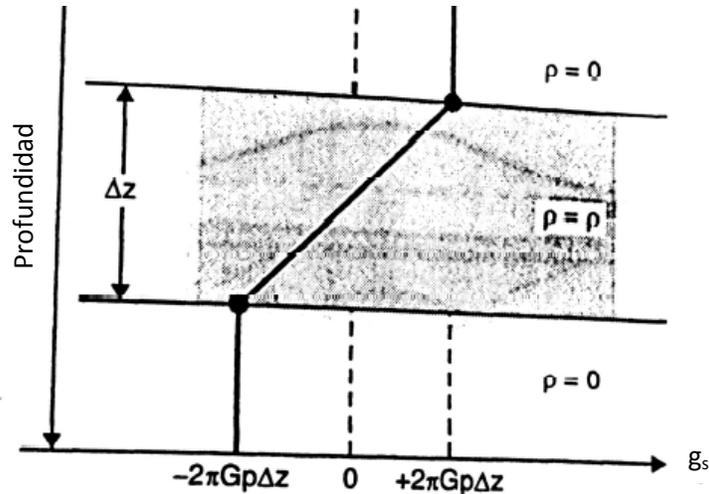


Figura 8. Cambios en la gravedad a través de un bloque infinito (modificada de Labo, 1987).

Hearst (1981) usó esta fórmula para calcular el campo de cualquier sección geológica de dos dimensiones en cualquier punto en el espacio. Sólo calcula el efecto de una sección simétrica cilíndrica en cualquier punto sobre su eje.

Plouff (1976) calcula el efecto de un prisma tridimensional poligonal, él usa esta técnica para calcular los cambios en la gravedad producidos para uno o más prismas, pero él no trata de llenar todo el espacio con prismas tridimensionales. Kwok (1991) realiza un cálculo similar y analiza la situación cuando las mediciones de los puntos son dentro de los prismas.

2.6. No unicidad del campo gravitacional

Se deben considerar algunos casos en los cuales la fuente del campo gravitacional no puede ser deducida a partir del campo, por ejemplo, en la ecuación 15 se muestra que el campo externo de una superficie esférica es independiente del tamaño y densidad de la superficie; sólo la masa total es realmente importante. Un ejemplo interesante de tal ambigüedad es el campo

antes y después de la detonación de una explosión nuclear subterránea, dicha explosión crea una cavidad de aproximadamente 100 m o más de diámetro. La cavidad está formada por la compactación y el desplazamiento del material que originalmente ocupó el volumen inicial. Después de la explosión, esta cavidad está rodeada por una capa esférica compacta. Fuera de esta superficie, el campo es idéntico al existente antes de la explosión y la gran cavidad no puede ser detectada por gravimetría.

También, se revisó que el campo dentro de una esfera es el mismo, siempre y cuando la esfera esté presente, y que el campo fuera de un bloque infinito no dependa de la localización de los puntos de medición. Esta ambigüedad, es de hecho, bastante general. Skeels (1947), mostró el problema para el caso general del campo gravitacional en la superficie como se muestra en la figura 9.

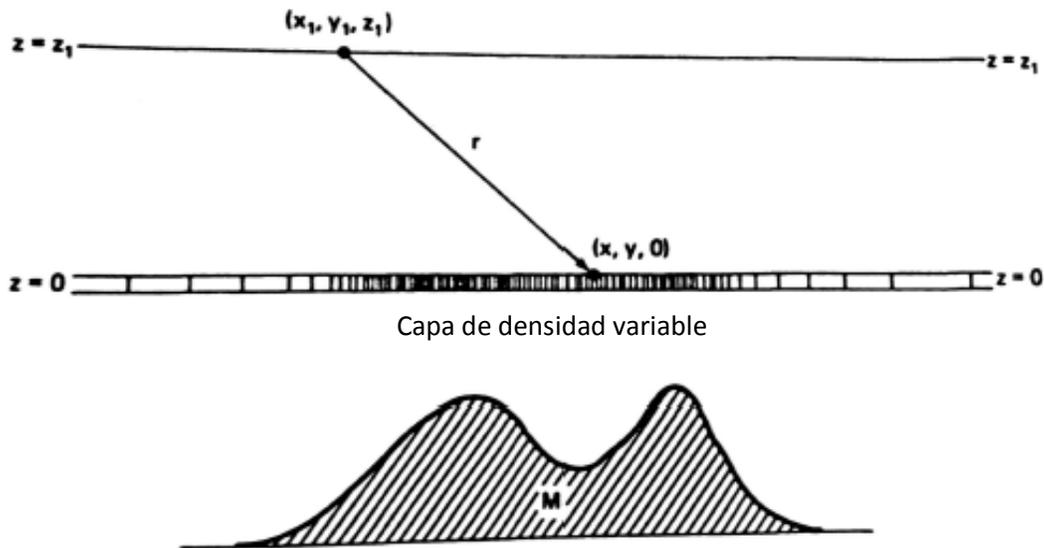


Figura 9. Distribución de masa M , la superficie muestra la distribución sobre el plano $z = 0$, produciendo una gravedad idéntica para el plano de arriba $z = z_1$ (modificada de Labo, 1987).

Se muestra que el potencial U en un punto x_1, y_1, z_1 en el plano $z = z_1$ encima de un plano $z = 0$, con una distribución arbitraria de una masa M debajo del plano $z = 0$, pero sin la masa encima de este, da la integral sobre el plano (ec. 29).

$$U = \frac{1}{2\pi} \int_s \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial z} dS \quad (\text{Ec. 29})$$

Donde: $\frac{\partial U}{\partial z} = g(0)$ es la gravedad en el plano $z = 0$, r es la distancia desde el punto (x_1, y_1, z_1) al punto $(x, y, 0)$ en el plano, y la integración se realiza a lo largo de toda la superficie del plano, por lo tanto la atracción de la gravedad en el plano $z = z_1$ debido a la distribución de la masa M , está dada por la ecuación 30.

$$g(x_1, y_1, z_1) = \frac{\partial U}{\partial z_1} = \frac{1}{2\pi} \int_s \frac{\partial}{\partial z_1} \frac{g(0)}{r} dS \quad (\text{Ec. 30})$$

dónde $g(0)$ no es una función de z . Ahora, removiendo la distribución de la masa M y en su lugar se coloca una capa delgada de densidad variable ρ y espesor Δt en el plano $z = 0$. La densidad ρ está en función de x y y , así que cada elemento de masa de área dS puede ser escrito como $dm = \rho \Delta t dS$; la atracción de este elemento en un punto (x_1, y_1, z_1) queda como la ecuación 31.

$$dg = G \frac{\partial}{\partial z_1} \frac{\rho \Delta t}{r} dS \quad (\text{Ec. 31})$$

Y la atracción de toda la hoja infinita está dada por la ecuación 32.

$$g(x_1, y_1, z_1) = G \int_s \frac{\partial}{\partial z_1} \frac{\rho \Delta t}{r} dS \quad (\text{Ec. 32})$$

Las ecuaciones 30 y 32 serán idénticas si se cumple la ecuación 33.

$$\rho(x, y, 0) = \frac{g(0)}{2\pi G \Delta t} \quad (\text{Ec. 33})$$

Esto significa que una capa de densidad variable en el plano $z = 0$ produce el mismo efecto gravitacional en el plano superior $z = z_1$, para la distribución de masa M . Por otra parte, se puede elegir un plano entre M y z_1 como el plano $z = 0$, así que hay muchas capas delgadas posibles y cada de ellas tiene el mismo efecto. Nettleton (1976), da un excelente ejemplo de no unicidad, la figura 10

muestra tres configuraciones con la misma masa que produce el mismo aumento en la distribución de gravedad.

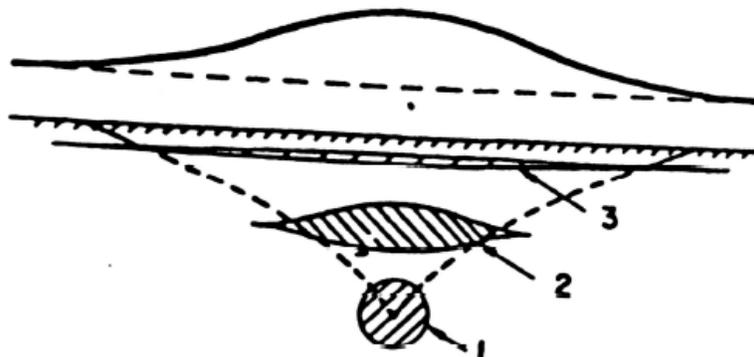


Figura 10. Ejemplo de no unicidad en gravimetría (modificada de Labo, 1987).

Se debe reconocer que no hay una sola interpretación de un determinado conjunto de datos gravimétricos. Es importante considerar los contrastes geológicos, ya que siempre hay muchas posibilidades.

2.7. Componentes de la gravedad de pozo y su separación

En general, el gravímetro de pozo está sometido a la influencia de tres factores, los cuales están en función de la profundidad. El primero es el efecto de aire libre, que contabiliza la disminución de la gravedad conforme se incrementa la elevación. El segundo es el efecto de Bouguer, el cual representa la atracción debida a los materiales cuyas densidades son lateralmente constantes o a una aproximación razonable. El tercero puede ser llamado influencia anómala, da cuenta de las perturbaciones gravitacionales causadas por la distribución de masa en la Tierra que no se ajusten a las condiciones de Bouguer de estratificación de densidad horizontal (fig. 11).

El efecto de aire libre es lineal con respecto a la profundidad por encima de los volúmenes en los que se puede operar (0.9406×10^{-4} galones por pie ó 0.3086×10^{-8} galones por metro). El problema principal es que tiene una tendencia opuesta a la influencia de Bouguer, lo que reduce significativamente el rango total de las diferencias en la gravedad que la herramienta de pozo puede conseguir. La atracción de Bouguer para una superficie asume que los materiales están

estratificados horizontalmente con respecto a la densidad, la cual es infinita a lo largo de dicha estratificación, esto está expresado matemáticamente en la ecuación 34.

$$b_0 = 2\pi K[d_1 h_1 + d_2 h_2 + d_3 h_3 + \dots + d_n h_n]$$

Donde: K es la constante gravitacional (6.67×10^{-8} en sistema CGS), d es la densidad y h el espesor para echados individuales.

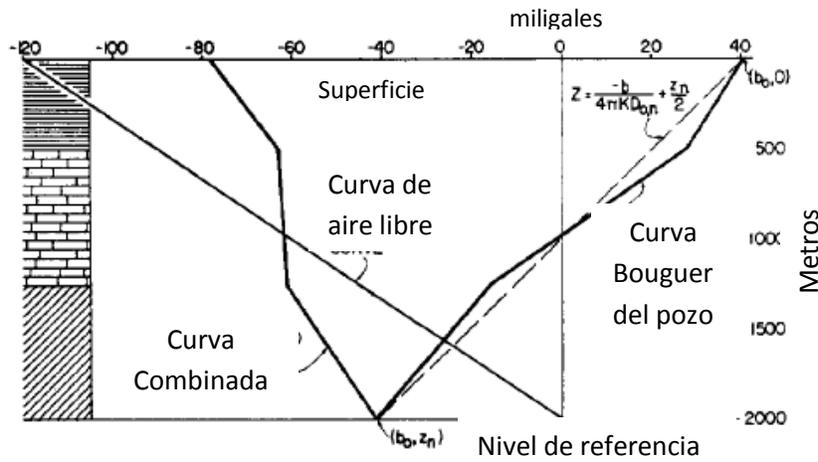


Figura 11. Influencias de Bouguer y aire libre separadas y combinadas. La curva de Bouguer representa la atracción resultante del material, entre el punto de lectura y la superficie, y, entre el punto de lectura y el nivel de referencia a lo largo del pozo. La pendiente promedio de la curva, es inversamente proporcional al promedio de la densidad en la sección (modificada de Smith, 1950).

En esta (ec. 34) expresión los subíndices se refieren a las capas consecutivas del subsuelo, es obvio que las lecturas de la gravedad en el pozo se ven influenciadas positivamente por la parte de la sección que se encuentra por debajo, y negativamente por la porción que se encuentra por encima. Así, para un pozo vertical, en la parte inferior de la capa 2, se tiene la ecuación 35.

$$b_2 = 2\pi K[d_3 h_3 + d_4 h_4 + \dots + d_n h_n - d_1 h_1 - d_2 h_2] \quad (\text{Ec. 35})$$

O para cualquier capa i , se tiene la ecuación 36.

$$b_i = 2\pi K[d_{i+1} h_{i+1} + d_{i+2} h_{i+2} + d_{i+3} h_{i+3} + \dots + d_n h_n - d_1 h_1 - d_2 h_2 - d_3 h_3 - \dots - d_i h_i] \quad (\text{Ec. 36})$$

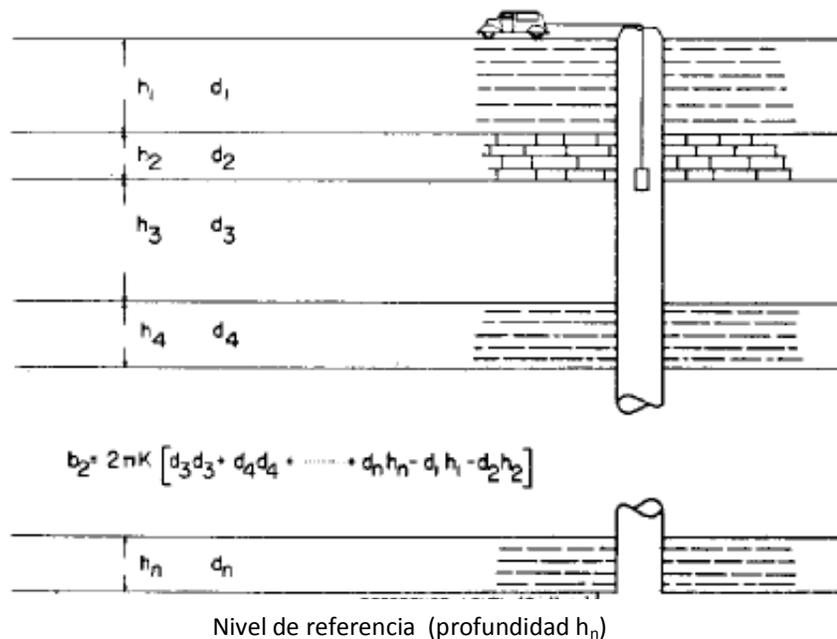


Figura 12. Condiciones de Bouguer – plano de estratificación lateralmente homogéneo. La atracción de Bouguer en la base de la segunda capa (modificada de Smith, 1950).

Para los propósitos presentes, la influencia de Bouguer es de interés sólo para las profundidades buscadas con el gravímetro (fig. 12). El subíndice n en la ecuación 36 representa la capa más baja medida por la herramienta o una más arriba en el pozo; cuando se desea hacer énfasis en capas más superficiales se debe tener en cuenta el miembro inferior.

La expresión matemática puede ser resumida poniendo z como la profundidad y con dirección positiva hacia abajo, así que z es la suma de las capas de toda la superficie a través del espesor h_i , y z_n es la profundidad total desde la superficie hasta la profundidad máxima considerada. También se debe asumir que D es el promedio de las densidades por encima del intervalo indicado por los subíndices (ecs. 37a, 37b y 37c).

$$b_0 = 2\pi K D_{0,n}(z_n) \quad (\text{Ec. 37a})$$

$$b_i = 2\pi K [D_{i+1,n}(z_n - z_i) - D_{0,i}(z_i)] \quad (\text{Ec. 37b})$$

$$b_n = -2\pi K D_{0,n}(z_n) \quad (\text{Ec. 37c})$$

Se debe notar que b_0 es igual a $-b_n$. Esto es, la atracción hacia abajo en la superficie debida a una parte seleccionada de esta, es igual a la fuerza hacia arriba de la misma sección con respecto a la profundidad z_n . Como se mencionó previamente, a parte de la influencia de Bouguer, las mediciones también pueden ser afectadas por la componente de aire libre y por la distribución de densidad anómala ya sea por encima o por debajo de z_n . La influencia de la latitud puede ser ignorada siempre y cuando el pozo sea vertical. Entonces, la herramienta registrará (ec. 38):

$$G_o = b_0 - Cz_n + g_o \quad \text{en la superficie,} \quad (\text{Ec. 38a})$$

$$G_i = b_i - C(z_n - z_i) + g_i \quad \text{a la profundidad } z_i, \quad (\text{Ec. 38b})$$

$$G_n = -b_0 + g_n \quad \text{a la profundidad } z_n \quad (\text{Ec. 38c})$$

Donde: C es la constante de aire libre, z_n es la profundidad con respecto a la capa y g es la función que representa la influencia debido a la distribución de masa que no se ajustan al concepto de Bouguer paralelo, esencialmente horizontal, estratificado y donde g es la función de la anomalía.

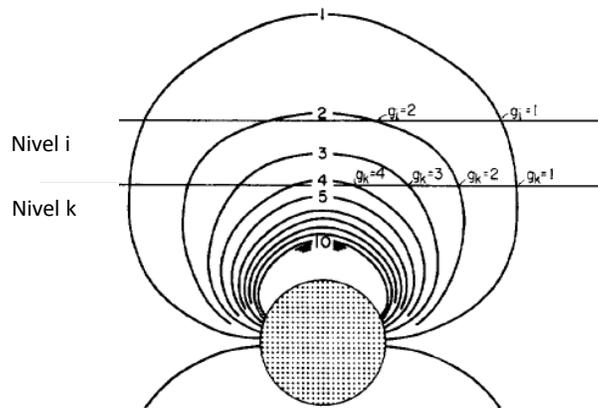


Figura 13. Configuración de la componente vertical de la gravedad por encima de una masa esférica. Muestra la intersección de las superficies iso-anómalas con la sección vertical. Indica la función anómala g intersectada rápidamente con respecto a la profundidad por encima del área central y la disminución con respecto a la distancia fuera del centro en los niveles i y k (modificada de Smith, 1950).

Extrayendo las lecturas de la profundidad z_n de un lado a otro en la superficie (ec. 39a).

$$G_0 - G_n = 2b_0 - Cz_n + g_0 - g_n \quad (\text{Ec. 39a})$$

Reordenando (ec. 39b).

$$b_0 = G_0 - G_n + Cz_n - g_0 + g_n/2 \quad (\text{Ec. 39b})$$

El tercer término en el numerador puede ser evaluado fácilmente ya que C es una constante conocida y z_n puede ser medida directamente por el cable en el pozo. La figura 13 muestra la dependencia de la componente vertical de la gravedad debido a una masa anómala en ambas posiciones verticales y laterales. Esta es desde luego, la componente vertical de las mediciones del gravímetro. La figura muestra que la diferencia entre dos capas cualesquiera, $g_k - g_i$ en el diagrama ó $g_n - g_0$ en la ecuación se aproxima a cero rápidamente con la distancia que existe desde el centro hacia afuera, y también al aumentar la distancia vertical de los dos niveles por encima de la masa. O tal vez más claramente en este caso, $g_k - g_i$, será tan pequeño como el intervalo correspondiente y $z_k - z_i$ tan pequeño con respecto a la profundidad medida de la masa anómala. Lo que se ha considerado de esta anomalía se aplicará cualitativamente a la mayoría de las anomalías relacionadas con la distribución de las densidades no esféricas.

En una situación promedio $g_n - g_0$ resulta insignificante. Donde no es insignificante, es donde se perforó el pozo de manera centrada con una profundidad total de igual magnitud que la profundidad a la que se encuentra la masa anómala, la función g puede ser obtenida por un análisis matemático del patrón que sigue la gravedad en la superficie sobre el pozo, a partir de los datos de gravedad obtenidos durante la perforación. Hace algunos años y recientemente se ha discutido la influencia de esta función anómala en términos de la desviación aparente que se puede producir en los valores medidos del gradiente de gravedad normal y hace bastante evidente la necesidad durante la explotación o evaluación del pozo.

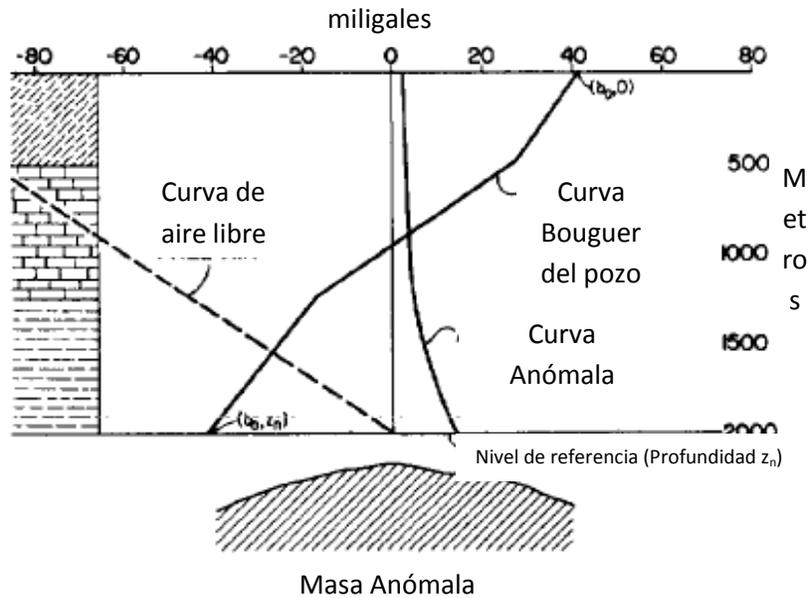


Figura 14. Curvas separadas de Bouguer, aire libre y masa anómala (modificada de Smith, 1950).

A partir de las ecuaciones 37 y 39 se puede observar que es evidente que el promedio de la densidad a partir de un intervalo, es una función lineal de la profundidad. Los segmentos con pendiente de la curva de Bouguer en la figura 14 y la curva combinada de Bouguer con aire libre en la figura 15, reflejan las diferencias de densidad entre las capas adyacentes. Se debe de señalar particularmente las líneas rectas y cruzadas de la figura 15, estas representan la curva Bouguer-aire libre, las cuales deben de ser obtenidas a través de las secciones de densidad constante. La línea con menor pendiente corresponde a una densidad ficticia aproximada de 2.0 gr/cm^3 y la de mayor pendiente está asociada a una densidad de 3.0 gr/cm^3 . Si estas densidades se toman como los extremos inferior y superior respectivamente es probable que se encuentren en la sección a continuación, las pendientes de la línea correspondiente son los valores de pendiente límite para cualquier zona de la curva Bouguer-aire libre en la sección. Sin embargo, si la curva es obtenida por la herramienta en el pozo y hubo segmentos cuyas pendientes eran menores a la recta con pendiente más suave o mayores a la recta más pronunciada, se debió a la influencia de una masa anómala cercana.

La información de la litología de la sección puede servir para incrementar la posibilidad de solución al problema.

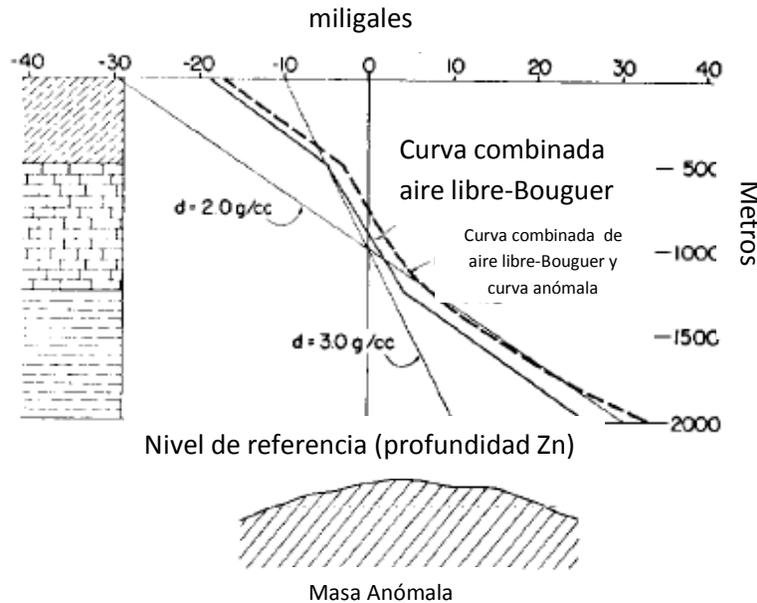


Figura 15. Curvas combinadas de aire libre, Bouguer y masa anómala. La escala de gravedad ha sido duplicada con respecto a las figuras previas y con referencia a g_0 que se desplaza a la izquierda. También muestra las curvas de Bouguer y aire libre para la densidad promedio de la formación con un valor de 2.0 y 3.0 gr/cm^3 (modificada de Smith, 1950).

El conocimiento del tipo de roca sin la información de porosidad, serviría para llevar las líneas con pendiente más juntas, simplemente para indicar la presencia o ausencia de uno o varios extremos de densidad. Por ejemplo, si se supiera que ninguna cantidad significativa de anhidrita o dolomía está presente, la pendiente máxima de la recta de puede reducir aproximadamente con un cuarto del ángulo entre las curvas que representan la densidad (2.0 y 3.0 g/cm^3); la pendiente máxima puede que sea compatible con una densidad aproximadamente de 2.75 g/cm^3 . Esto sería mejor si las densidades fueran medidas directamente de núcleos o cortes de un espesor razonable, de una sección homogénea, preferentemente cercanas al fondo del pozo o lejanas a la masa anómala.

Entonces, la pendiente exacta de la curva Bouguer-aire libre a través de cada intervalo puede ser calculada para comparar con la curva obtenida por el gravímetro en el pozo. Esto permitiría la determinación relativamente exacta del efecto anómalo en una o varias capas. Cualitativamente y algunas veces

cuantitativamente, sería de ayuda tener registros de resistividad de secciones más profundas de lutitas, siempre que las capas sean lo suficientemente gruesas para la determinación de los valores de la gravedad y dependiendo que tan bien sean conocidas las propiedades de compactación, resistividad, profundidad, etc.

Además que lo anterior, una investigación de un mapa gravimétrico de la superficie en la cercanía al pozo permitiría una estimación de g_0 , la magnitud de la anomalía en la superficie, y también mostraría el caso normal de tendencia de la curva de profundidad. Sin embargo, la figura 13 muestra una excepción, esto se da cuando las componentes de la gravedad del pozo pueden ser separadas y la resolución depende de la cantidad y calidad de otro tipo de datos disponibles en el pozo, así como la disponibilidad de un estudio gravimétrico de superficie de la zona.

2.8. Estimación de la profundidad y la forma de la masa anómala

La atracción entre dos partículas es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que existe entre ellas (ec. 40).

$$g = (Km_1m_2)/r^2 \quad (\text{Ec. 40})$$

El tamaño y forma de cualquier masa anómala real además de la distancia, resulta un tanto complicado de integrar a partir de la ecuación general. Una anomalía esférica se da siempre que la distribución de la densidad sea simétrica. Este caso es una excepción, ya que se puede suponer que la masa se encuentra concentrada en el centro, de manera que en efecto, se pueda considerar una partícula. Por lo tanto la expresión anterior se reduce a la ecuación 41.

$$g = KM/r^2 \quad (\text{Ec. 41})$$

Donde: K es la constante de gravitación, M la masa de la esfera y r la distancia del punto de observación al centro de la esfera. Sin embargo, en un estudio centrado de pozo, por encima de un rasgo geológico homogéneo de forma esférica, matemáticamente se expresa como en la ecuación 42.

$$g_0 = KM/r^2 \quad \text{en la superficie,} \quad (\text{Ec. 42a})$$

$$g_i = KM/(r - z_i)^2 \quad \text{a la profundidad } z_i, \quad (\text{Ec. 42b})$$

Cualquiera de los dos conjuntos de ecuaciones se puede resolver mediante M y r . Se debe de recordar, desde luego, que r no es la distancia a la superficie superior del cuerpo, pero si a su centro. Incluso, la información puede ser valiosa porque los límites geológicos de la densidad, representarían el radio de la esfera. La exactitud de los resultados en cualquier caso depende del grado de homogeneidad de la densidad de la roca circundante y de la continuidad de la forma y la distribución de la densidad en el cuerpo.

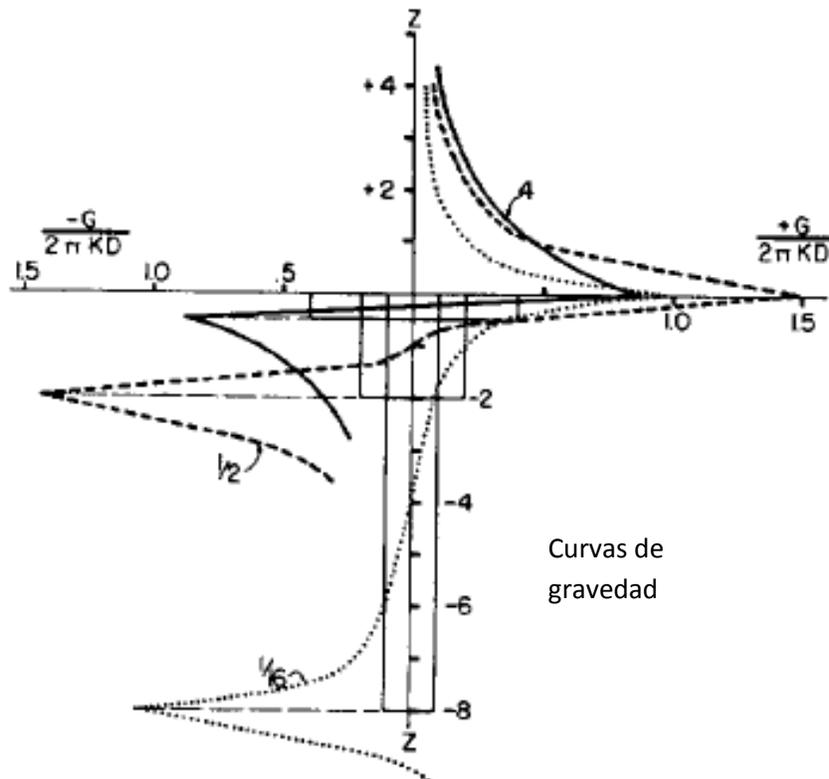


Figura 16. Gravedad contra profundidad a lo largo del eje del cilindro idéntico en masa, pero diferente en dimensiones (modificada de Smith, 1950).

Las características de interés (trampas petroleras) en la industria petrolera raramente pueden estar asociadas a este tipo de anomalías, sin embargo, las

curvas de gravedad-profundidad pueden ser procesadas para obtener formas y distribuciones de densidad más convincentes. Si estas curvas pudieran ser comparadas con el mapa gravedad-profundidad de la función g obtenida a partir de estudios de pozo de anomalías particulares, el ajuste relativo proporcionaría una valiosa pista hacia la comprensión de la profundidad, forma y tamaño de las anomalías.

Como sugerencia, en la figura 16 se muestra como la gravedad puede variar por encima y a través de las masas de diferentes dimensiones. Las curvas representan la influencia de la gravedad relativa a través de un conjunto de cilindros, cada uno de estos es de dimensiones variables, pero tienen una masa en común. El rango de la longitud del radio para cada uno de los tres cilindros, de corto a largo, es 4 , $\frac{1}{2}$ y $1/16$. Las curvas incluyen el caso en el cual el pozo penetra el cuerpo anómalo, esto es parecido a la perforación de un intrusivo ígneo, o, un domo salino.

2.9. Gradiente vertical de la gravedad vs profundidad

El gradiente vertical de la gravedad por encima de una masa anómala, es más sensible que la gravedad por sí sola, a factores de profundidad y forma. El gradiente vertical puede ser obtenido directamente de un estudio de gravedad en pozo, con una precisión en función del éxito de separar la influencia de Bouguer en una sección penetrada a partir de la función g de profundidad de los estudios de gravedad en pozo. Por lo tanto, a partir de las ecuaciones 38 y 39 el gradiente vertical total está dado por la ecuación 43.

$$(G_i - G_k)/(z_i - z_k) = -4\pi K D_{i,k} + (g_i - g_k)/(z_i - z_k) + C \quad (\text{Ec. 43})$$

Donde G_i y G_k , son las lecturas en el pozo a través del intervalo de Z_i a Z_k . $D_{i,k}$ es la densidad promedio a través del intervalo y C es la constante de aire libre. El gradiente vertical debido a la masa anómala sola, está dado por la ecuación 44.

$$(g_i - g_k)/(z_i - z_k) = (G_i - G_k)/(z_i - z_k) + 4\pi K D_{i,k} - C \quad \text{Ec. 44}$$

En cuanto a la gravedad, las curvas gradiente-profundidad pueden ser precalculadas para cuerpos de varios tamaños, formas y densidades, para compararlas con las curvas obtenidas en los casos estudiados. El gradiente vertical tiene un comportamiento simétrico por encima y a través de los cilindros de igual masa y volumen, pero tienen radios con intervalos de longitud igual a 4, $\frac{1}{2}$ o $\frac{1}{16}$ como se muestra en la figura 17. Se debe notar la respuesta a la forma y la distancia, en comparación con las curvas de gravedad de los mismos cilindros. Las mediciones del gradiente vertical de una masa anómala deben de dar los mejores resultados de los estudios de gravimetría en pozo y los problemas de la separación de los gradientes de Bouguer no deben de ser muy complicados.

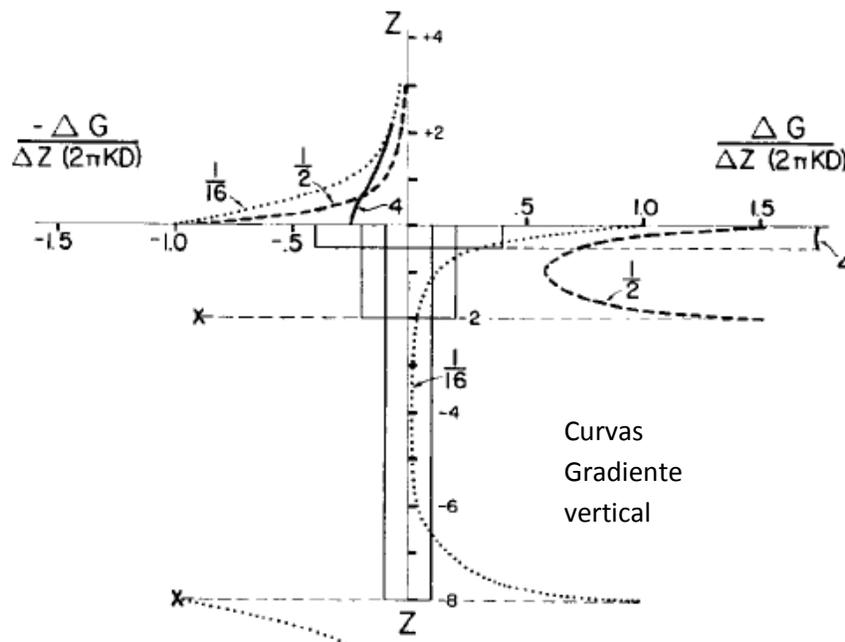


Figura 17. Gradiente vertical de la gravedad vs profundidad, a lo largo del eje del cilindro, idéntico en masa, pero diferente en dimensiones. La densidad es la unidad, la constante de gravitación K depende de la unidad de medición lineal (modificada de Smith, 1950).

2.10. Función de Bouguer

2.10.1. Usos directos de la función de Bouguer

Las mediciones de la atracción de Bouguer en pozo, pueden ser usadas para hacer un cálculo confiable del llamado factor de corrección por elevación, que se

requiere para la reducción de datos ruidosos. Dicho factor es función de las densidades cercanas a la superficie y se obtiene mediante una compensación empírica por la influencia de la elevación entre las estaciones de gravedad seleccionadas de cierta área. Donde hay una superficie con relieve insuficiente o demasiado relieve (efectos del terreno), los resultados no son muy confiables. En el caso de un bajo relieve (al menos en pozo), puede ofrecer algunas ventajas y proporcionar buenos resultados. Este uso no es de extrema importancia, pero es relevante mencionar, ya que requeriría mediciones a muy poca profundidad y por lo tanto presenta menores problemas físicos.

En comparación con la anomalía de Bouguer entre pozos, a un mismo nivel, se puede restar razonablemente la influencia de la gravedad debido al material que se encuentra por debajo de dicho nivel en el mapa de gravedad. Esta característica puede no ser de valor si las condiciones de Bouguer están estrictamente fuera de la región o si no hay cambios laterales de densidad entre un lugar y otro. En este caso, la influencia de Bouguer, importaría a un nivel en particular, salvo diferencias en la elevación, de ser el mismo.

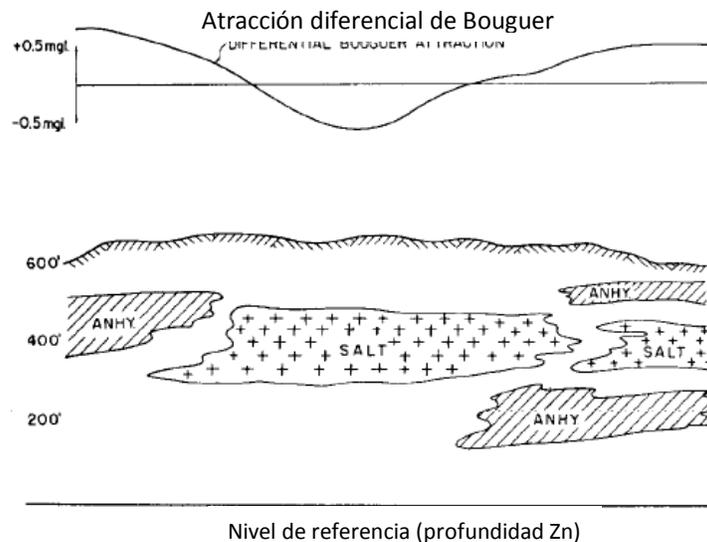


Figura 18. Se muestra, la distorsión en el mapa de gravedad debido a un abrupto cambio lateral en la densidad en la sección (modificada de Smith, 1950).

Las condiciones de homogeneidad de densidad lateral se mantienen en un pozo vertical, porque la profundidad de penetración generalmente es más pequeña

comparada con las distancias horizontales por encima de cada cambio de densidad apreciable que tuviera lugar, que rara vez se mantiene entre los sitios (fig. 18).

Cuando se hacen suposiciones de cambios laterales homogéneos de densidad como resultado de la inclinación o deformación, se pueden presentar en un mapa convencional de gravedad, acorde a los cambios en la magnitud y dirección de la densidad, dichos cambios forman parte del "regional". Esta porción puede ser extraída mediante la aplicación de las diferencias en los valores de la atracción de Bouguer por encima del nivel común, obtenido mediante los estudios de gravedad en pozo.

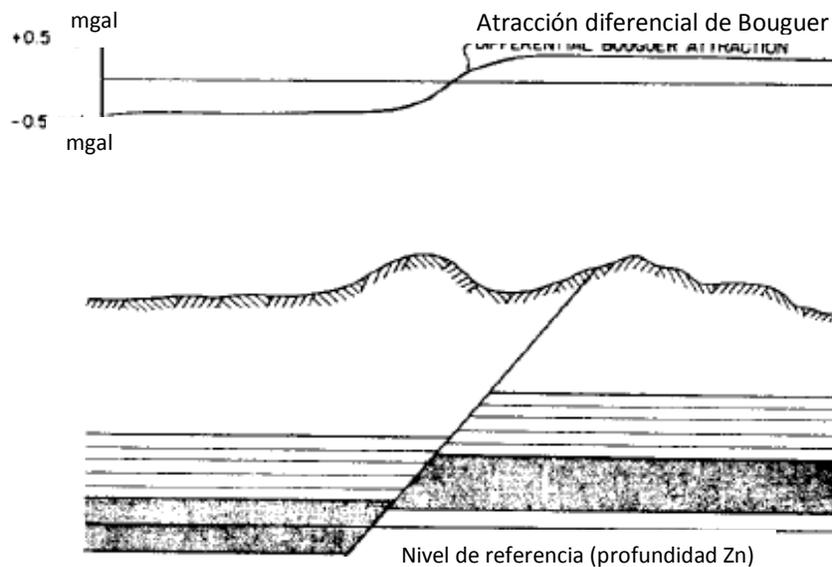


Figura 19. Perfil de gravedad debido a una falla en la sección superior, por encima del nivel de referencia (modificada de Smith, 1950).

Existen casos en los cuales hay discontinuidades abruptas en la densidad lateral sin relación a la estructura, por ejemplo las zonas que contienen estructuras lenticulares de evaporitas. Cada discontinuidad puede dejar patrones de nitidez en el mapa de gravedad, los cuales inducen al error al intérprete en la creencia de que en dicha zona hay anomalías con importancia económica. Un conjunto de estudios gravimétricos en pozo atravezando la sección crítica puede resolver este problema, donde una porción de una estructura geológica de interés se extiende por encima del nivel efectivo al cual los estudios de gravedad están hechos, en

comparación a los efectos de Bouguer en pozo en el área. También podría permitir una separación aproximada de la porción de la anomalía total que surja por encima o por debajo del nivel de referencia.

La precisión del método en términos de la resolución de los efectos de gravedad en las fronteras, sería suponiendo que no hay inexactitudes en los estudios de pozo; depende solamente del número de estudios de pozo por unidad de área, sus profundidades, su agrupación y la geología de la región. Para este propósito, sería preferible que los pozos no estuvieran localizados por encima de las anomalías (fig. 19).

2.10.2. Gravedad de Bouguer en pozos donde la densidad de la roca almacén no es constante

Cuando el pozo intersecta con formaciones de densidades variables, la afirmación que surge a partir del cálculo de la corrección de Bouguer para un bloque simple, resulta poco válida. Varios métodos de procesado sirven para ayudar a reconocer visualmente las zonas con densidad anómala.

La corrección de Bouguer para un bloque simple, asume que la densidad de la formación intersectada es constante localmente con respecto a la profundidad. El gradiente vertical en el pozo, una vez hecha la corrección de aire libre, puede ser relacionado a una densidad constante ρ_{BG} (ec. 45).

$$\frac{dg}{dz} = -4\pi G \rho_{BG} \quad (\text{Ec. 45})$$

El efecto gravitacional para una densidad constante tiene, por lo tanto, una tendencia lineal entre la gravedad y la profundidad (ec. 46).

$$g(z) = g_0 - 4\pi G \rho_{BG} z \quad (\text{Ec. 46})$$

Donde g_0 es una constate arbitraria de integración y la cual puede ser ignorada a partir de que los registros de gravimetría sean registros relativos. Se puede usar una densidad constante para calcular la gravedad de Bouguer, para el registro completo.

La ecuación 46 se puede extender al caso de una densidad en aumento lineal con respecto a la profundidad, lo cual es común que ocurra en los sedimentos. Si ρ_0 es la densidad a una profundidad z_0 , entonces la densidad a dicha profundidad se puede expresar como la ecuación 47.

$$\rho(z) = \rho_0 + L(z - z_0) \quad (\text{Ec. 47})$$

Donde L es constante. Sustituyendo esta expresión en la ecuación 46, se obtiene (ec. 48).

$$g(z) = g_0 - 4\pi G(\rho_0(z - z_0) + L(z - z_0)^2) \quad (\text{Ec. 48})$$

Cuando se tiene información previa sobre la densidad a partir de registros de densidad, los datos de gravimetría de pozo sirven para indicar las zonas anómalas. Mediante la gravedad natural gamma (GR), se puede ampliar el concepto de un bloque simple de Bouguer para definir la gravedad derivada de las densidades. El GR (GRG) a una profundidad z , se define como la gravedad residual después del modelado de las densidades, a partir de un registro existente nuclear de densidad.

$$GRG(z) = FAA(z) - g_Y(z) \quad (\text{Ec. 49})$$

Donde $FAA(z)$ es la gravedad corregida mediante aire libre del gravímetro de pozo y $g_Y(z)$ es la gravedad calculada a partir del modelado de registros nucleares de densidad. Si las densidades nucleares $\rho_Y(z)$ son proporcionadas por encima de un rango de profundidad que va de z_t (lo más somero) hasta z_b (lo más profundo), es decir $z_t \leq d \leq z_b$, entonces $g_Y(d)$ puede ser calculada por medio una integral que va de la gravedad a partir de la masa que está debajo de d menos la masa por encima de d (ec. 50).

$$g_Y(d) = \int_d^{z_b} 2\pi G\rho_Y(z)dz - \int_{z_b}^d 2\pi G\rho_Y(z)dz = 2\pi G\left(\int_d^{z_b} \rho_Y(z)dz - \int_{z_b}^d \rho_Y(z)dz\right) \quad (\text{Ec. 50})$$

Con un registro de densidad nuclear densamente muestreado, la ecuación anterior se puede resolver de manera sencilla mediante algún método de integración numérica.

2.11. La función profundidad-densidad

Una de las incógnitas en los problemas cuantitativos de la gravedad es la función de densidad. Tanto la distribución de densidad dentro de algún rasgo geológico anómalo, como el contraste de la distribución de densidad en la formación están involucrados. Los intérpretes a menudo deben de ser capaces de aproximar la distribución de densidad en la formación, todo esto se da a través del uso de las curvas densidad-profundidad tales como las propuestas por Athy (1930), Barton (1933), Nettleton (1934) y Hedberg (1936). Otra posibilidad es el estudio de la litología (para encontrar la distribución de densidad) mediante registros de pozos cercanos, o de las mediciones actuales de la densidad en núcleos o cortes directos de los pozos. Cada dato es de mucha ayuda, pero tiene algunas limitantes. Las curvas de profundidad-densidad son curvas basadas en la compactación y están limitadas predominantemente por secciones de lutitas. Los registros de litología como un indicador de la densidad son los mejores cualitativamente hablando, mientras que los registros obtenidos a partir de las mediciones directas de la densidad, de núcleos o cortes deben ser considerados no exactos, ya que las muestras son solamente representativas. El trabajo experimental descrito por Hammer (1950), arroja ciertas dudas sobre el grado en que las mediciones de densidad del laboratorio con muestras tomadas a cierta profundidad son confiables, en el contexto de las propias densidades de cada muestra *in situ*. Esto es cierto, principalmente, si el contenido de lutita es alto.

Los estudios de gravimetría de pozo deben proporcionar un mejor significado sobre las mediciones *in situ* de la densidad por encima de la sección perforada y con un mayor grado de precisión. Las ecuaciones 38a, 38b y 38c dan los valores leídos en puntos a lo largo del pozo en términos de Bouguer, aire libre, y función g ; es obvio que la diferencia en las lecturas en diferentes puntos dentro del pozo puede expresarse matemáticamente de acuerdo a la ecuación 51.

$$G_i - G_k = b_i - b_k - C(z_k - z_i) + g_i - g_k \quad (\text{Ec. 51})$$

Sustituyendo b de la ecuación 36a, 36b y 36c, y re ordenando, se tiene la ecuación 52.

$$D_{i,k} = [G_i - G_k + C(z_k - z_i) - g_i + g_k] / 4\pi K(z_k - z_i) \quad (\text{Ec 52})$$

El término, $g_k - g_i$, debe ser tan pequeño, que se puede despreciar, o donde no sea exactamente cero puede ser evaluada como se indicó anteriormente. Por lo tanto la densidad puede ser determinada.

Dado que los puntos i y k son leídos, el intervalo $z_k - z_i$ puede ser tan grande o tan pequeño como se desee y puede ser colocado en cualquier lugar a través del pozo. Por lo tanto, la densidad a través de cualquier intervalo puede ser obtenida proporcionando lecturas de la gravedad que hayan sido tomadas en ese mismo intervalo. Una serie de lecturas a lo largo del pozo pueden proporcionar datos para una curva completa de densidad, la cual ofrecería los valores medidos de la densidad de la roca casi exactamente como se encuentran en la profundidad medida.

Ningún otro método parece ser capaz de proporcionar datos de densidades aparentes de la formación, igualmente confiables. Una posible excepción podría venir del desarrollo de relaciones cuantitativas entre la resistividad de la formación, la profundidad y la densidad. Pero este último, está restringido por las lutitas, por lo tanto requeriría una cantidad considerable de información.

2.12. Efecto del pozo

Las mediciones de gravimetría de pozo se ven afectadas principalmente en la cima y en el fondo de este. El efecto del pozo es menor en las proximidades de los límites de las capas de la formación, a través de las cuales la densidad tiene un comportamiento variable. Este efecto, usualmente es insignificante y en condiciones típicas de pozos petroleros con un espaciamiento entre estación de 1m, el efecto es del orden de $1\mu\text{Gal}$, justo por debajo de la sensibilidad de los gravímetros tradicionales. Sin embargo, también puede ser significativo cuando el espaciamiento entre las estaciones sea no más grande que el radio del pozo y además para aplicaciones con pequeña tolerancia al error. Por ejemplo, para una

determinación de la saturación de aceite con una precisión del 10% se requiere una sensibilidad del orden de $0.3\mu\text{Gal/m}$. Las nuevas tecnologías en gravimetría y el desarrollo de gradiómetros, prometen una mayor sensibilidad y resolución, las cuales son urgentes para un mayor detalle en las correcciones ambientales.

2.12.1. Gravimetría y el factor geométrico asociado

Los datos de gravimetría de pozo, usualmente son interpretados tomando las diferencias de la aceleración gravitacional en estaciones sucesivas y luego compensando las diferencias en el gradiente de aire libre locales. La diferencia compensada Δg , es proporcional a la densidad del bloque horizontal entre las estaciones, si el bloque es homogéneo y el pozo es ignorado. Considerando la diferencia Δg obtenida a partir de dos lecturas en el eje z que están separadas por la distancia Δz , la diferencia Δg está relacionada a la distribución de masa mediante las ecuaciones 53 y 54.

$$\frac{\Delta g(z)}{2\pi G} = \int_0^\infty dr \int_{-\infty}^\infty dz' GF(r, z' - z) \times \int_0^{2\pi} \frac{d\varphi}{2\pi} \rho(r, \varphi, z') \quad (\text{Ec. 53})$$

$$GF(r, z) = \frac{(z + \Delta z/2)r}{[(z + \Delta z/2)^2 + r^2]^{3/2}} - \frac{(z - \Delta z/2)r}{[(z - \Delta z/2)^2 + r^2]^{3/2}} \quad (\text{Ec. 54})$$

Donde: G es la constante gravitacional, GF es el factor geométrico y $\rho(r, \varphi, z)$ es la densidad de masa en el punto (r, φ, z) en coordenadas cilíndricas. La medición no tiene una resolución azimutal, pero responde al promedio azimutal de la densidad de masa. El factor geométrico tiene algunos picos en la proximidad de los dos puntos de medición como se muestra en la figura 20. En el eje z y cerca del eje z , el factor geométrico es positivo entre los dos puntos de medición. El efecto del pozo y las irregularidades en el diámetro de este, no son consideradas.

2.12.2. Efecto de pozo

Para estimar el efecto de pozo, se considera un bloque infinito horizontal de espesor Δz y un pozo vertical de radio a , como el que se ilustra en la figura 21. El pozo y la formación están divididos en tres regiones mediante dos planos horizontales, los cuales contienen los puntos de medición. Entre los planos

horizontales, la densidad de masa en el pozo es ρ_{m0} y ρ_0 en la formación. En la parte superior media, la densidad de masa en el pozo es ρ_{m2} y ρ_2 en la formación. De la misma manera, en la parte inferior media la densidad de masa en el pozo es ρ_{m1} y ρ_1 en la formación.

Integrando el factor geométrico en cada una de las seis regiones mostradas en la figura 21, la diferencia Δg se obtiene mediante la ecuaciones 55, 56 y 57.

$$\frac{\Delta g}{4\pi G \Delta z} = \rho_0(1 - \eta) + \rho_{m0}\eta - (\rho_{m1} - \rho_1)\frac{\eta}{2} - (\rho_{m2} - \rho_2)\frac{\eta}{2} \quad (\text{Ec. 55})$$

$$\eta = \frac{2\varepsilon}{1 + \varepsilon + \sqrt{1 + \varepsilon^2}} \quad (\text{Ec. 56})$$

$$\varepsilon = a/\Delta z \quad (\text{Ec. 57})$$

La variable η es proporcional a $a/\Delta z$, donde $a/\Delta z$ es más pequeño y η se aproxima a la unidad cuando $a/\Delta z$ es más grande, como se muestra en la figura 22. El efecto de pozo disminuye conforme el espaciado entre las estaciones se hace más grande con respecto al radio del pozo ($\xi, \eta \rightarrow 0$). Sólo si el valor de cero de $\xi = a/\Delta z$ se mantiene en la expansión de serie de potencias de la ecuación 55, se obtiene la ecuación convencional de la gravimetría de pozo, $\rho_0 = g/4\pi G \Delta z$. En las siguientes secciones, llamaremos a $\Delta g/4\pi G \Delta z$ la densidad aparente del bloque entre las dos estaciones de medición.

2.12.3. Irregularidad del tamaño del pozo

Un caso extremo de la variación del diámetro de pozo, supone al pozo en la mitad del espacio debajo del bloque ($\rho_{m1} \rightarrow \rho_1$). Esto también ocurre para el caso del fondo del pozo, cuando $\rho_{m1} = \rho_1$ el tercer término en la ecuación 55 $(\rho_{m1} - \rho_1)\eta/2$ se elimina. Este término es de primer orden $\xi = a/\Delta z$. El factor geométrico tiene el mismo signo casi en todo el pozo por debajo del bloque (fig. 20).

Por lo tanto, si un cambio en la densidad $\rho_{m1} \rightarrow \rho_1$ ocurre sólo en la subregión del pozo por debajo del bloque, el cambio en la densidad aparente es aún menor que $(\rho_{m1} - \rho_1)\eta/2$. De la misma manera, si el pozo colapsa en el espacio medio por encima del bloque ($\rho_{m2} - \rho_2$), el cambio en la densidad aparente es $(\rho_{m2} - \rho_2)\eta/2$ y si

el pozo colapsa entre los dos planos horizontales ($\rho_{m0}-\rho_0$) el tamaño del efecto es $(\rho_{m0}-\rho_0)\eta$ que también es de primer orden en el parámetro $\xi = a/\Delta z$.

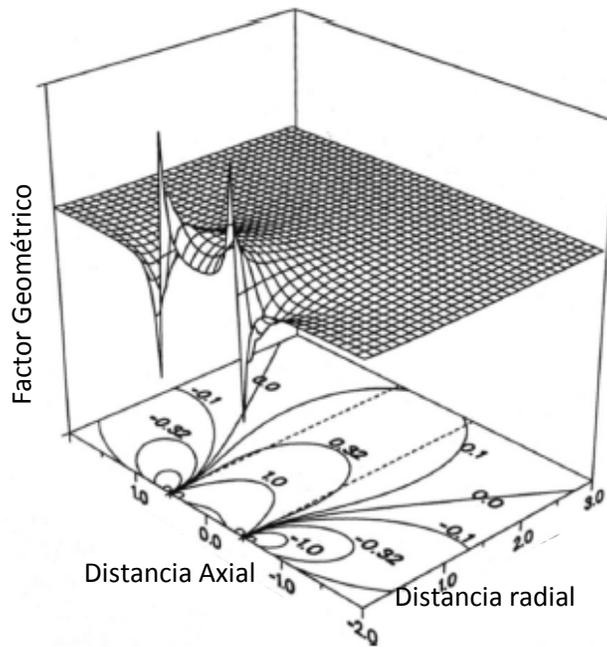


Figura 20-. Factor geométrico para la diferencia Δg de dos lecturas de gravedad, las líneas discontinuas representan los ejes coordenados de los puntos de medición, los cuales son separados por Δz . La unidad de longitud en ambos ejes es Δz . Las curvas de nivelación, están espaciadas logarítmicamente (modificada de Sezginer, 1991).

En el caso extremo considerado arriba, para un pozo con un radio de 10cm y un espaciamiento entre estación de 1m, estos términos son tan grandes como el 10% de la diferencia entre la densidad de la formación y la densidad del fluido en el pozo. En pozos llenos de lodo donde la densidad del fluido del pozo está cerca de la densidad de la formación, el 10% de la diferencia de densidad es menor a 0-0.5 gr/cm³.

2.12.4. Pozo uniforme

Si el diámetro del pozo y la densidad del fluido son uniformes, entonces la ecuación 55 quedaría como la ecuación 58.

$$\frac{\Delta g}{4\pi G \Delta z} = \rho_0 + \left(\frac{\rho_1 + \rho_2}{2} - \rho_0 \right) \eta \quad (\text{Ec. 58})$$

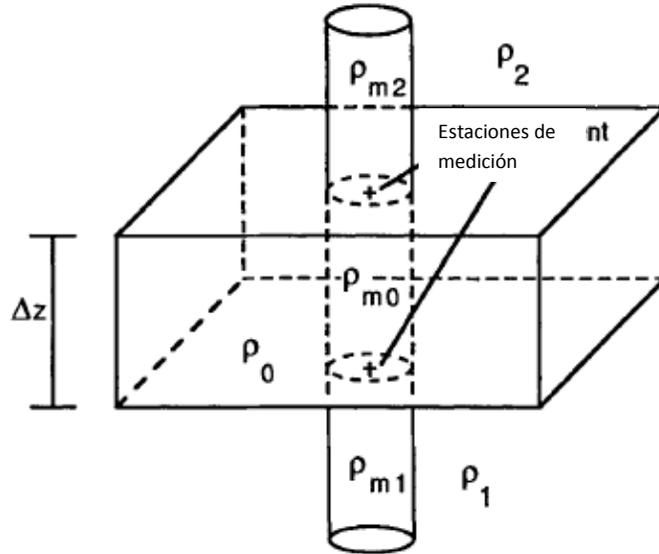


Figura 21. Geometría de bloque y del pozo, que muestra la densidad de masa del bloque (ρ_0), el fluido en el bloque (ρ_{m0}); las capas superiores (ρ_2) y el fluido en estas (ρ_{m2}); y las capas inferiores (ρ_1) y el fluido en el pozo (ρ_{m1}) (modificada de Sezginer, 1991).

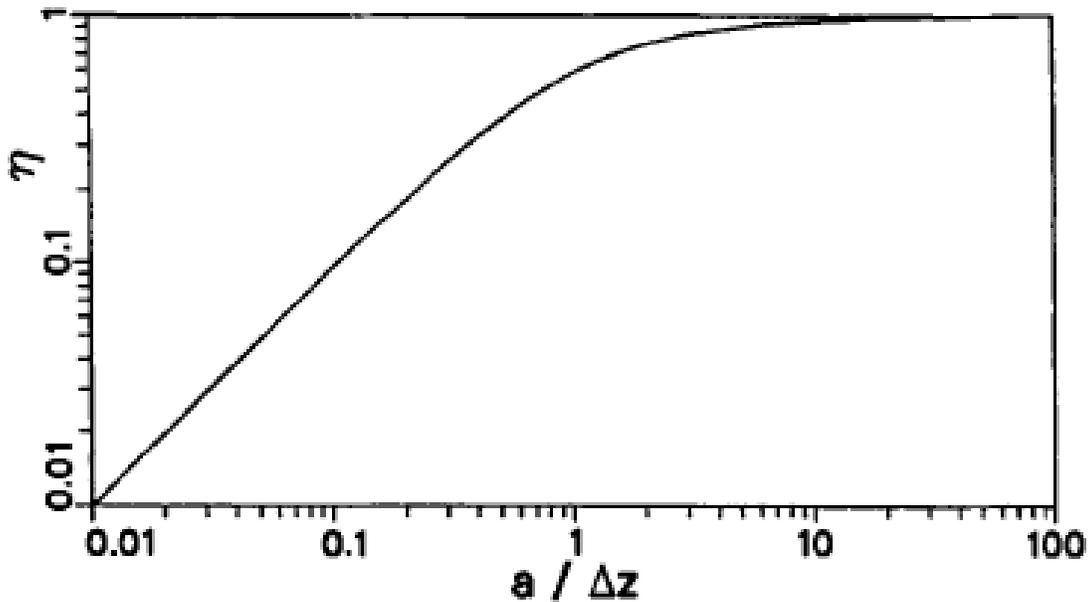


Figura 22. La variable η en la ecuación 55 se aproxima a $a/\Delta z$ cuando $a \ll \Delta z$ y alcanzan la unidad cuando $a \gg \Delta z$ (modificada de Sezginer, 1991).

El segundo término del lado derecho de la ecuación 58, es el término del pozo que frecuentemente es ignorado. Dicha ecuación, es independiente de la densidad del fluido del pozo, ya que un cilindro homogéneo e infinito no produce una componente vertical de campo. De la misma manera, se dice que no hay efecto de pozo en una formación homogénea ($\rho_0 = \rho_1 = \rho_2$) ya que la perturbación es un cilindro de densidad uniforme. Para un pozo con un radio de 10cm y un espaciamento entre estaciones de 1m, el segundo término de la ecuación es de un 10% de la diferencia entre las densidades de las capas adyacentes.

Este efecto es probablemente más pequeño que 0.03gm/cm^3 o equivalente a $2.5\mu\text{Gal/m}$ en la mayoría de secuencias sedimentarias. Cuando es necesario, el efecto del pozo puede ser determinado con exactitud usando la ecuación para el campo debido a las capas de la formación (ec. 59).

$$\frac{\xi(z)}{2\pi G} = \sum_i \left\{ \rho_i \frac{-(z_{i+1}-z)^2+(z_1-z)^2}{\sqrt{(z_{i+1}-z)^2+a_i^2}+\sqrt{(z_1-z)^2+a_i^2}} - \frac{\rho_{mi}a_i^2}{\sqrt{(z_1-z)^2+a_i^2}+|z_1-z|} + \frac{\rho_{mi}a_i^2}{\sqrt{(z_{i+1}-z)^2+a_i^2}+|z_{i+1}-z|} \right\} \quad (\text{Ec. 59})$$

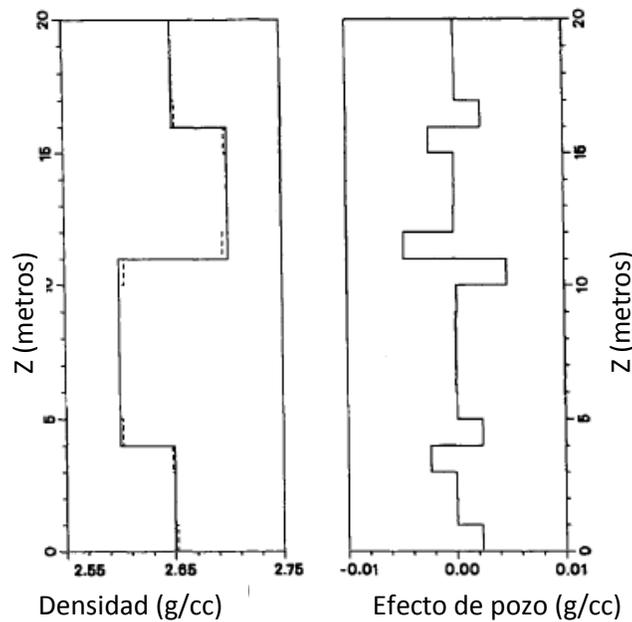


Figura 23. Densidad de la formación (izquierda), densidad aparente (línea discontinua) y efecto de pozo (derecha) para un diámetro de 20cm, espaciamento de estación igual a 1m y una densidad de lodo de 2.7gr/cm^3 . El fondo del pozo está en $z=0$ (modificada de Sezginer, 1991).

Donde: ρ_f es la densidad de la formación, ρ_{mi} es la densidad del fluido en el pozo, a_i es el radio de pozo entre las coordenadas verticales z_i y z_{i+1} . Un registro sintético que es procesado de acuerdo a la ecuación 53 se muestra en la figura 23. El efecto de pozo ocurre en el fondo de este y en los límites de las capas y disminuye rápidamente conforme se incrementa la distancia a partir de los límites de las capas. En el ejemplo mostrado en la figura 18, las localizaciones de los límites de capa se supone que son conocidas, con el fin de aislar el pozo de otros errores. El máximo error en ese ejemplo es de aproximadamente 0.005 g/cm^3 .

2.13. Correcciones a los datos

2.13.1. Mareas de la Tierra y cargas oceánicas

La marea en el valor medido es modelada a través de una revisión de los datos medidos, para adquirir datos estadísticos suficientes y realizar un análisis de mínimos cuadrados, con suficientes grados de libertad. El método recomendado, es adquirir mediciones de la gravedad desde el fondo a la cima del pozo sin cambios en la dirección. El proceso debe ser repetido mínimo tres veces.

Los efectos gravitacionales de marea y cargas oceánicas son removidos usando algoritmos basados en tiempo y coordenadas de localización, por ejemplo, el modelo de marea ETGTAB propuesto por Wenzel en 1996.

2.13.2. Anomalías de aire libre y de Bouguer

Un registro de gravimetría de pozo, es dominado por la gravedad de toda la Tierra. Para bajas profundidades, z , está relacionada al radio de la Tierra, y la gravedad varía aproximadamente de manera lineal con respecto a z . El gradiente de primer orden en la gravedad, es llamado gradiente de aire libre y es denotado mediante FA y es aproximadamente igual a -0.3086 mGal/m . La anomalía de aire libre (FAA) es calculada con bastante precisión y eliminada a partir del valor de la gravedad, por medio de la ecuación 60, en miligales.

$$FAA = -(0.3087691 - 0.0004398\text{sen}2\phi)z + 7.2125 \times 10^{-8}z^2 \quad (\text{Ec. 60})$$

Donde: ϕ es la latitud en el pozo y z es la profundidad en metros.

El gran efecto de la anomalía de aire libre en las mediciones de la gravedad, es eliminado usando la ecuación 60, para revelar las anomalías mucho más pequeñas de las zonas objetivo de densidad. Esta anomalía no toma en cuenta la densidad de la formación intersectada por el pozo.

Una corrección de segundo orden, llamada anomalía de Bouguer (*BGA*), es aplicada tomando en cuenta las masas en la vecindad del sensor de gravedad (ec. 61). Las unidades también están en miligales.

$$BGA = 4\pi G\rho z = (0.0838\rho)z \quad (\text{Ec. 61})$$

Donde: ρ es la densidad en g/cm^3 y z es la profundidad en m.

El cambio en la gravedad causado por la combinación del factor de aire libre y la anomalía de Bouguer, se representa con Δg (en miligales) y se mide entre dos estaciones verticalmente separadas por Δz , de acuerdo a la ecuación 62.

$$\Delta g/\Delta z = (0.3086 - 0.0838\rho), \text{ en miligales por metro} \quad (\text{Ec. 62})$$

Se debe tener mucho cuidado para asegurar que las mediciones a profundidad sean precisas. La profundidad, induce un error en Δg y afecta la sensibilidad del valor de la gravedad medida; por lo que se debe tener cuidado en los pozos desviados, es decir se debe considerar la profundidad vertical verdadera (TVD).

2.13.3. Latitud

Las mediciones de la gravedad de pozo, están sujetas a variaciones en la latitud θ , de acuerdo a la ecuación 63.

$$\Delta g/\Delta y = 0.813\text{sen}2\theta - 1.78 \times 10^{-3}\text{sen}4\theta \quad (\text{Ec. 63})$$

Esta corrección se requiere cuando un pozo está inclinado o cuando se registran pozos distantes. Se mide en microgales por metro.

2.13.4. Topografía de superficie y trabajos de subsuelo

Las mediciones del gravímetro de pozo, son afectadas por variaciones topográficas y trabajos de subsuelo en la vecindad del pozo. Las correcciones

pueden ser calculadas usando rutinas de modelado directo o algoritmos para correcciones del terreno.

2.13.5. Gradiente regional

En algunas circunstancias, podría haber gradientes de gravedad regionales debido a la gran escala geológica. Estos efectos, pueden ser eliminados mediante mapas regionales de gravedad o adquiriendo mediciones de gravedad en superficie.

III. Aplicaciones

La figura 24 muestra las diferentes precisiones en el gravímetro (precisión de Δg) graficadas con respecto a diferentes mediciones de densidad aparente, basadas en el gradiente vertical de la gravedad para diferentes valores de Δz . Si se desea medir la densidad *in situ* en un intervalo de profundidad igual a 10 m, un gravímetro tiene una precisión en las lecturas de ± 0.1 mGal y dará lugar a una determinación de mediciones aproximadamente iguales a ± 0.24 g/cm³.

Probablemente, una limitante práctica de los gravímetros de pozo sea de ± 0.005 mGal y es más característica una reproductibilidad de ± 0.01 a 0.02 mGal, por lo tanto es difícil imaginar un gravímetro con una precisión mayor a ± 0.01 mGal.

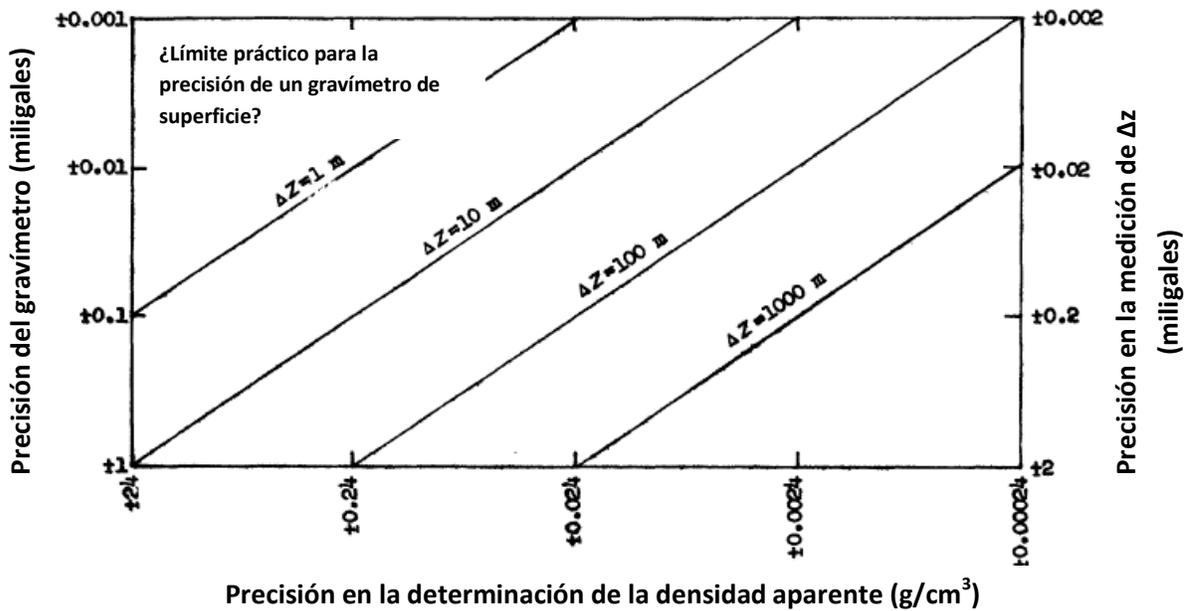


Figura 24. Precisión del gravímetro de pozo vs determinación de la densidad aparente para diferentes valores de Δz (espesor de intervalo) (modificada de McCulloh et al., 2012).

Anteriormente, se estableció que la densidad de una muestra individual de núcleo de roca sedimentaria compacta puede ser medida en laboratorio con una precisión de ± 0.005 g/cm³, sin embargo, cuando el perfil de densidad de una muestra de núcleo fue comparada con un perfil basado en mediciones de la gravedad a una

profundidad de 2,500 ft, en el pozo de una mina, las irregularidades en la muestra y los cambios en el volumen del núcleo junto con ciertos errores de medición, pueden crear discrepancias de menos de 0.013 g/cm^3 .

En la industria petrolera, un gravímetro de pozo con una precisión de $\pm 0.01 \text{ mGal}$, sería útil como un instrumento para el monitoreo de los cambios en la densidad del fluido en la mayoría de las reservas productoras, pero sería aún más importante en la evaluación del contenido de fluido en las nuevas reservas descubiertas. Las densidades de las rocas del yacimiento saturadas de fluido, tienen densidades diferentes a la de las mismas rocas pero saturadas de agua, es decir, del orden de 0.35 a 0.01 g/cm^3 . Para unidades de reserva de un espesor de 10 m a 100 m, tales diferencias de densidad pueden producir efectos discernibles en el gradiente vertical de la gravedad del subsuelo, pero los cambios en la densidad que pueden ocurrir durante la etapa de producción de tales reservas pueden ser o no detectables. El gradiente vertical, obviamente sería afectado por los cambios en la densidad del fluido en una gran columna vertical petrolera.

Smith (1950) concluyó que para muchas aplicaciones exploratorias en el subsuelo, un gravímetro con una precisión de $\pm 0.2 \text{ mGal}$, es suficiente. Esta conclusión ha sido cuestionada, pero una precisión 10 veces mayor, es decir 0.02 mGal puede proporcionar un instrumento de gran capacidad en la exploración de hidrocarburos. Una precisión aún mayor no es de despreciarse, mientras que un instrumento mucho menos sensible a $\pm 0.02 \text{ mGal}$ pareciera tener un valor práctico limitado. Un instrumento casi ideal debe tener una precisión de $\pm 0.001 \text{ mGal}$. Las diferencias de densidad mayores a $\pm 0.003 \text{ g/cm}^3$ pueden entonces ser fácilmente detectadas en intervalos de espesor de tan sólo 10 m. Tales instrumentos (o su equivalente, como un gradiómetro de gravedad vertical, tiene una sensibilidad de $\pm 0.0002 \text{ mGal}$ por metro) serían lo suficientemente sensibles como para proporcionar datos de gran utilidad en diferentes aplicaciones. En particular, esto permitiría un incremento en la precisión por encima de cualquier otro método.

En gravimetría de pozo, la presencia de perturbaciones en la densidad se estima en la cima y el fondo del pozo, así como en la proximidad de los límites de capa de

la formación a través de las cuales la densidad varía, pese a que el pozo sea perfectamente regular. Este efecto, es una función creciente de la relación del radio del pozo con el espaciamiento entre las estaciones y la diferencia entre las densidades de las capas adyacentes a la formación. Mientras que dicho efecto se ignora en muchos casos, puede ser significativo cuando la relación del radio del pozo al espaciamiento entre las estaciones excede un valor de 0.2 en la proximidad de los límites de capa, tal que el contraste de densidad sea de aproximadamente 0.1 g/cm^3 .

En un inicio se tenía restringido el uso del gravímetro para pozos de tan sólo 14° de inclinación a partir de la vertical, en la actualidad se ha duplicado el rango de aplicación de la herramienta a poco más de 30° . Por otro lado, en cuanto a la continuidad en las mediciones, se ha trabajado en el desarrollo de instrumentos que puedan realizar lecturas en movimiento, ya que las herramientas anteriormente desarrolladas no podían distinguir entre la gravedad y las aceleraciones gravitacionales, se trata de la herramienta de gradiente vertical. Por lo tanto, esto podría marcar el desarrollo de un instrumento que pueda realizar lecturas continuas mientras se encuentra midiendo en el pozo. Las ventajas de este instrumento, por encima de las que leen en reposo, serían:

- a) Completar un estudio en menos tiempo.
- b) Obtener curvas continuas durante la etapa de adquisición y por lo tanto un gráfico más completo y detallado de las propiedades del pozo.
- c) Para una sensibilidad dada de la componente de los sistemas de gravedad, separados por la distancia mínima compatible con la ΔD mínima del movimiento del instrumento, puede detectar la capa más delgada, lo que sería parecido a los instrumentos en reposo.

Los datos obtenidos mediante gravímetro de pozo por sí solos no son de suficiente utilidad, pero aunados a los registros geofísicos de pozos, se pueden realizar interpretaciones conjuntas.

Si los registros de gravimetría, densidad, eléctricos son corridos por diferentes contratistas, o diferentes instrumentos, se pueden originar desfases en profundidad, por lo que es necesario el uso de puntos permanentes de referencia en el pozo, ya sea en el fondo de este, en el entubado o en una capa litológica distintiva.

Las nuevas tecnologías en gravimetría y el desarrollo de gradiómetros, prevén en el futuro una mayor sensibilidad, resolución y capacidad práctica.

3.1. Gravedad en pozo en la interpretación de datos sísmicos

3.1.1. Coeficiente de reflexión

La capacidad de una interface en profundidad para reflejar las ondas sonoras, está en función de la densidad, velocidad, longitud de onda y el ángulo de incidencia. Para las discontinuidades de densidad y velocidad y las capas más gruesas, la longitud de onda puede ser ignorada y para la mayoría de las reflexiones se puede considerar que la energía incide verticalmente. Bajo estas condiciones, el coeficiente de reflexión puede ser expresado en términos solamente de la densidad y velocidad de acuerdo a la ecuación 64 (Rayleigh).

$$R = (d_2V_2 - d_1V_1)/(d_2V_2 + d_1V_1) \quad (\text{Ec. 64})$$

Donde: d es la densidad y V la velocidad longitudinal. El subíndice 1 se refiere al medio en el cual las ondas inciden y se reflejan, el subíndice 2, se refiere al medio que actúa como reflector.

El coeficiente de reflexión, el cual es siempre menor que uno, es la relación de la amplitud de reflexión de la onda incidente y su signo indica si la impedancia acústica (d por V) de la 2ª capa es mayor o menor que la 1ª. Por lo tanto, cuando R es positivo, es decir $d_2V_2 > d_1V_1$, una compresión se refleja como una compresión, pero cuando R es negativo una compresión es reflejada como una rarefacción.

3.1.2. Identificación de horizontes reflectores

Es habitual la falta de datos de densidad al tratar de determinar los horizontes reflectores, West (1941) usando mediciones de densidad a partir de cortes en los pozos mostró como pueden ser calculados los coeficientes a partir de la variación de la velocidad. La comparación de los coeficientes obtenidos con base en la velocidad solamente, o con algunas pistas de la litología, pueden explicar la frecuente ausencia de reflexiones en los horizontes.

La densidad se puede determinar con suficiente precisión a partir de los estudios de gravimetría de pozo, en los cuales las lecturas pueden ser realizadas en intervalos a lo largo del pozo del orden de 100 pies con una precisión de ± 0.2 miligales. Para hacer coincidir con esto, los estudios de velocidad requerirán un aumento en detalle de 3 ó 4 veces de lo que se realiza normalmente.

3.1.3. Constantes elásticas

La velocidad de onda longitudinal, puede ser escrita como las ecuaciones 65a y 65b.

$$V = [(\lambda + 2\mu)/d]^{1/2} \quad (\text{Ec. 65a})$$

$$V = [(3k + 4n)/3d]^{1/2} \quad (\text{Ec. 65b})$$

Donde: λ y μ son las constantes de lamé, k y n son los módulos de compresibilidad y rigidez, respectivamente, y d es la densidad.

Estas expresiones muestran que una densidad conocida del lugar y las velocidades longitudinales, pueden hacer posible los cálculos directos de las constantes elásticas a cierta profundidad. Si se agregan las velocidades de las ondas transversales, se pueden obtener otros módulos elásticos.

3.2. Gravimetría de pozo en la interpretación de la geología del pozo

3.2.1. Registros de densidad

La densidad en cualquier punto de la columna sedimentaria está relacionada directamente con la composición mineral, porosidad y los tipos de fluidos en las

rocas, y a través de estos parámetros, se tienen otras propiedades como por ejemplo, la resistividad eléctrica, capacidad calorífica y conductividad térmica, dureza y compactación. Por lo tanto, se deduce que el conocimiento de la forma en la cual la densidad varía en la columna sedimentaria puede contribuir a conocer todas esas propiedades. Así mismo se deduce que, dado que la densidad tiende a ser constante de forma paralela a la estratificación sedimentaria, para someterse a un cambio en los límites de las capas; el conocimiento de la variación de la densidad con respecto a la profundidad, puede ayudar a localizar dichas fronteras.

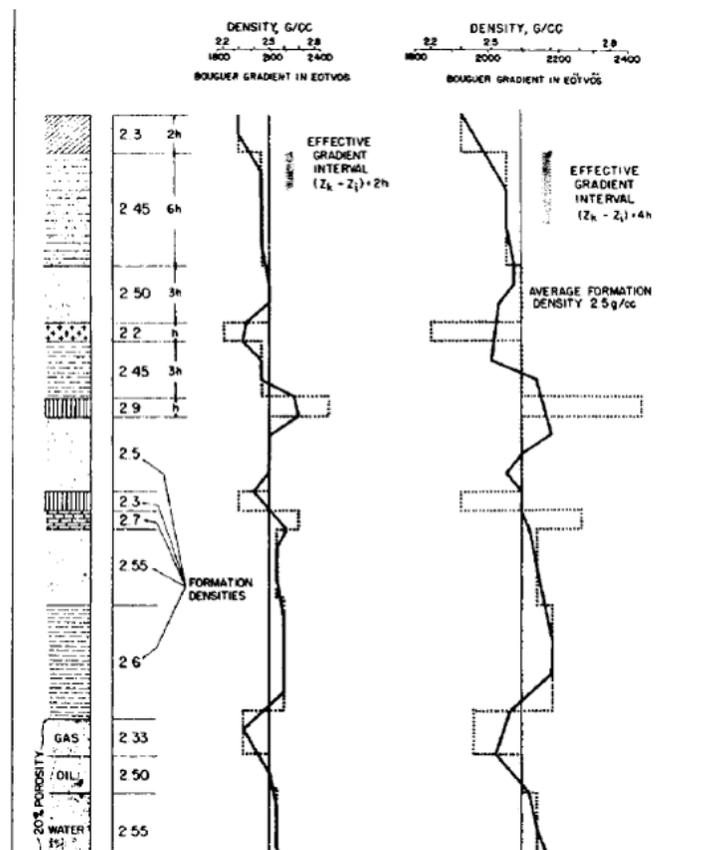


Figura 25. Densidad obtenida mediante mediciones de BHGM para dos espaciamientos entre estaciones (modificada de Smith, 1950).

La figura 25 muestra la respuesta de las mediciones del gradiente gravimétrico en pozo para dos espaciamientos diferentes, uno igual a dos veces el espaciamiento mínimo de la capa (a la izquierda en la figura) y otro con un espaciamiento de 4 veces el espaciamiento mínimo de la capa (a la derecha).

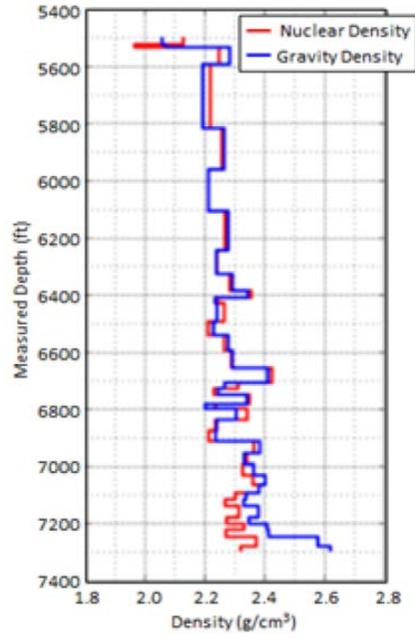


Figura 26. Módulo de densidades calculado con el gravímetro de pozo y con el registro geofísico de densidad en un pozo de inyección (Nind et al, 2013).

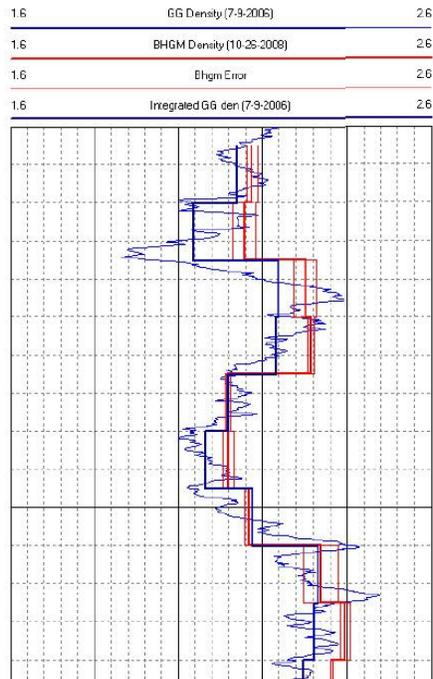


Figura 27. Densidades calculadas del gravímetro de pozo y medidas por el registro geofísico de densidad continuo (pronina et al, 2009).

La figura 26 muestra la comparación de los módulos de densidad (ρ_b) calculados con las mediciones de un gravímetro de pozo y con el registro geofísico de densidad en un pozo de inyección: se observa mucha similitud en los resultados, esto es debido a que no se encuentran estructuras geológicas en la cercanía del pozo, que pudieran ser detectadas por el BHGM y se presentara una separación de las curvas.

El la figura 27 se compara en otro pozo la densidad calculada a partir de las mediciones del gravímetro de pozo y la curva del registro de densidad continuo.

Tipo de roca	Rango densidad aparente	Factores que modificación
Rocas arcillosas	1.20 - 2.70	Profundidad de sepultamiento, edad, hidratación
Lutitas diatomeceas	0.90 - 2.50	Contenido de fluido, pureza, opalización
Sal	2.10 - 2.40	Pureza, porcentaje de anhídrita
Yeso	2.20 - 2.50	Pureza, porcentaje de anhídrita
Arenisca	2.00 - 2.60	Porosidad, clasificación, cementación, tipos y porcentaje de fluidos
Caliza	2.00 - 2.75	Porosidad, pureza, tipo de fluido, porcentaje de carbonato de magnesio
Dolomia	2.10 - 2.90	Porosidad, pureza, tipo de fluido, porcentaje excesivo de calcio
Anhídrita	2.50 - 3.00	Porcentaje de impurezas (especialmente yeso o sal)

Tabla 2. Valores de densidad aparente de tipos de roca (modificada de Smith, 1950).

La tabla 2 presenta las variaciones aproximadas de la densidad dentro de los tipos de roca comúnmente encontrados en las cuencas sedimentarias. Con base en la tabla, se puede deducir que un registro de densidad proporciona información bastante útil sin ayuda de otra herramienta, donde los extremos más altos o más bajos están involucrados. Por ejemplo, una medición de la densidad por debajo de 2.2 gr/cm^3 daría información del tipo de roca, el cual puede estar limitado a arcillas superficiales, lutitas diatomeas, sal de roca, yeso ó rocas altamente porosas llenas de gas como arenas o limos. El conocimiento geológico ayudaría a discriminar todas estas posibilidades; las arcillas o lutitas ordinarias, por ejemplo, no pueden mantener un valor tan bajo mucho más allá de los 2000 ft. Las lutitas diatomeceas tiene una distribución restringida, y la ocurrencia de halita o yeso en suficiente volumen y pureza indican condiciones inusuales y especiales de depositación.

Similar a esto, las mediciones de densidad por encima de los 2.7 gr/cm^3 pueden sugerir incluso la ausencia de otra litología tal como limos, dolomitas o anhidritas.

La información proporcionada por otro tipo de registros, litología, núcleos y propiedades eléctricas en particular, puede incrementar la eficacia del registro de densidad.

3.2.2. Registros de litología

Un registro de litología aliviaría al registro de densidad de la necesidad de considerar un elemento litológico, y así se pueden determinar, cambios significativos en la porosidad y algunas veces el contenido de fluidos. Esto puede ser de especial interés en secciones de carbonatos donde el método puede distinguir zonas porosas no aparentes ya sea a partir de cortes o de registros geofísicos.

3.2.3. Núcleos

En conjunto con los análisis de núcleos, los registros de densidad pueden discriminar el tipo y estado de los fluidos en la formación, de manera más efectiva y completa. Esto es importante porque con el núcleo, las mediciones de laboratorio de la porosidad y la densidad de grano se pueden comparar con la densidad aparente, para conocer la influencia efectiva de los fluidos en cierto intervalo.

3.2.4. Registros de resistividad

Con los datos de resistividad y con base en la relación entre la porosidad, resistividad y densidad, las estimaciones de la porosidad y las proporciones del fluido pueden ser determinadas con más certeza. Considerando el caso más simple, un incremento relativo de la resistividad en una arena, se puede deber a un incremento local en la cementación o incluso por la presencia de gas o aceite. En los primeros casos, la densidad puede incrementar.

3.2.5. Espesor de capa

A través de una secuencia de capas de diferentes litologías, el registro de densidad puede indicar la posición y espesor de cada capa. Sin embargo, la densidad se combinaría en capas delgadas laminares.

3.2.6. Correlación

Los estratos, tienden a mantener sus diferencias de densidad relativa lateralmente con tanta fidelidad como lo hace la mayoría de otras propiedades medibles. En la medida en que se tengan registros de densidad se puede llevar a cabo la correlación de pozo a pozo.

La figura 28 muestra la forma de los registros, se grafican los cambios de la densidad con respecto a la profundidad para una sección hipotética.

3.2.7. Tipo de pendiente del registro de densidad

La figura 28 inciso a, muestra las diferencias de densidad como variaciones de la pendiente fuera de la vertical, la vertical se toma como la dirección de las densidades promedio. Entonces, la tangente del ángulo entre un segmento de línea y la vertical, es una medida de la magnitud de las diferencias de la densidad a partir del promedio. El signo del ángulo indica la dirección de la diferencia de densidad. Si es positivo de asume un sentido con respecto a las manecillas del reloj a partir de la vertical, si es negativo, tiene un sentido contrario a las manecillas del reloj. Como una convención, para graficar estas diferencias se asume que una diferencia en la densidad de 0.1 gr/cm^3 puede ser equivalente a un cambio en el valor de la tangente de ± 0.4 . Ya que la densidad promedio en el ejemplo puede ser tomada en 2.5 gr/cm^3 , una diferencia positiva de 0.25 gr/cm^3 se puede deber a una pendiente de 25° abajo a la izquierda y puede indicar la presencia de una capa con densidad de 2.75 gr/cm^3 . Una capa con una densidad de 2.25 gr/cm^3 puede tener una pendiente de 25° por debajo a la derecha. Se debe notar que los efectos de las diferencias de densidades se acumulan en este tipo de gráficas, una sucesión de capas por debajo de la densidad promedio desvía al gráfico por la derecha y viceversa.

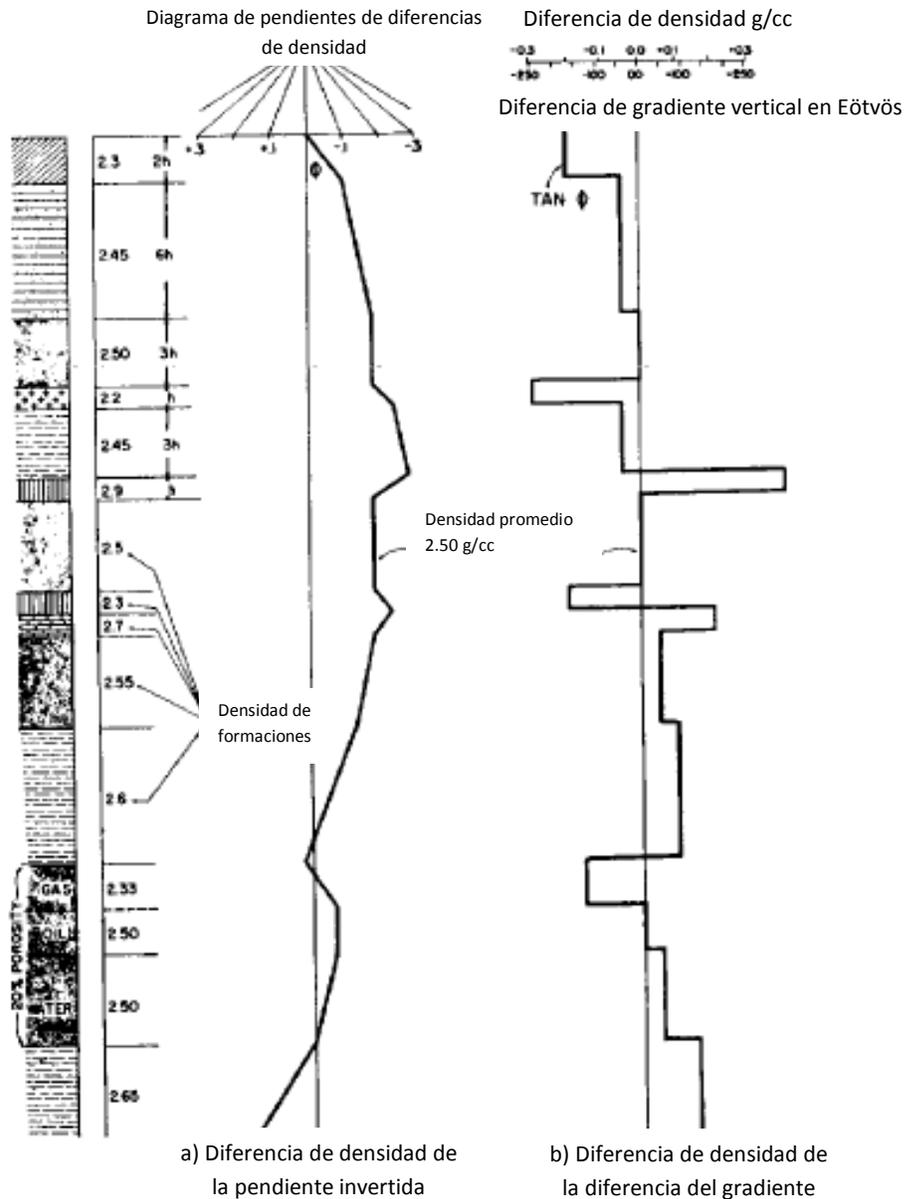


Figura 28. Registros de densidad equivalente. a) gravedad o tipo de pendiente: densidad vs profundidad en función de la pendiente diferente de la vertical. La vertical representa la pendiente promedio de la sección de densidad, se asume un valor de 2.5 gr/cm^3 . b) gradiente directo: densidad vs profundidad en función de la diferencia del gradiente vertical de la media (modificada de Smith, 1950).

Para estimar las diferencias de densidad de un segmento, su pendiente puede ser comparada con la pendiente del diagrama en la parte superior del registro. En este tipo de gráfica, la proyección de la pendiente de un segmento en los ejes verticales puede proporcionar el espesor y la posición de la capa.

3.2.8. El registro de densidad gradiente

En lugar de graficar las variaciones de la densidad en términos de la pendiente fuera de una vertical de referencia, el valor de la tangente del ángulo de desviación puede ser graficado directamente en las abscisas. Esto es equivalente a graficar las diferencias del gradiente vertical de la media como abscisa, a una escala en la cual hay una diferencia de densidad de 0.1 gr/cm^3 , que es equivalente a 84 Eötvös, (fig. 22a inciso b). Los efectos de las capas son más obvios en este tipo de registro.

3.3. Determinación de la saturación de hidrocarburos y porosidad, usando una combinación de gravímetro de pozo y registros geofísicos

La localización de hidrocarburos, especialmente en campos maduros, es un tema de continuo interés. El gravímetro de pozo (*BoreHole Gravity Meter*, BHGM) es una herramienta útil para dicho propósito, ya que: a) su rango de investigación se extiende 50 pies o más a partir del pozo, b) registra a través de uno o varios pozos entubados y c) y es poco afectado por las condiciones del pozo perforado, incluyendo, invasión del lodo, cementante y deslaves.

Se utilizan los registros de gravimetría de pozo con los registros neutrón para resolver dudas en la etapa de interpretación para la detección de gas, pero implica un gasto adicional en la obtención del registro neutrón.

A continuación se presentará una técnica que combina los registros geofísicos existentes con un registro de gravímetro de pozo, lo cual deberá proporcionar: a) la localización de intervalos de gas y aceite dentro del pozo y b) un método cuantitativo que determine la porosidad y la saturación de agua, sin contar con algún registro de porosidad.

La determinación de la saturación residual de aceite, es importante en la evaluación de campos maduros, para proyectos de recuperación mejorada. Se han propuesto numerosas técnicas, pero ninguna ha sido satisfactoria al cien por ciento. Combinando el registro de inducción profunda con el BHGM, se hace una nueva aproximación a este problema.

En la siguiente sección, se describe una aproximación general de la combinación de la ecuación de densidad aparente con la ecuación de Archie, como una solución simultánea para conocer la porosidad y la saturación de agua.

3.3.1. Descripción del método

La ecuación 66 es la expresión base para relacionar la densidad aparente (ρ_b) obtenida mediante el BHGM, con los parámetros de la formación.

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi[S_w(\rho_w - \rho_H) + \rho_H] \quad (\text{Ec. 66})$$

Dónde: ϕ es la porosidad de la zona, ρ_{ma} es la densidad matriz de la zona, S_w es la saturación de agua, ρ_w es la densidad del agua de formación y ρ_H es la densidad del hidrocarburo.

La ecuación de Archie relaciona la resistividad de la formación con la porosidad y la saturación de agua (ec. 67).

$$S_w = \left[\frac{\alpha R_w}{R_t} \phi^{-m} \right]^{1/n} \quad (\text{Ec. 67})$$

Dónde: $\alpha R_w \phi^{-m}$ es el factor de formación por R_w , R_t la resistividad obtenida a partir de los registros eléctricos, a es el coeficiente de tortuosidad eléctrica, m el factor de cementación, n es el exponente de saturación y R_w la resistividad del agua de formación.

En la ecuación 66, se debe asumir que los valores de la componente de densidad (matriz, agua e hidrocarburo) son conocidos con aceptable precisión. También, por el momento, se debe asumir en la ecuación 67 que los valores de a , m , n y R_w son datos conocidos. Dadas estas premisas, se tienen dos ecuaciones con dos incógnitas, la porosidad y la saturación de agua, así que la solución de este sistema es sencillo. Reordenando la ecuación 67, se tiene la ecuación 68.

$$\phi = \left(a \frac{R_w}{R_t} \right)^{1/m} S_w^{-n/m} \quad (\text{Ec. 68})$$

Sustituyendo esta expresión en la ecuación 66, se obtiene la ecuación 69.

$$\rho_b = \rho_{ma} - \left(a \frac{R_w}{R_t} \right)^{1/m} S_w^{-n/m} [\rho_{ma} - S_w(\rho_w - \rho_H) - \rho_H] \quad (\text{Ec. 69})$$

En la cual la porosidad no aparece. Así, dando los valores de R_t obtenidos con el registro de resistividad y el valor de ρ_b del gravímetro de pozo, se puede obtener de la ecuación 69 la saturación de agua. Después, dicho valor es sustituido en la ecuación 68 y se obtiene el valor de la porosidad.

Es importante observar que la solución para la porosidad se dio exclusivamente a partir de los registros de resistividad y gravimetría, no se requirió o necesitó de ningún registro de porosidad.

3.3.2. Resistividad aparente del volúmen

Normalmente, se asume que la ecuación 67 es una ley aplicada a pequeños intervalos a lo largo del pozo. Sin embargo, esta ley se puede aplicar a intervalos mayores, usando la porosidad aparente (ϕ), tal como en la ecuación 66, y se puede derivar un valor de R_t a partir de una serie de mediciones igualmente espaciadas de resistividad a lo largo del pozo, tal como se obtiene con los registros eléctricos profundos. Esta R_t derivada, denotada por R_e , representa entonces una resistividad aparente al mismo intervalo vertical sobre el cual se usa el BHGM para obtener la densidad. Haciendo esto para cualquier intervalo en el que aplica un valor simple de a , m y n , los efectos de la porosidad pueden ser eliminados a partir de la solución formal para ϕ de la ecuación 67, se obtiene la ecuación 70.

$$\phi = \left(a \frac{R_w}{R_e} \right)^{1/m} S_w^{-n/m} \quad (\text{Ec. 70})$$

Donde: R_e es la resistividad equivalente.

Sustituyendo la ecuación 70 en la ecuación 66, se tiene la ecuación 71.

$$\rho_b = \rho_{ma} - \left(a \frac{R_w}{R_e} \right)^{1/m} S_w^{-n/m} [\rho_{ma} - S_w(\rho_w - \rho_H) - \rho_H] \quad (\text{Ec. 71})$$

En este punto, es inapropiado establecer que a , m y n deben ser constantes por encima de un intervalo vertical de al menos 8 a 10 ft en la formación. Este requisito no parece ser restrictivo, ya que en muchos casos, a , m y n son constantes en distancias mucho más grandes. La separación vertical de 8 a 10 pies, es una limitante para el BHGM en la obtención de una densidad aparente precisa y se espera que las herramientas futuras, reduzcan esta limitante.

La R_e requerida en la ecuación 71, debe de ser más consistente con la ecuación de Archie, y las relaciones volumétricas entre las saturaciones y las porosidades. Para derivar esta expresión, S_w debe representar la saturación de agua aparente en un gran volumen cilíndrico, y ϕ la porosidad aparente correspondiente. Las ecuaciones 72 y 73 relacionan estas cantidades aparentes a una secuencia de bloques N igualmente espaciados, donde S_{wi} y ϕ_i son la saturación y porosidad respectivamente del bloque i -th, y la sumatoria Σ va desde el bloque i hasta el bloque N .

$$S_w = \frac{\Sigma S_{wi} \phi_i}{\Sigma \phi_i} \quad (\text{Ec. 72})$$

$$\phi = \frac{1}{N} \sum \phi_i \quad (\text{Ec. 73})$$

Un pozo que penetra verticalmente tal como un cilindro puede ser registrado eléctricamente para obtener una secuencia de valores R_i , y una herramienta de porosidad puede obtener la secuencia correspondiente de valores ϕ_i . Dentro de cada bloque, la ecuación de Archie queda como la ecuación 74.

$$S_{wi} = \left[\frac{a R_w}{R_i} \phi_i^{-m} \right]^{1/n} \quad (\text{Ec. 74})$$

Sustituyendo la ecuación 74 en la ecuación 72, se tiene la ecuación 75.

$$S_w = \frac{(a R_w)^{1/n} \sum \left(\frac{\phi_i^{n-m}}{R_i} \right)^{1/n}}{N_\phi} \quad (\text{Ec. 75})$$

Igualando el S_w de la ecuación 75 con el mismo S_w de la ecuación 70, se tiene la ecuación 76.

$$(\alpha R_w)^{1/n} \left(\frac{\phi^{-m}}{R_e} \right)^{1/n} = \frac{(\alpha R_w)^{1/n} \sum \left(\frac{\phi_i^{n-m}}{R_i} \right)^{1/n}}{N_\phi} \quad (\text{Ec. 76})$$

Resolviendo para R_e (ec. 77).

$$R_e = \frac{N^n \phi^{n-m}}{[\sum \left(\frac{\phi_i^{n-m}}{R_i} \right)^{1/n}]^n} \quad (\text{Ec. 77})$$

La ecuación 77 es la expresión requerida para R_e , se debe notar que en la ecuación 77, R_e es independiente de la porosidad para el caso especial cuando n es igual a m . También se debe observar que los valores de n son cercanos a los de m , por lo que la ecuación 77 puede ser aproximada mediante la ecuación 78.

$$\bar{R}_e = \frac{N^n}{[\sum \left(\frac{1}{R_i} \right)^{1/n}]^n} \quad (\text{Ec. 78})$$

Continuando con la inspección, la ecuación 75 revela que para intervalos para los cuales el valor de ϕ_i se desvía ligeramente del promedio, la ecuación 76 se convierte de nuevo en una aproximación. Así, sólo para este caso, se puede concluir que R_e es débilmente dependiente en ϕ_i para valores cercanos de m y n ; o como se observa se puede dividir en zonas de porosidades casi constantes y a su vez independientes de estos parámetros. Para casos en los cuales n y m difieren significativamente y en los cuales las zonas de porosidad casi constantes no pueden ser encontradas o son suficientemente grandes para la obtención de un buen valor de densidad mediante el BHGM, la técnica se puede aplicar, pero los efectos de porosidad deben de ser incluidos.

3.3.3. Análisis del error

En la aplicación de cualquier nuevo método, es de mucha ayuda saber cuáles son las fuentes de error y su efecto en el resultado final. En este caso, se examinará la ecuación 70 para evaluar la dependencia de la saturación en los distintos parámetros que se requieren para su determinación. Los parámetros que deben

ser considerados son: R_i , R_w , ρ_w , ρ_{ma} , ρ_H y ρ_b . Expandiendo la expresión en series de Taylor y manteniendo sólo los términos de primer orden y para mayor brevedad, se omitirán las derivadas parciales y se presentará el resultado de la desviación estándar en la saturación, tal como la ecuación 79.

$$\sigma S_w^2 = \left(\frac{S_w}{nN}\right)^2 \sum \left(\frac{\sigma R_i}{R_i}\right)^2 + \left(\frac{S_w}{n}\right)^2 \left(\frac{\sigma R_w}{R_w}\right)^2 + \left(\frac{S_w(1-\phi)}{\phi(\rho_{ma} - \rho_H)}\right)^2 \sigma \rho_{ma}^2 + \left(\frac{S_w}{(\rho_{ma} - \rho_H)}\right)^2 \sigma \rho_w^2 + \left(\frac{S_w(1-S_w)}{\rho_{ma} - \rho_H}\right)^2 \sigma \rho_H^2 + \left(\frac{S_w}{\phi(\rho_{ma} - \rho_H)}\right)^2 \sigma \rho_b^2$$

(Ec. 79)

Ahora, se puede evaluar la ecuación 79 para estimar los valores de los parámetros y su desviación estándar, como se muestra a continuación:

$n = m = 2$	$\sigma_{\rho_H} = 0.05 \text{ gm/cc}$
$\sigma_{R_i} = 0.1 R_i$	$\rho_w = 1.0 \text{ gm/cc}$
$\sigma_{R_w} = 0.1 R_w$	$\sigma_{\rho_w} = 0.02 \text{ gm/cc}$
$\rho_{ma} = 2.65 \text{ gm/cc}$	$\sigma_{\rho} = 0.01 \text{ gm/cc}$
$\sigma_{\rho_{ma}} = 0.04 \text{ gm/cc}$	$\phi = 0.25$
$\rho_H = 0.8 \text{ gm/cc}$	$N = 20 \text{ (10 ft interval with 6" samples)}$

Sustituyendo en la ecuación 79 para diferentes valores de S_w , se obtienen los resultados de la tabla 3. La inspección de la ecuación revela que los errores en R_w son los mayores contribuyentes a σS_w .

S_w	σS_w
.2	.013
.5	.03
.9	.06

Tabla 3. Errores estimados de S_w y desviación estándar (modificada de Gournay y Lyle, 1984).

La figura 29 muestra la comparación entre la saturación obtenida con el BHGM y a partir de registros geofísicos de pozos con la ecuación de Archi, se observa una gran similitud entre los resultados.

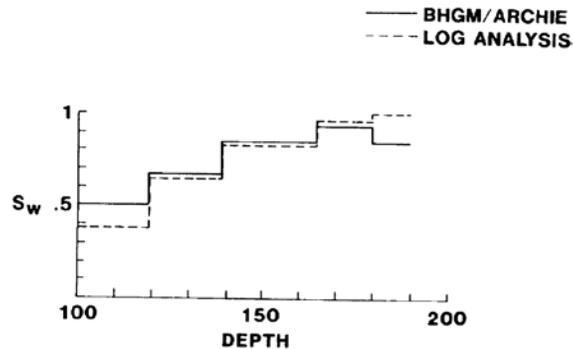


Figura 29. Comparación de saturación de agua obtenida con BHGM y registros de pozos (Gournay et al, 1984).

3.3.4. Determinación de la porosidad

A diferencia de los registros geofísicos de pozos que determinan la porosidad con muy alta resolución en capas muy pequeñas, con el gravímetro de pozo se puede determinar una porosidad volumétrica, es decir una porosidad promedio en un área que dependerá del espaciado entre estaciones de medición, de acuerdo a la regla de “dedo” explicada en la figura 2b (pag. 11).

La densidad volumétrica (ρ_b) determinada por el gravímetro de pozo puede ser usada para calcular la saturación y porosidad volumétricas. De la ecuación 66 se tiene la ecuación 80.

$$\rho_B = (1 - \phi) \rho_M + \phi(S_w \rho_w + (1 - S_w) \rho_H) \quad (\text{Ec. 80})$$

Dónde: ϕ es la porosidad de la zona, ρ_M es la densidad matriz de la zona, S_w es la saturación de agua, ρ_w es la densidad del agua de formación y ρ_H es la densidad del hidrocarburo.

Despejando la porosidad en la ecuación 80, se tiene la ecuación 81.

$$\phi = \frac{\rho_M - \rho_B}{\rho_M - S_w \rho_w - \rho_H(1 - S_w)} \quad (\text{Ec. 81})$$

Si $S_w=1$ en la ecuación 81, se tiene la ecuación conocida (ec. 82):

$$\phi = \frac{\rho_M - \rho_B}{\rho_M - \rho_w} \quad (\text{Ec. 82})$$

En una zona con agua, la porosidad se puede evaluar con la ecuación 82. Si la porosidad es conocida y se puede estimar la densidad del hidrocarburo, entonces la saturación del hidrocarburo puede ser evaluada resolviendo la ecuación 81 para S_w . La tabla 4 muestra las densidades de algunos materiales comunes.

Compuesto	Fórmula	Densidad (ρ_b)
Quartz	SiO ₂	2.654
Calcites	CaCO ₃	2.710
Dolomite	CaCO ₃ MgCO ₃	2.870
Anhydrite	CaSO ₄	2.960
Sylvite	KCl	1.984
Halite	NaCl	2.165
Gypsum	CaSO ₄ 2H ₂ O	2.320
Anthracite Coal		{ 1.400 } { 1.800 }
Bituminous Coal		{ 1.200 } { 1.500 }
Fresh Water	H ₂ O	1.000
Salt Water	200,000 ppm	1.146
Oil	n(CH ₂)	0.850
Methane	CH ₄	e_{meth}
Gas	C _{1.1} H _{4.2}	e_g

Tabla 4. Densidades de materiales comunes (modificada de Smolen, 1996).

3.4. Determinación de estructuras geológicas adyacentes

Dado que la medición del gravímetro de pozo (BHGM) es de investigación profunda, ofrece la oportunidad de confirmar medición de propiedades petrofísicas medidas en pozo descubierto, sin el efecto del medio ambiente de medición (invasión, rugosidad, etc.). Al comparar los estudios se tienen diferencias, no sólo por las condiciones del agujero, sino en ocasiones debidas a estructuras geológicas cercanas al pozo. A continuación se presentan algunos ejemplos de estos casos:

a) Zonas con gas

El ejemplo de la figura 30 muestra registros de neutrones y rayos gamma naturales en agujero descubierto. El registro de neutrones muestra alta radiactividad en el intervalo de 230 m a 246 m, esto indica una zona con gas, que es confirmada por el BHGM que define una densidad baja en ese intervalo.

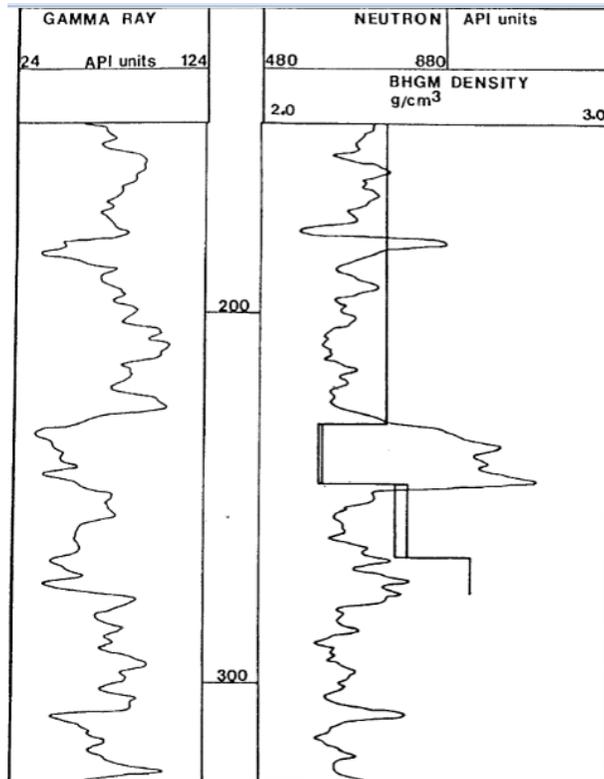


Figura 30. Zona con gas indicada por el registro de neutrones y el BHGM (Smolen, 1996, cortesía de Edcon).

La figura 31 muestra registros en pozo abierto de resistividad y neutrón pulsado (PNC). El registro PNC indica claramente un intervalo con gas de 2,690 ft a 3,005 ft con valores bajos de la curva sigma y la curva RATIO del cociente de conteos de radiactividad en los detectores cercano entre lejano (N/F), sobrepuesta traslapada (sombreado). El registro de resistividad confirma la presencia de gas por la resistividad alta en el intervalo. Sin embargo, el registro BHGM muestra un módulo de densidad alto indicando una zona de baja porosidad compactada, por lo que no produciría si fuera terminado el pozo y probado el intervalo.

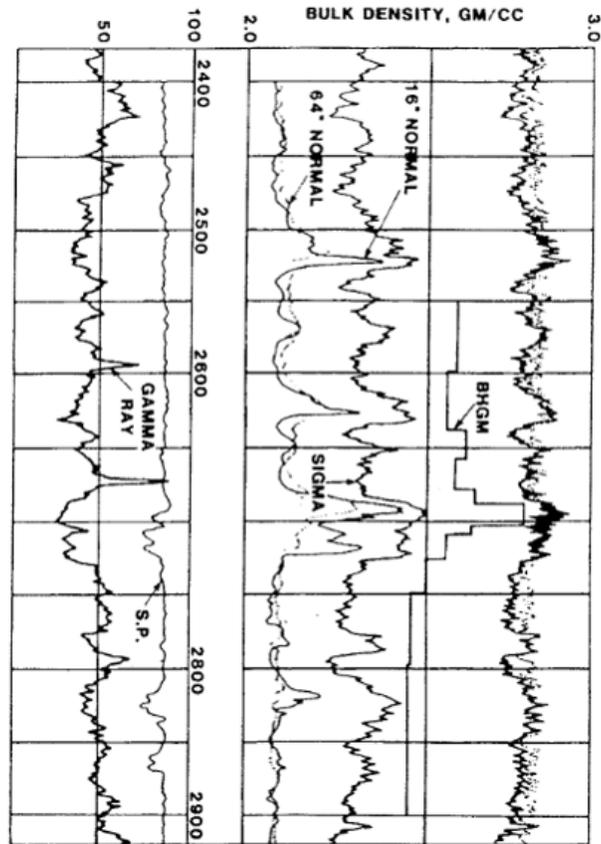


Figura 31. Registro de gravedad mostrando baja porosidad donde el registro PNC indica gas (Smolen, 1996, cortesía de SPWLA).

b) Estructuras geológicas cercanas

La densidad determinada por el gravímetro de pozo (BHGM) puede variar debido a la existencia de estructuras geológicas adyacentes con una densidad contrastante.

En la figura 32 se muestra un pozo atravesando un paquete de rocas sedimentarias con una densidad de 2.5 g/cm³, este es el valor que mediría un registro de pozo de densidad; a 500 pies del pozo (150 m) se encuentra un domo salino con una densidad de 2.2 g/cm³, el estudio del BHGM muestra claramente el efecto del domo salino. Sobreponiendo los dos tipos de medición, se observa claramente la protuberancia en la separación entre las dos curvas.

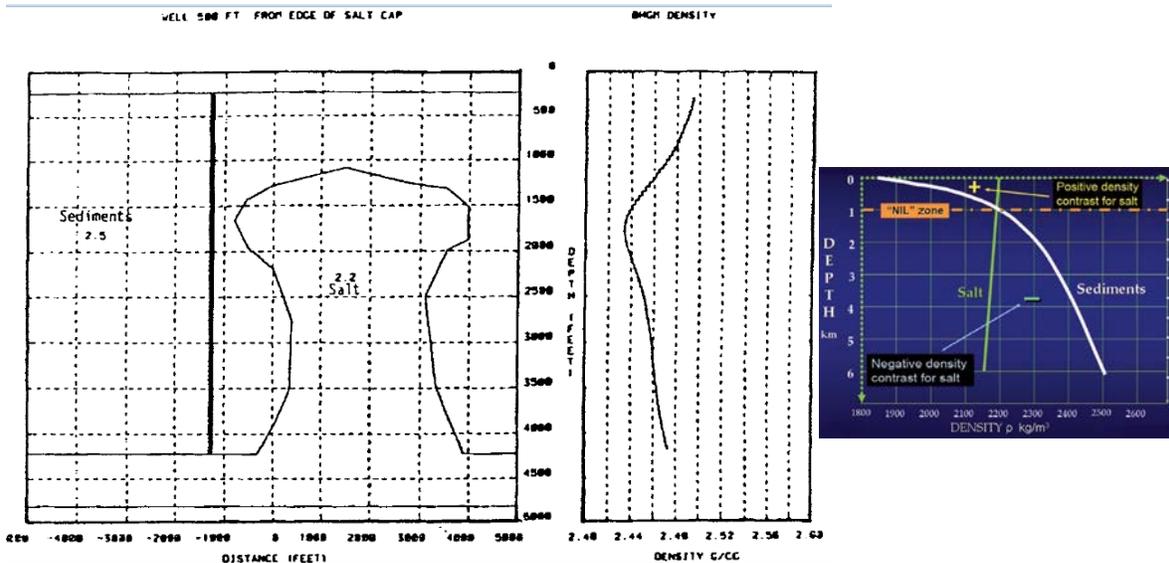


Figura 32. (Izquierda) efecto en la densidad medida con el gravímetro de pozo debido a un domo salino (Smolen, 1996, cortesía de Edcon), (derecha) variación típica de densidad contra profundidad para sedimentos y sal (Saad, 2006).

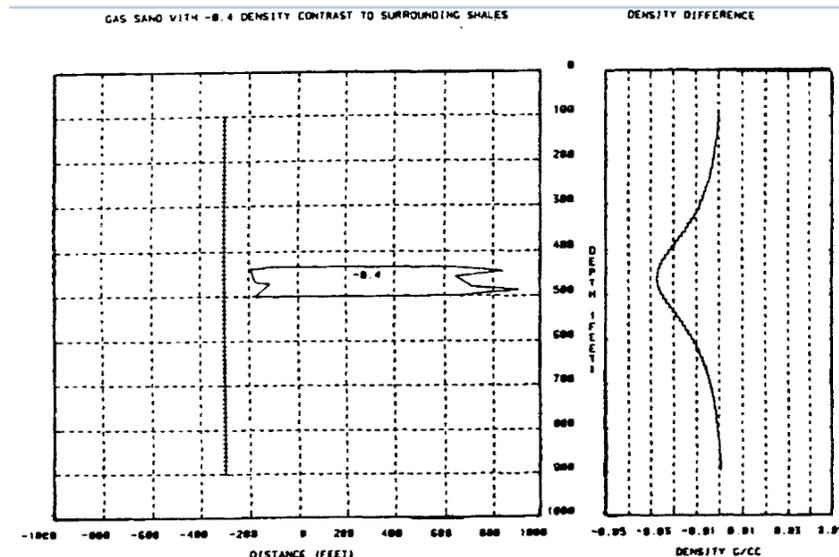


Figura 33. Efecto en la densidad medida con el gravímetro de pozo debido a un canal de arenisca con gas (Smolen, 1996, cortesía de Edcon).

En la figura 33 se observa el efecto de un canal de arenisca con gas situado a 100 pies (30 m) del pozo. Aquí la diferencia de las densidades medidas con el registro

geofísico de pozo y el BHGM, muestran una protuberancia al sobreponerse, debida a el canal de arenisca con gas.

IV. Casos de estudio

4.1. Contactos agua/hidrocarburos. Campo Prudhoe Bay, Alaska

El gravímetro de pozo es muy útil en todas las etapas de exploración y producción de gas y aceite. Es usado: en la etapa exploratoria, en la evaluación de la formación, en el desarrollo temprano del campo, en el desarrollo del campo maduro y en recuperación mejorada de aceite. El potencial de aplicación más importante es en la producción de aceite, así como en el monitoreo y búsqueda de gas y aceite.

Un aspecto primario del gravímetro de pozo (*BoreHole Gravity Meter, BHGM*) y que hace que sea una herramienta muy atractiva en los registros geofísicos, es la habilidad de detectar los contactos entre gas, aceite y agua a grandes distancias a partir del pozo. El gravímetro de pozo puede detectar los contactos de gas-aceite por diferencias de 10 μGal y los contactos de agua-aceite por diferencias de 4 μGal . En muchos campos, tal como Prudhoe Bay en Alaska, el aceite está por debajo del gas y arriba de la zona de agua. La figura 34 muestra que es lo que sucede alrededor del pozo productor en estas dos situaciones.

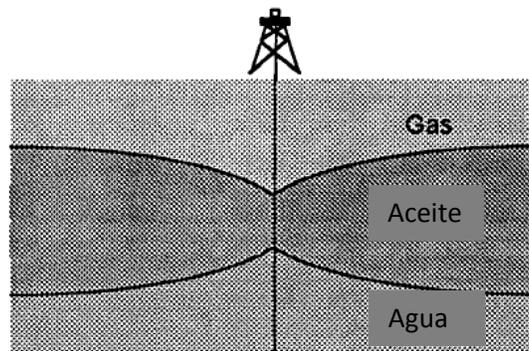


Figura 34. Contactos del acuífamiento de gas/aceite y aceite/agua, en un pozo productor (modificada de Ander et al, 1997).

Al producir aceite, se genera una forma de cono hacia abajo del contacto gas-aceite y una conicidad hacia arriba del contacto aceite-agua. La forma de estas interfaces como función del tiempo es fundamental para la estrategia de

producción. Existen métodos para determinar donde cruzan las interfaces con el pozo, pero sólo el gravímetro es capaz de proporcionar información acerca de las estructuras lejanas a este. Dado que las interfaces son móviles con el tiempo, este desplazamiento puede ser monitoreado por medio de la herramienta. Aunque los gravímetros de pozo no han sido ampliamente utilizados para monitorear la producción por sus limitaciones físicas, los resultados han sido impresionantes en donde se ha aplicado.

Un estudio extenso de modelado, muestra que la gravimetría de pozo puede determinar la forma del depósito de aceite o gas lejos de los pozos productores. La figura 35 muestra 3 modelos de conicidad en Prudhoe Bay. Los modelos asumen una saturación de gas del 50%, a medida que la densidad aparente disminuye a una razón de 2.118 gr/cc y con un contraste de densidad de 0.075 gr/cc. Los modelos cubren las tres posibles configuraciones cónicas de gas y los registros de densidad asociados. La zona de aceite es tomada como el *Datum* de densidad (0 gr/cc) para cada uno de los modelos, las tres respuestas para cada modelo son mostradas a la derecha de estos. La primera curva de respuesta es la densidad cercana al pozo proveniente del registro de densidad gamma-gamma. La segunda curva de respuesta es la densidad esperada del BHGM, esta curva fue producida mediante la realización de un modelado de gravedad de 2.5 dimensiones a los diferentes modelos sintéticos A, B y C. La tercera curva, es la curva de diferencia de densidad obtenida restando la respuesta BHGM de la curva del registro geofísico de densidad. Estas diferencias son usadas en los registros de densidad para cuantificar los cambios que regularmente ocurren entre los efectos de densidad cercanos al pozo y la densidad regional aparente. Estos modelos claramente indican que el BHGM puede detectar y delinear fácilmente los contactos gas-aceite con o sin conicidad. En particular, la extensión de dicha forma puede ser estimada mediante la respuesta de las diferencias de densidad. Esta información puede ser muy útil para la predicción del rendimiento de los yacimientos.

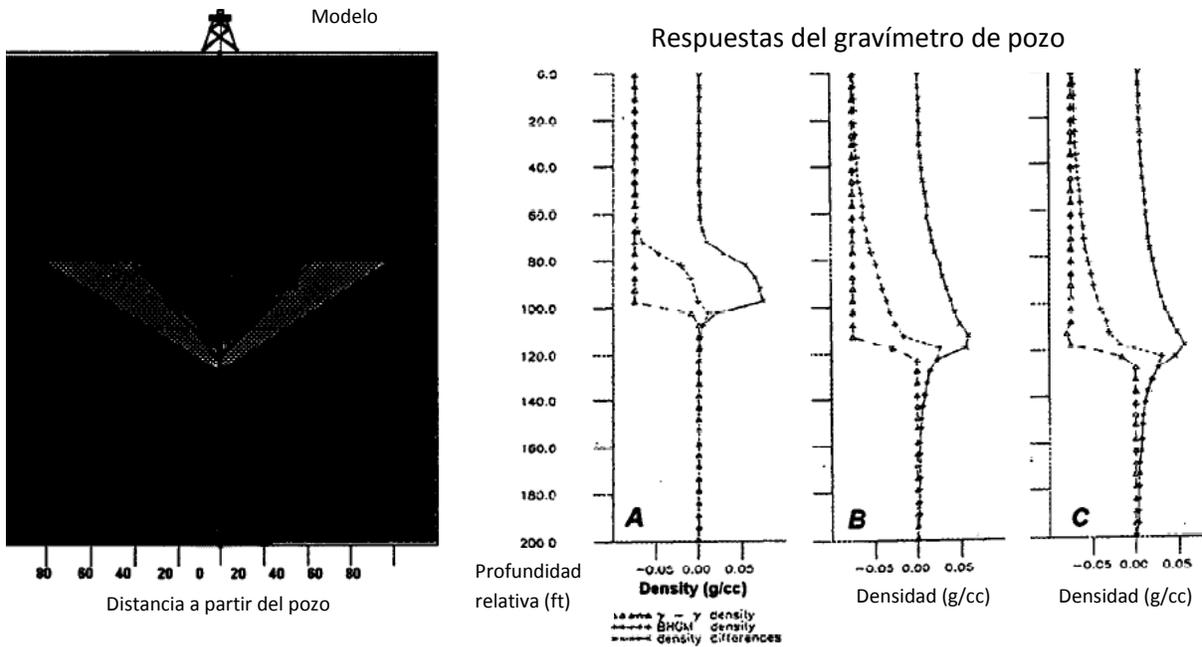


Figura 35. Modelos de acuífamiento de gas para el campo Prudhoe Bay, Alaska (modificada de Ander et al, 1997).

4.1.1, Limitaciones de la herramienta

Desafortunadamente el uso del BHGM no ha sido tan trascendental a pesar de los éxitos conocidos y numerosos casos ejemplares de estudio. El gravímetro utilizado en este estudio tenía tres importantes limitantes físicas, 1) un diámetro de 4 1/8 pulgadas, lo que es demasiado grande para la mayoría de los pozos, 2) está limitado sólo para 14 grados de desviación y por lo tanto no puede ser usado en un gran número de pozos desviados (no verticales), 3) hace lecturas lentas (alrededor de 5 minutos), por estaciones, las lecturas no son continuas. Además, hasta hace poco, los gravímetros de pozo no son robustos, pero propensos a muchas fallas en el campo, dándoles una pobre reputación de operación.

Por ejemplo, considerando el campo Prudhoe Bay, La figura 36 (izquierda) muestra la distribución del tamaño de tubería del pozo (diámetro exterior) para 502 pozos que se encuentran operando desde 1991 en la mitad oriental del campo. La figura 36 (derecha) muestra los ángulos de desviación del agujero para 497 de estos pozos en la zona productora. De los 502 pozos productores, sólo 57 tienen las 4 1/8 pulgadas de diámetro. De esos pozos, sólo dos tienen inclinaciones

menores que 14 grados en las zonas de interés, entonces el gravímetro sólo tuvo acceso a menos del 0.5% de estos pozos.

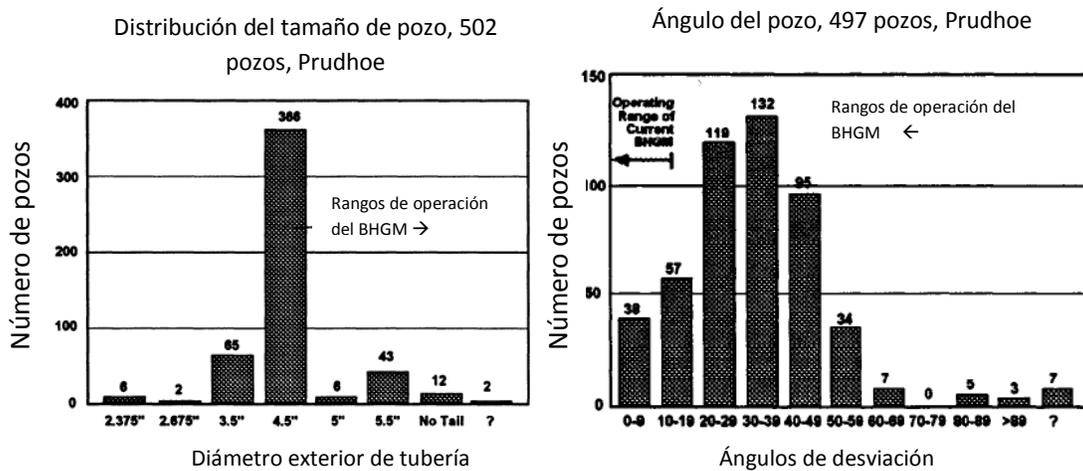


Figura 36.. (izquierda) Distribución del del diámetro extwerior de la tubería para los 502 pozos del campo, y (derecha), ángulos de desviación del pozo, para 497 pozos (modificada de Ander et al, 1997).

LaCoste & Romberg, pioneros en el desarrollo de los gravímetros de pozo desde 1970 y todavía los únicos productores de estos, hasta 1997 sólo habían fabricado 16 gravímetros lo que refleja su uso pobre debido a las limitaciones físicas. De esos 16, 13 están actualmente en condiciones de servicio y sólo 8 están siendo operados en la industria petrolera.

4.2. Graviglog: desarrollo y uso del gravímetro de pozo en la exploración minera

Scintrex desarrolló en 2007 la herramienta Graviglog para aplicaciones en minería y geotecnia. El sensor de la herramienta, está basado en la tecnología de fusible de cuarzo que demostró ser resistente y preciso en los estudios de gravimetría de superficie. La tecnología básica del sensor, se ha minimizado y equipado con capacidades de autonivelación. Los módulos electrónicos asociados han sido “empaquetados” para ajustar el instrumento a una sonda dentro de un pozo de diámetro reducido. El Graviglog (fig. 37), ha sido diseñado para medir dentro de los barrenos de perforación NQ (2.99”) a 2500 m de profundidad, usando de 4 a 7 conductores en el cable, con una sensibilidad mayor a 5 µGal. Esta herramienta

sólo puede desplegarse en pozos con una inclinación menor a 30° con respecto a la vertical, es decir, referente a esto, ha habido un avance de casi el doble con respecto a la inclinación del pozo, en la primer aplicación mostrada se describe un uso para una desviación de apenas de 14°.

Recientemente (2013), Scintrex desarrolló y fabricó una herramienta Graviglog de dos sensores de gravedad en la misma sonda, separados 1.5 m. Esta herramienta elimina el error en las profundidades relativas de estos dos sensores, con lo cual se mejoran las mediciones de densidad de formaciones de pequeño espesor atravesadas por el pozo.



Figura 37. Sensor del Graviglog (Nind et al, 2013).

A continuación, se presentarán 3 ejemplos de aplicación de la herramienta en la industria minera, por parte de la compañía *Abitibi Geophysics*.

4.2.1. Exploración de zinc. Quebec, Canadá

Los datos medidos por el Graviglog en un trabajo combinado de *Scintrex* con *Abitibi Geophysics* en Marzo de 2012 para un pozo perforado por Donner Metals en la región Matagami en Quebec, Canadá, muestran la respuesta de la gravimetría de pozo tanto del gabro de alta densidad intersectado, como los sulfuros masivos (tufita) fuera del pozo (fig. 38). La tufita había sido previamente identificada como un conductor en un viejo registro electromagnético. La respuesta del Graviglog confirma una correlación directa de la alta densidad de este conductor. Se puede notar como coinciden las deflexiones de la herramienta electromagnética

(*BoreHole ElectroMagnetics*, BHEM) con el instrumento de gravedad (BHGM). También la anomalía de gravedad causada por los cambios en la densidad de la roca, debido a que el sensor del Gravilog detecta un cambio de una riolita de baja densidad a un gabro de alta densidad.

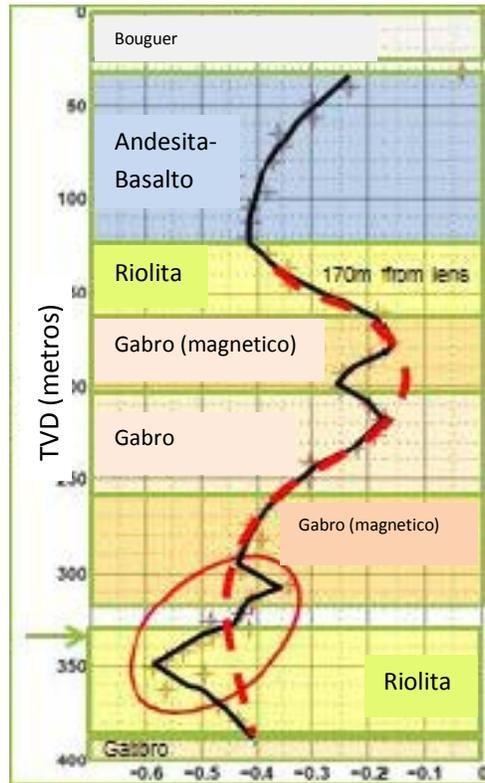


Figura 38. Datos de gravedad (línea negra) vs la profundidad vertical total (TVD) y la localización de la tuffita con la herramienta electromagnética (línea roja) está marcada en el círculo (modificada de Nind et al, 2013).

En la figura 38 se aprecian dos anomalías de gravedad, una de ellas corresponde a la longitud de onda más grande la cual representa la sección de gabro mineralizada, con valores de 300 μGal de pico a pico; la segunda anomalía y la más baja (círculo rojo), representa un cuerpo lejos del pozo de sulfuros masivos (tuffita) a 415 m de distancia del pozo, con valores de 200 μGal de pico a pico.

4.2.2. Exploración de Zn-Cu-Ag.

Otra aplicación del Gravilog en marzo de 2012 por el personal de *Abitibi Geophysics* en 4 minas del campo Virginia, en el proyecto Coulon; un depósito de cobre, zinc y plata al norte de Quebec (fig. 39). En la figura 40 se muestra el modelado directo y una inversión estocástica 3D de los distintos pozos. El pozo no es suficientemente profundo en el yacimiento para resolver por completo la anomalía gravitacional (fig. 41).



Figura 39. Localización de la mina Virginia, proyecto Coulon, Quebec, Canadá (modificada de Nind et al, 2013).

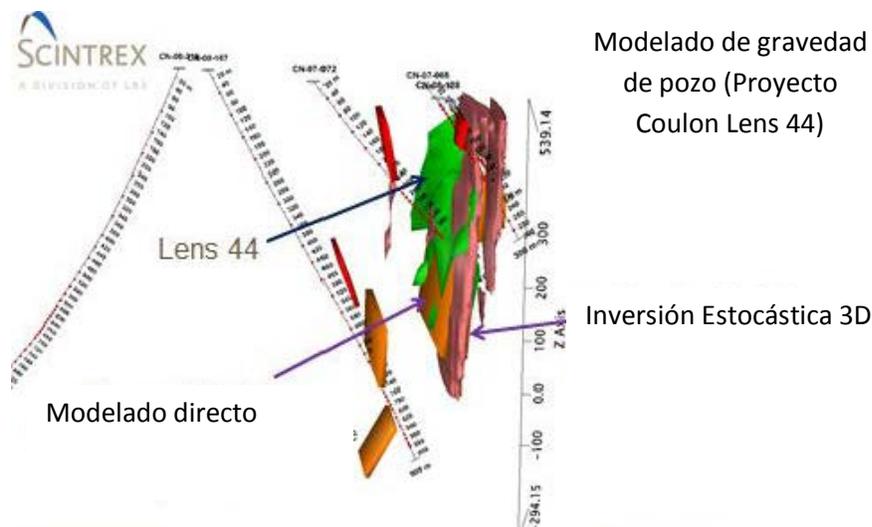


Figura 40. Modelado directo e inversión estocástica 3D de datos de gravimetría obtenidos mediante Gravilog en pozos de la mina Virginia, comparado con la extensión del depósito publicado en el sitio web de la Mina de Virginia (modificada de Nind et al, 2013).

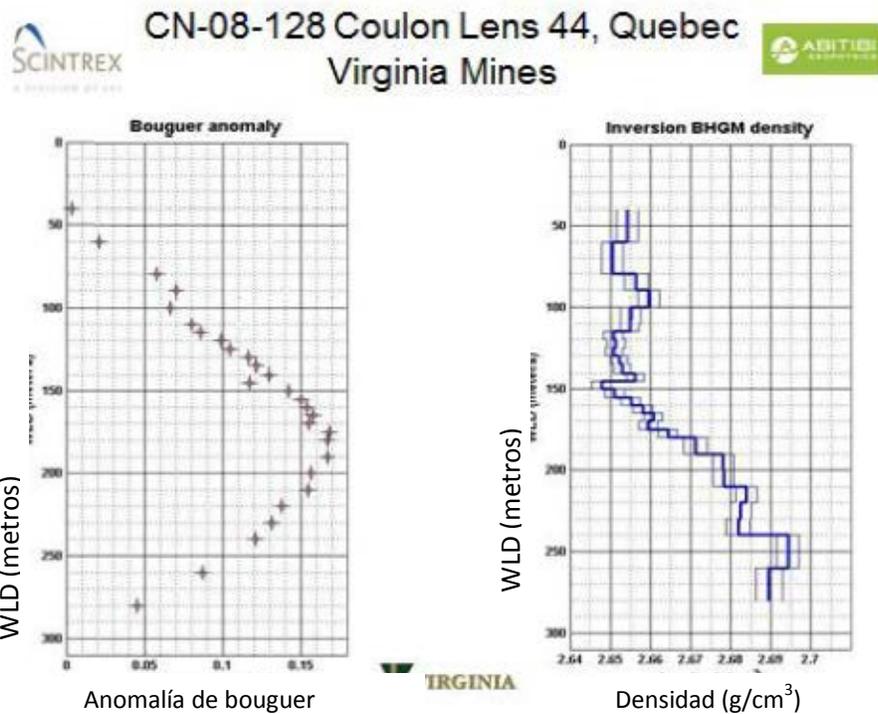


Figura 41. Mediciones de gravimetría de pozo y densidad aparente medidas en el pozo CN-08-128 en un yacimiento de la mina de Virginia. El pozo no se extiende lo suficiente por debajo del depósito, para medir de manera completa la anomalía de gravedad (modificada de Nind et al, 2013).

4.2.2. Exploración de Hierro.

La compañía Labrador Iron Mines tenía dificultad para obtener un análisis de la densidad para los yacimientos de hierro de la mina James, cerca de Schefferville, Quebec, debido a la presencia de una alteración mineral muy fuerte. En este yacimiento la determinación de la densidad aparente de la formación, tiene un valor económico directo, donde la concentración mineral es proporcional a la densidad.

En diciembre de 2012, el personal de *Abitibi Geophysics* adquirió datos con Gravilog en varios pozos de la mina James (fig. 42). Los datos del gravímetro de uno de estos pozos, se muestran en la figura 43. El perfil de densidad de estos recursos fue realizado usando una combinación de datos de gravimetría y cientos de muestras de núcleo colectados en pozos entre los años 2006 a 2010.

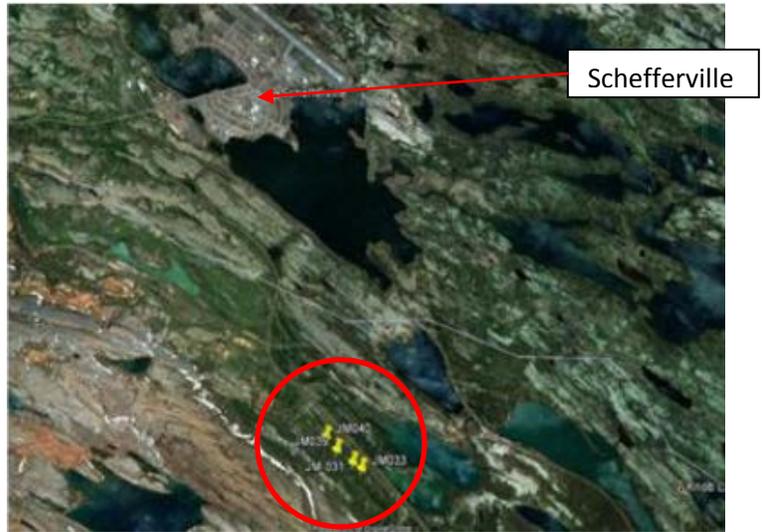


Figura 42. Localización de la Mina de hierro James. Los datos de Gravilog fueron adquiridos en los pozos marcados con los puntos amarillos (modificada de Nind et al, 2013).

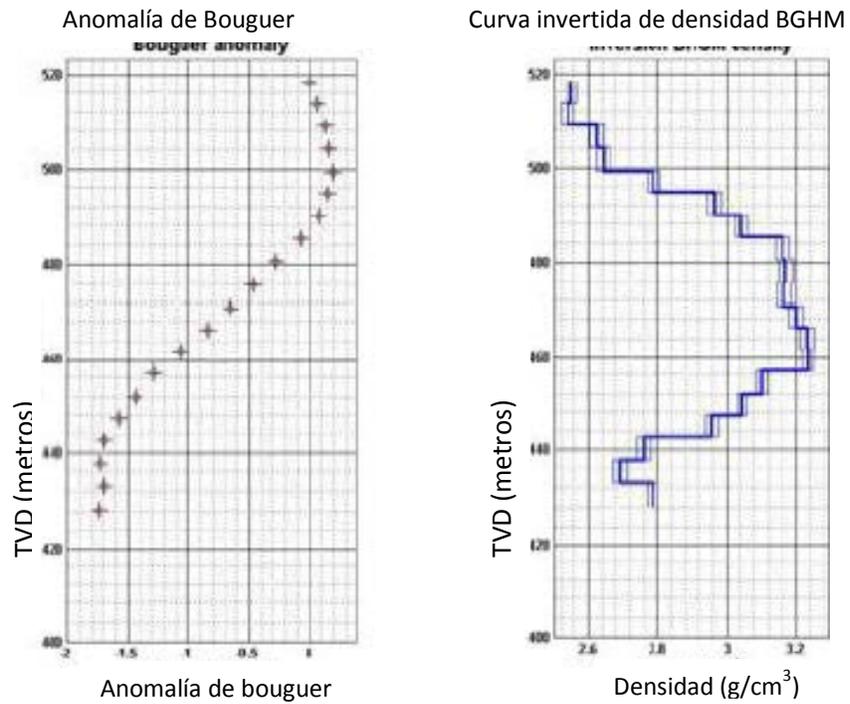


Figura 43. Datos de Gravilog obtenidos en la Mina James, pozo DD-JM040-2012, localizado al noroeste del punto amarillo en la figura anterior (modificada de Nind et al, 2013).

El control de la profundidad es esencial para mediciones precisas de la densidad. Por ejemplo, un error de 2 cm en un espaciamiento de medición de 2 m puede generar un error en la densidad de 0.02 gm/cm^3 .

4.3. Resultados de aplicaciones en minería y geotecnia

Las pruebas iniciales de campo del Gravilog en un pozo cerca de Lindsay, Ontario, fueron terminadas en octubre de 2008, seguidas de un estudio exitoso de campo en diciembre en un pozo elegido por la compañía Vale Inco en Norman, localidad de Sudbury, Ontario. Se realizó un tercer estudio para marzo de 2009, dirigido por AREVA Resources Canada INC en Shea Creek al norte de Saskatchewan.

4.3.1. Prueba Vale Inco, Sudbury, Ontario

La localización de la primera prueba de campo del Gravilog fue cerca de un pozo vertical seleccionado por Vale Inco, en la localidad de Norman, cerca de Sudbury, Ontario. El sitio de perforación se muestra en la figura 44.

El Gravilog fue movilizado mediante un tractor, proporcionado por Vale Inco. A su llegada al pozo, el personal de la compañía Scintrex fabricante del gravímetro inició la prueba dentro de los barrenos de perforación NQ (2.99”), lo bajó a 1,000 m y lo dejó toda la noche para estabilizarlo. Las mediciones iniciaron inmediatamente a la mañana siguiente. El pozo se registró en ambas direcciones durante dos días.



Figura 44. Prueba del gravímetro de pozo en el Condado de Norman, Ontario (modificada de Seigel et al, 2009).

La prueba de pozo, atravesó la “zona inferior” de una región mineralizada (fig. 45), entre los 1,000 m y 1,400 m, los registros geológicos describieron la presencia de norita, pegmatita y gabro. Entre los 1,400 m y los 1,800 m, se localizó una brecha de granito y diabasa, con sulfuros.

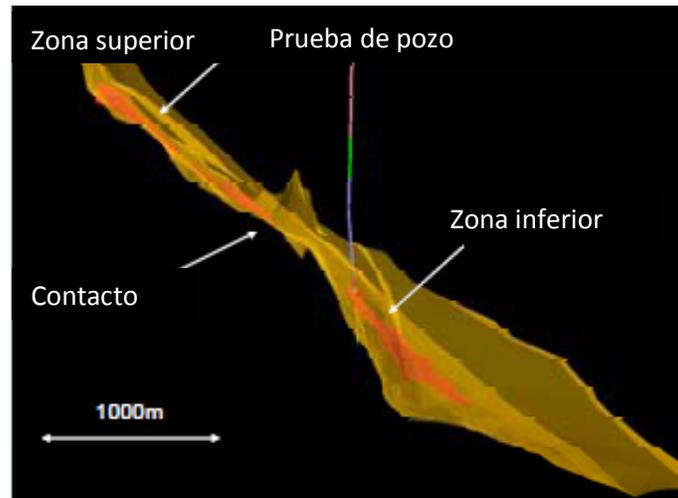


Figura 45. Horizonte mineralizado y pozo, en el Condado de Norman, sección E-W (modificada de Seigel et al, 2009).

En la figura 45 la mitad superior del yacimiento (del pozo hacia la izquierda) contiene una zona mineralizada de sulfuros con concentración muy baja, entre el 10% y 20% aproximadamente. La mitad inferior (hacia la derecha de pozo) es mucho mejor, está formada en su mayoría por sulfuros masivos o semi-masivos con una concentración superior al 50%. La intersección del pozo con la zona de interés, pone al descubierto una franja también mineralizada de sulfuros echado arriba (35°) de la zona inferior. Una segunda zona superior masiva, se encuentra situada algunos metros echado arriba de la intersección con esta zona de mineralización. Los sulfuros débilmente diseminados, son igualmente intersectados por el pozo, a aproximadamente 1,750 m.

La sonda del Gravilog se desplegó dentro de los barrenos de perforación NQ para recolectar las mediciones de la gravedad. El pozo empezó a registrarse a una profundidad de 1,000 a 1,800 m. Los intervalos de lectura se hicieron cada 50 m en la roca encajonante, y cada 10 m a través de la zona mineralizada. Las

profundidades fueron medidas usando un malacate en la superficie y el sensor de presión durante la prueba. Se agregó agua al pozo para mantener el nivel constante durante el registro, para que pudiera operar el sensor de presión. Para cada estación, el ancla se desplegaba para asegurar la prueba, la presión era grabada, el sensor del gravímetro era nivelado y realizaba la medición dos veces durante 60 segundos; el ancla se replegaba y el gravímetro se movía a la siguiente estación usando el malacate para una referencia de la profundidad. Este procedimiento requirió alrededor de 5 minutos en cada estación, más el tiempo requerido para trasladarse de estación a estación.

La gravedad residual de los dos registros fue procesada por separado y los resultados se presentan en la figura 46. La repetibilidad media de las lecturas de gravedad es de $6.0 \mu\text{Gal}$. Después de aplicar las correcciones pertinentes a los datos observados (incluyendo la corrección de Bouguer usando una densidad de 2.77 gr/cm^3), se observó una anomalía residual dipolar de una magnitud aproximadamente de 1.4 mGal de pico a pico, indicando la presencia de una gran masa de sulfuros de alta densidad relacionada a la intersección a $1,410 \text{ m}$.

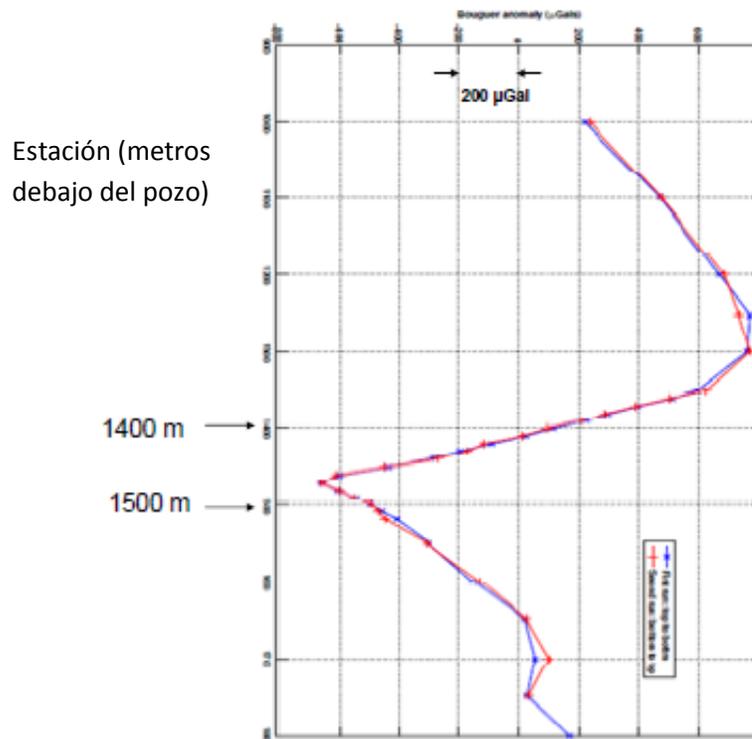


Figura 46. Gravedad residual en el pozo en Norman (modificada de Seigel et al, 2009).

La densidad aparente en el pozo fue calculada a partir de los datos de gravedad residual, usando el algoritmo desarrollado por el Dr. Jeff MacQueen de Micro-g LaCoste. La densidad y los errores son incluidos en la figura 47.

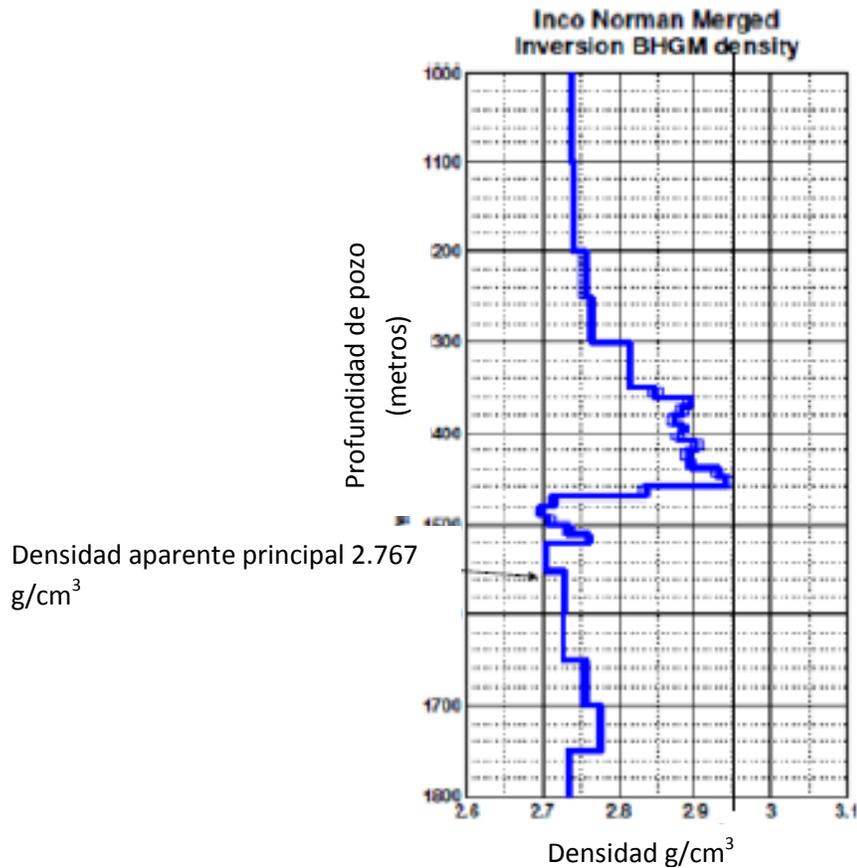


Figura 47. Densidad aparente en la prueba Norman (modificada de Seigel et al, 2010).

4.3.2 Prueba Shea Creek, Saskatchewan

La localización del segundo campo de prueba del Gravilog, fue en un pozo vertical seleccionado por AREVA Resources en Shea Creek, cerca de una extinta mina de uranio del Lago Cluff al norte de Saskatchewan.

La geología general de Shea Creek se muestra en la figura 48. La discordancia a 734 m de profundidad separa la arena suprayacente Athabasca del basamento arqueano (2.67 gr/cm³). Si estuviera presente una alteración en dicha discordancia, originaria zonas de baja densidad por arriba y por debajo de la

disconformidad. Dicha alteración es evidente en el registro de la geología del pozo y se puede inferir que ningún mineral de uranio se encuentra presente.

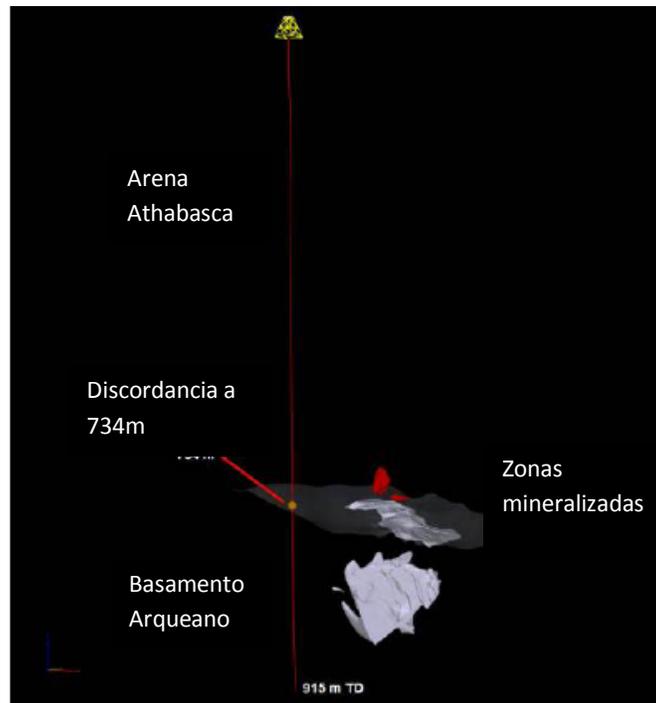


Figura 48. Mineralización en la prueba Shea Creek (modificada de Seigel et al, 2009).

El pozo en Shea Creek fue registrado mediante la herramienta Gravilog a partir de la superficie a una profundidad de 870 m. El gravímetro fue bajado dentro de los barrenos de perforación NQ a una profundidad de 500 m y fue dejado toda una noche para que se estabilizara, al día siguiente las mediciones fueron registradas de los 500 a los 870 m, regresando a 500 m, y posteriormente ascendiendo a la superficie. El espaciamiento entre las estaciones fue variable, para las arenas de Athabasca fue cada 100 m hasta la profundidad de 500 m, y de 5 m a través de la sección de 710 m a 800 m. El procedimiento para la adquisición de datos fue similar a la prueba del pozo Norman descrita anteriormente.

El Gravilog contiene un sensor de rayos gamma y se pudo observar un pico justamente cuando dicho sensor pasó por la discordancia (fig. 49) debido al contenido de uranio.

El pozo en Shea Creek es vertical y la sonda del Gravilog estuvo girando entre las estaciones, se eliminó su efecto usando un procesamiento de mínimos cuadrados. La repetibilidad media de los datos de gravedad procesados por mínimos cuadrados fue de $5.8 \mu\text{Gal}$.

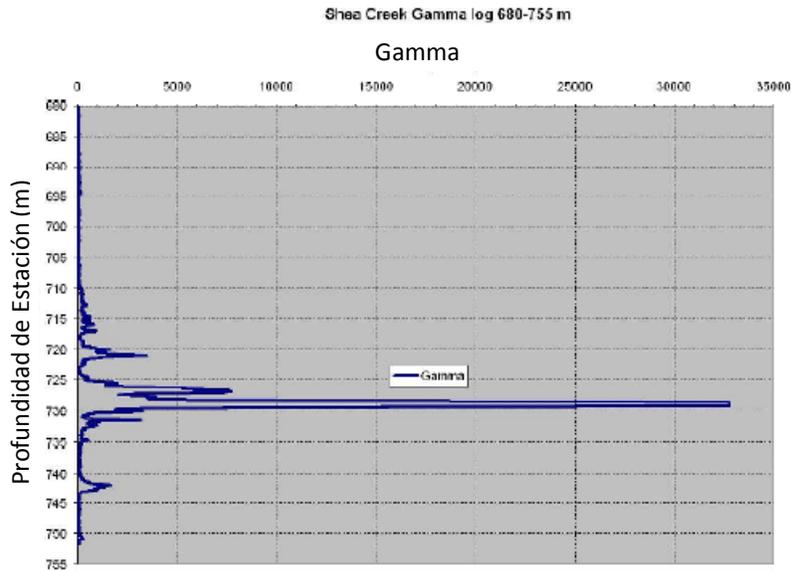


Figura 49. Prueba de rayos gamma en Shea Creek, 680-755m (modificada de Seigel et al, 2009).

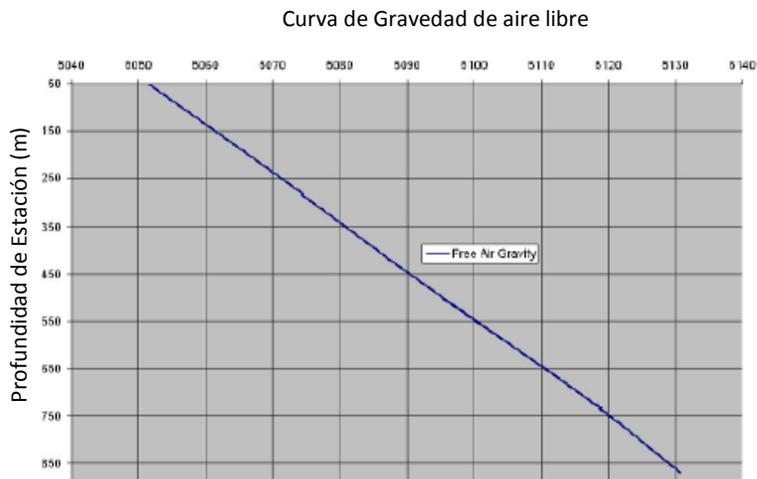


Figura 50. Corrección por aire libre para la prueba Shea Creek (modificada de Seigel et al, 2009).

A diferencia de la prueba en el pozo Norman, el pozo en Shea Creek no intersecta un cuerpo de alta densidad. El perfil obtenido de la corrección de aire libre muestra una tendencia lineal conforme la prueba Gravilog se mueve progresivamente a través de las arenas Athabasca y el basamento arqueano (fig. 50).

La densidad aparente del registro es más reveladora. El cambio de densidad a partir de las arenas Athabasca y el basamento arqueano, a los 730 m de profundidad es evidente. En la zona Athabasca hay una zona de baja densidad inmediatamente por encima de la discordancia, lo cual puede ser resultado de la alteración (fig. 51).

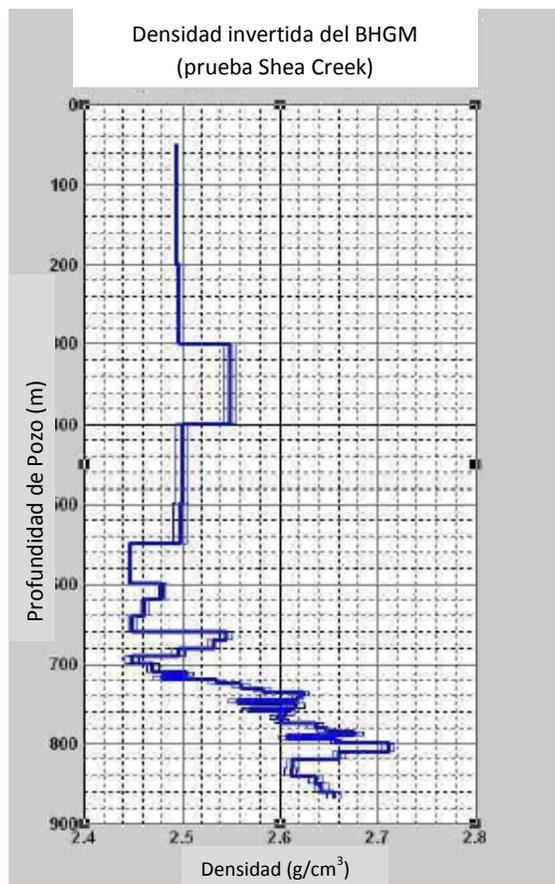


Figura 51. Densidad aparente obtenida para la prueba Shea Creek (modificada de Seigel et al, 2009).

4.4. Aplicaciones en pozos horizontales

El desarrollo y aplicación de intervalos de tiempo en medición de la gravedad (gravimetría 4D o *time lapse*) para el monitoreo de reservas, se ha incrementado en los últimos años, en parte debido a los avances en el poder de procesado y los algoritmos de interpretación, pero aún más importante, debido a las mejoras en la tecnología de los sensores, tanto en superficie como en pozo. Ahora es común implementar estudios de gravedad en tiempo real con una precisión del orden de micro-Gal.

La dificultad de proyectos de exploración de gravedad en tiempo real con datos de superficie, se encuentra en gran parte en la combinación de tres factores sobre los cuales no se tiene control: profundidad del yacimiento, espesor y los pequeños cambios en la densidad.

Krahenbuhl (2012) demostró la posibilidad de utilizar datos de gravedad de superficie, combinados con mediciones del BHGM en pozo, para monitorear la inyección de CO₂ durante la recuperación mejorada de aceite en un yacimiento de espesor delgado y profundo. El modelo del área (fig. 52, izquierda) muestra el espesor de la columna de depósito al sur del campo y conforme va avanzando hacia el norte se hace más delgada. Los resultados (fig. 52 derecha) del procesamiento de inversión demostraron una alta probabilidad de un cambio en la densidad en la parte sur, echado abajo del campo. Sin embargo, la combinación de: la densidad, profundidad, espesor y los errores esperados en los datos, no permitieron el monitoreo en el norte del área, echado arriba del campo. Una amplia superficie de unos 700 m del depósito está sin resolver.

A continuación, se presenta la metodología para un estudio de gravimetría en un pozo horizontal para recuperación mejorada, observando los cambios de densidad mediante el modelado de gravedad 4D (lapso de tiempo) y así completar la poca información que se tiene respecto al movimiento del fluido a partir de los datos de superficie.

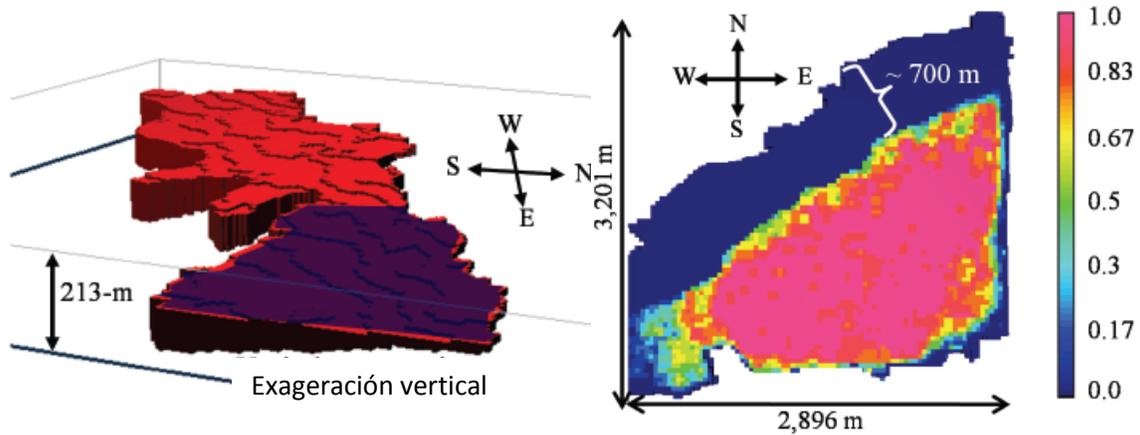


Figura 52. Modelo e inversión resultante para los datos de gravedad de superficie en tiempo real.

La imagen izquierda representa un modelado completo del yacimiento, el cual se hace más delgado hacia el norte. El mapa de la derecha representa la inversión gravimétrica (modificada de Krahenbuhl et al, 2012).

Modelo del yacimiento.

El modelo del yacimiento fue construido a partir de datos sísmicos y utiliza densidades para simular el cambio de saturación durante la captura de CO₂. El modelo (fig. 45, izquierda), está a 1 km de profundidad con un cambio en la densidad de -0.06 g/cm^3 .

El modelo disminuye de espesor hacia el norte, mientras que al sur se hace de mayor espesor. Mediante la combinación con pequeños cambios en la densidad se puede obtener la partición del campo, en la cual, la información en una franja 700 m al norte no se puede recuperar mediante datos de superficie solamente, ni siquiera mediante una inversión robusta, a diferencia de la parte sur, en la que la inversión si puede funcionar correctamente. Este modelo de prueba es ideal para demostrar la información añadida de los datos de gravedad de pozo en tiempo real, a partir de pozos ampliamente desviados.

Método de inversión.

Para este estudio, se usó el algoritmo de inversión BININV 3D. La inversión binaria es una técnica muy limitada, ya que invierte los datos de gravedad con la condición de que el contraste de densidad en tiempo real para cada localización

está restringido para dos casos, puede ser cero o uno, donde los “ceros” representan volúmenes de la reserva sin cambios o sin recuperación y los “unos” representan los cambios en la densidad a partir del movimiento de los fluidos. El algoritmo está diseñado para incorporar superficies sísmicas para la geometría del yacimiento y densidades apropiadas para el problema del tiempo real.

Gravímetro en pozos horizontales.

El beneficio de interpretar los datos de superficie de manera conjunta con los datos de gravimetría de pozo se ha entendido desde hace más de medio siglo. También, ha sido reconocido durante mucho tiempo que, los gravímetros de pozo son un factor clave para la caracterización efectiva de las reservas petroleras. Sin embargo, la aplicación práctica del método para monitorear la dinámica de las reservas ha sido seriamente limitada por el diámetro de los gravímetros, los cuales sólo pueden operar en pozos casi verticales y de diámetro grande. Nind (2013), presentó un gravímetro *slim* (diámetro reducido) comercial capaz de operar en pozos altamente desviados, por encima de los 30° respecto a la horizontal.

La distancia del pozo al yacimiento, que da lugar al monitoreo del gravímetro, determina un equilibrio entre la intensidad máxima deseada de la señal y la necesidad de que los datos sean sensibles a la extensión lateral de del yacimiento para así ser monitoreada.

Pozos horizontales.

La respuesta de la gravedad se debe a la densidad de la región, la cual es dominada por la densidad directamente por debajo del punto de observación y la contribución de la densidad de la región en una distancia lateral, la cual disminuye rápidamente conforme se incrementa la distancia horizontal. En consecuencia, el gravímetro de pozo debe de ser colocado por encima de cierta altura y así será sensible al cambio de la densidad en los límites del yacimiento.

Dividiendo el depósito en una zona circular central de interés y una zona exterior restante, se puede obtener una fórmula para determinar la altura mínima a la que debe estar el gravímetro (ec. 83).

$$h_{\min} = r / \sqrt{\xi^{-2} - 1} \quad (\text{Ec. 83})$$

Donde: r es la distancia entre el pozo y la zona de interés cercana y ξ es la razón de la contribución de la gravedad a partir de la zona fuera de este radio.

Dado que se requiere que $\xi=0.1$ y que el pozo este centrado a 350 m entre el límite norte del campo y el sur de la sección recuperada por datos de gravedad de superficie, la altura mínima de la medición debe ser 35 m.

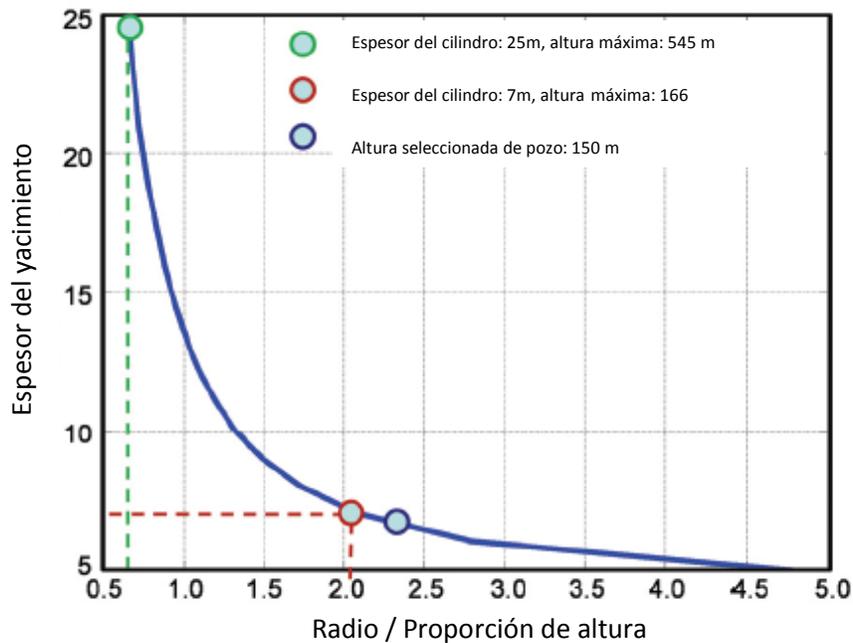


Figura 53. Cálculo de la altura por encima de un cilindro vertical con una respuesta gravitacional de -0.06 g/cm^3 y un espesor variable de $-10 \text{ } \mu\text{Gal}$ (modificada de Krahenbuhl et al, 2012).

La altura máxima puede ser determinada usando el mismo modelo conceptual, examinando la intensidad de la señal para la zona circular como función de la altura (fig. 53). El cálculo de la altura por encima de un cilindro vertical con una respuesta gravitacional de -0.06 g/cm^3 y un espesor variable de $-10 \text{ } \mu\text{Gal}$. La zona de interés tiene un espesor de aproximadamente 700 m (350 m de radio) y un grosor que va de 7 a 25 m. La altura máxima calculada para el pozo monitoreado es de 166 m. Se el gravímetro en el pozo 150 m por arriba de la sección del modelo del yacimiento.

La gravedad debida al disco circular de radio r y un espesor t , está dada por la ecuación 84.

$$\Delta g_z = 2\pi\gamma\Delta\rho \left(1 - \frac{1}{\sqrt{1+\frac{r^2}{h^2}}} \right) t' \quad (\text{Ec. 84})$$

Donde: γ es la constante gravitacional y $\Delta\rho$ el contraste de la densidad.

Asumiendo que se requiere una respuesta en el pozo con una intensidad de señal mínima de $10\mu\text{Gal}$, un ancho de 700 m (350 m de radio) para la sección de interés y un espesor mínimo del depósito de 7 m; un radio para la relación de altura de 2.087 proporciona una altura máxima del pozo de 167m por encima del yacimiento. Se coloca el gravímetro en el pozo horizontal cerca del límite de altura superior a 150 m por encima del campo.

Resultados:

Inversión de los datos de superficie

En primer lugar se inicia con la inversión de los datos de gravedad de superficie en tiempo real sin información de pozo. Los datos verdaderos son calculados en la superficie (fig. 55a) para el modelo de densidad mostrado en la figura 54, la Figura 55b está contaminada por un ruido del orden de $5\mu\text{Gal}$ debido a la inversión. Para comparar, los datos de la predicción y la diferencia de estos se presentan las figuras 55c y 55d, respectivamente. Siguiendo con la inversión binaria, el modelo de recuperación se muestra en la figura 56a como una vista en perspectiva y en la figura 56c como una vista en planta.

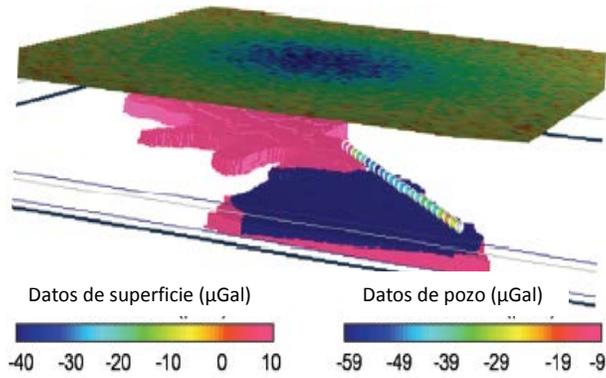


Figura 54. Vista en perspectiva con las localizaciones relativas del modelo de prueba, con ruido en los datos superficiales de gravedad de $5 \mu\text{Gal}$ y ruido en los datos horizontales de gravedad de pozo también de $5 \mu\text{Gal}$ (modificada de Krahenbuhl et al, 2012).

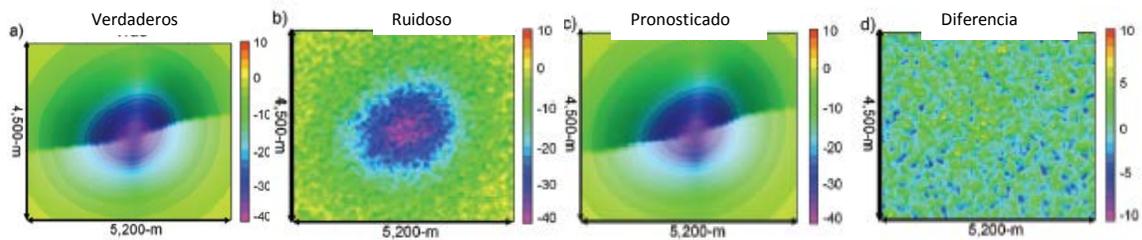


Figura 55. Inversión de datos de superficie: a) datos verdaderos calculados en superficie para el modelo de densidad, b) datos de superficie con un ruido de $5 \mu\text{Gal}$ para la inversión, c) datos pronosticados para la inversión, y d) diferencia entre los datos verdaderos y los pronosticados (modificada de Krahenbuhl et al, 2012).

Los resultados proporcionan información adicional sobre las características requeridas para ajustar los datos (rojo) y las características claramente ausentes en ellos (azul), mientras que los tonos entre esos colores indican el nivel de incertidumbre a lo largo de las fronteras o límites del depósito.

Como se esperaba, la inversión recupera con éxito el movimiento del CO_2 de la secuencia más gruesa de la reserva hacia el sur. Los datos de superficie, en una franja a 700 m al norte de campo, no contienen suficiente masa gravitacional para generar una señal por encima del ruido y así formar una imagen de estos

solamente. Los datos de pozo, son necesarios para recuperar este cambio en tiempo real.

Inversión conjunta de datos de pozo (horizontales) y de superficie:

Invirtiendo conjuntamente los datos de superficie en tiempo real con los datos de pozo, se presenta el resultado en la figura 56b una vista en perspectiva, mientras que la Figura 56d se muestra en planta. Existe una mejora importante cuando se agrega mediciones de gravimetría en pozo. Colocando el gravímetro en el pozo correctamente por encima del campo y aprovechando las tecnologías recientes para gravímetros, es claro que la región superior del campo puede ser exitosamente monitoreada, proporcionando un excelente conocimiento del movimiento del CO₂ con respecto al tiempo en la región norte para la recuperación mejorada de los hidrocarburos.

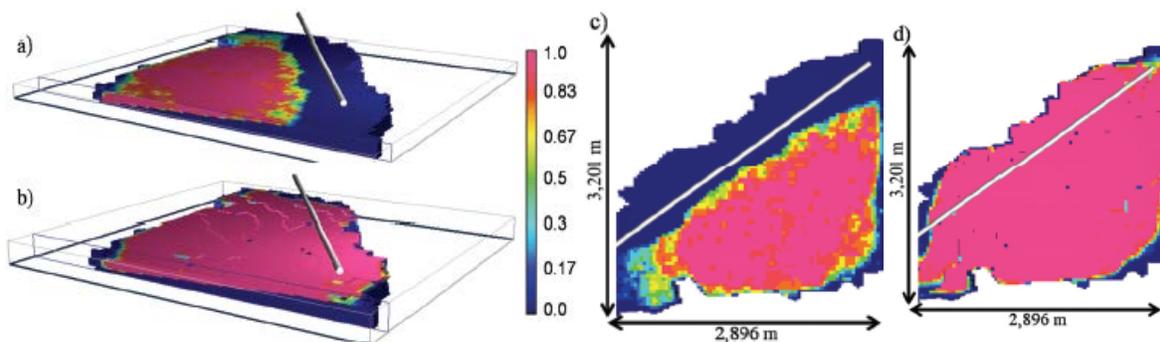


Figura 56. Inversión resultante para el modelo de reserva en tiempo real (a,c) solamente de datos de gravedad de superficie, y (b,d) inversión conjunta de datos de pozo y de superficie. (modificada de Krahenbuhl et al, 2012).

V Conclusiones

Se tiene poca información bibliográfica referente al tema de gravimetría de pozo. De 1970 a 1997 se fabricaron sólo 16 gravímetros de pozo, lo cual refleja su uso escaso debido a limitantes físicas de operación iniciales. De esos 16 equipos, para 1997 sólo operaban 13, de los cuáles 8 se operaron en la industria petrolera y los otros 5 en otras áreas de exploración. En México a la fecha, no se tiene noticia de que alguna compañía tenga un gravímetro de pozo en México, o incluso que se haya realizado algún estudio de gravimetría de pozo en México.

El principio básico del gravímetro de pozo es el cambio de la gravedad entre dos profundidades (gradiente de gravedad vertical), que es directamente proporcional tanto a la densidad aparente ρ de la formación como a la distancia Δz entre dichos puntos. La diferencia con el registro geofísico de pozo de densidad es el volumen que mide, por lo que pueden detectarse estructuras que no son atravesadas por el pozo, con buena resolución hasta 50 pies y estructuras mayores hasta a 500 m del pozo.

Las aplicaciones del gravímetro de pozo son muy útiles, algunas no se pueden realizar con otros métodos, entre las principales se tienen las siguientes:

- Mediciones buenas profundas de la densidad de la formación, sin importar las condiciones del pozo o el tipo de fluido en el pozo.
- Mediciones profundas de porosidad.
- Monitoreo de saturación de fluidos y contactos agua/aceite/gas durante la producción de fluidos del pozo.
- Debido a la gran profundidad de investigación, el servicio es útil para el mapeo de la forma de cuerpos de sal, estructuras arrecifales, fallas, formaciones porosas y fracturadas lejos del pozo, y variaciones de la densidad de las estructuras geológicas alrededor del pozo.

- Monitoreo confiable de casquetes de gas, frentes de flujo de vapor o CO² y yacimientos de gas.
- Discriminar intervalos compactos de zonas productoras de gas.
- Apoyo a la interpretación de secciones y cubos sísmicos de reflexión y refracción.

Las principales ventajas son:

- La capacidad que tiene para realizar investigaciones de un gran volumen de formación, al poder investigar más allá de la periferia del pozo, se reducen los gastos de operación para perforar otro pozo e interpretar las estructuras geológicas.
- En agujeros descubiertos las lecturas no están afectadas por rugosidad del agujero, zonas deslavadas en la pared del pozo, diámetro de agujero, densidad de lodo de perforación, espesor de enjarre y diámetro de invasión de filtrado de lodo.
- Se puede correr en pozo entubado, las lecturas no están afectadas por tipo de tubería de revestimiento, espesor de tubería, tuberías corroidas o agujeradas, distribución pobre de cemento y tuberías mal cementadas.
- La salinidad y el tipo de fluido en los poros no afecta en las lecturas, aunque sea agua, aceite o gas, incluyendo aire o CO².
- La salinidad y el tipo de fluido de perforación no afecta en las lecturas, aunque sea lodo base agua, aceite o gas
- El radio de investigación puede extenderse 50 pies o más dentro de la formación.

Este tipo de estudios tiene algunas limitaciones, la mayoría son instrumentales, entre estas se tienen:

- Las mediciones se hacen por estaciones. Cada lectura toma de 5 a 15 minutos.

- El límite del ángulo de desviación del pozo es de 14° . Es previsible que en el futuro se pueda desarrollar un gravímetro de pozo para secciones horizontales.
- El diámetro mínimo de tubería es de 3.875 in (9.84 cm). Es previsible que en el futuro se pueda desarrollar un gravímetro de pozo “*slim hole*” para tuberías de producción (*thru-tubing*).
- La resolución vertical es de 5 o 10 pies (1.5 m o 3.0 m).

Al determinar el cambio en la gravedad Δg causado por la combinación de las anomalías de aire libre y de Bouguer, para corregir sus efectos, se debe tener mucho cuidado para asegurar que las mediciones a profundidad sean precisas. La profundidad, induce un error en Δg y afecta la sensibilidad del valor de la gravedad medida; por lo que se debe tener cuidado en los pozos desviados, es decir, se debe considerar la profundidad vertical verdadera (TVD).

Las bases teóricas o fundamentos de la gravimetría de superficie se aplican de manera similar en la gravimetría de pozo; un factor que difiere en ambos métodos es el efecto que causa el pozo a las mediciones. De la misma manera, las correcciones necesarias para aplicar a los datos de pozo, son las mismas que se aplican en superficie, aunque a su vez se debe eliminar el efecto de pozo, así que puede considerarse como una corrección más a la información.

Probablemente, una limitante práctica de los gravímetros de pozo sea de ± 0.005 mGal y es más característica una reproductibilidad de ± 0.01 a 0.02 mGal, por lo tanto es difícil imaginar un gravímetro con una precisión mayor a ± 0.01 mGal.

Anteriormente, se estableció que la densidad de una muestra individual de núcleo de roca sedimentaria compacta puede ser medida en laboratorio con una precisión de ± 0.005 g/cm³, sin embargo, cuando el perfil de densidad de una muestra de núcleo fue comparada con un perfil basado en mediciones de la gravedad a una profundidad de 2,500 ft en un pozo, las irregularidades en la muestra y los cambios en el volumen del núcleo junto con ciertos errores de medición, pueden crear discrepancias de menos de 0.013 g/cm³.

En la industria petrolera, un gravímetro de pozo con una precisión de ± 0.01 mGal, sería útil como un instrumento para el monitoreo de los cambios en la densidad del fluido en la mayoría de las reservas productoras, pero sería aún más importante en la evaluación del contenido de fluido en las nuevas reservas descubiertas. Las densidades de las rocas del yacimiento saturadas de fluido, tienen densidades diferentes a la de las mismas rocas pero saturadas de agua, es decir, del orden de 0.35 a 0.01 g/cm³. Para unidades de reserva de un espesor de 10 a 100 m, tales diferencias de densidad pueden producir efectos discernibles en el gradiente vertical de la gravedad del subsuelo, pero los cambios en la densidad que pueden ocurrir durante la etapa de producción de tales reservas pueden ser o no detectables. El gradiente vertical, obviamente sería afectado por los cambios en la densidad del fluido en una gran columna vertical petrolera.

Para muchas aplicaciones exploratorias en el subsuelo, un gravímetro con una precisión de ± 0.2 mGal es suficiente. Esta conclusión ha sido cuestionada, pero una precisión 10 veces mayor, es decir 0.02 mGal puede proporcionar un instrumento de gran capacidad en la exploración de hidrocarburos. Una precisión aún mayor no es de despreciarse, mientras que un instrumento mucho menos sensible a ± 0.02 mGal pareciera tener un valor práctico limitado. Un instrumento casi ideal debe tener una precisión de ± 0.001 mGal. Las diferencias de densidad mayores a ± 0.003 g/cm³ pueden entonces ser fácilmente detectadas en intervalos de espesor de tan sólo 10 m. Tales instrumentos (o su equivalente, como un gradiómetro de gravedad vertical, tiene una sensibilidad de ± 0.0002 mGal por metro) serían lo suficientemente sensibles como para proporcionar datos de gran utilidad en diferentes aplicaciones. En particular, esto permitiría un incremento en la precisión por encima de cualquier otro método de exploración.

El control de la profundidad es esencial para mediciones precisas de la densidad. Por ejemplo, un error de 2 cm en un espaciamiento de medición de 2 m puede generar un error en la densidad de 0.02 gm/cm³.

En gravimetría de pozo, la presencia de perturbaciones en la densidad se estima en la cima y el fondo del pozo, así como en la proximidad de los límites de capa de

la formación a través de las cuales la densidad varía, pese a que el pozo sea perfectamente regular. Este efecto, es una función creciente de la relación del radio del pozo con el espaciamiento entre las estaciones y la diferencia entre las densidades de las capas adyacentes a la formación. Mientras que dicho efecto se ignora en muchos casos, puede ser significativo cuando la relación del radio del pozo al espaciamiento entre las estaciones excede un valor de 0.2 en la proximidad de los límites de capa, tal que el contraste de densidad sea de aproximadamente 0.1 g/cm^3 .

En un inicio se tenía restringido el uso del gravímetro para pozos de tan sólo 14° de inclinación a partir de la vertical, en la actualidad se ha duplicado el rango de aplicación de la herramienta a poco más de 30° .

Se ha trabajado en el desarrollo de instrumentos que puedan realizar lecturas en movimiento, ya que las herramientas anteriormente desarrolladas no eran capaces de distinguir entre la gravedad y las aceleraciones gravitacionales, se trata de la herramienta de gradiente vertical. Por lo tanto, esto podría marcar el desarrollo de un instrumento que pueda realizar lecturas continuas mientras se encuentra midiendo en el pozo.

Los datos obtenidos mediante gravímetro de pozo por sí solos no son de suficiente utilidad, pero aunados a los registros geofísicos de pozos, se pueden realizar interpretaciones conjuntas.

Si los registros de gravimetría, densidad, eléctricos son corridos por diferentes contratistas, o diferentes instrumentos, se pueden originar desfasamientos en profundidad, por lo que es necesario el uso de puntos permanentes de referencia en el pozo, ya sea en el fondo de este, en el entubado o en una capa litológica distintiva.

Las nuevas tecnologías en gravimetría y el desarrollo de gradiómetros, prevén en el futuro una mayor sensibilidad, resolución y capacidad práctica.

Bibliografía

1. Ander, M. y Chapin, D., "Borehole gravimetry: a review". SEG: Technical Program Expanded Abstracts, 1997.
2. Chapin, D. "Gravity instruments: past, present, future", SEG, The Leading Edge, 1998.
3. Chris, J. M., Nind, C.J.M., Jeffrey, D., y MacQueen, "The borehole gravity meter: development and results". 10th Biennial International Conference and Exposition, Scintrex, Kochi, 2013.
4. Evjen, H. M., "The place of the vertical gradient in gravitational interpretations", Geophysics, SEG, vol. 1, no. 1, 2012.
5. Gournay, L.S., y Lyle, W.D. "Determination of hydrocarbon saturation and porosity using a combination of borehole gravimeter (BHGM) and deep investigating electric Log". SPWLA: Conference paper, 1984.
6. Hearst, H., Nelson, P., y Paillet, F. "Well logging for physical properties: a handbook for geophysicists, geologists and engineers", Wiley, 2000.
7. Krahenbuhl, R., Li, Y., y Nind, C., "The benefit of borehole gravity in horizontal monitoring wells for time-lapse applications". SEG: Technical Program Expanded Abstracts, 2012.
8. Labo, J. "Borehole Gravimeter Principles. A Practical Introduction to Borehole Geophysics", SEG, 1987.
9. McCulloh, T.H., Kandle, G.R., y Schoellhamer, J.E. "Application of gravity measurements in wells to problems of reservoir evaluation". Society of Professional Well Log Analysts 9th Annual Logging Symposium Transactions, 1968.
10. Nind, C.J.M., MacQueen, J.D., Wasylechko, R., Chemam, M., y Nackers, C., "Gravilog: an update on the development and use of borehole gravity for mining exploration". SEG Extended Abstracts: 23rd Geophysical Conference, 2013.
11. Nind, C.J.M., MacQueen, J.D., "The borehole gravity meter: development and results". 10th Biennial International Conference & Exposition, 2013.
12. Popta J.V. y Adams S. "Gravity gains momentum ", EDCON: Middle East Well Evaluation Review, no. 12, 1992.
13. Pronina, K, Pimentel, R y Holman, M. "Novel application in determining oil shale porosity using a borehole gravimeter". 29th Oil Shale Symposium, 2009.
14. Saad, A. "Understanding gravity gradients-a tutorial", SEG, The Leading Edge, 2006.
15. Seigel, H.O., Nind, C.J.M., Milanovic, A., y McQueen, J. "Results from the initial field trials of a borehole gravity meter for mining and geotechnical applications", Scintrex, 2009.
16. Sezginer, A., "Borehole effect on gravimetry." Geophysics, SEG: 23rd Geophysical Conference, vol. 56, no.12, 1991.
17. Smith, N., "The case for gravity data from boreholes", Geophysics, SEG, vol. 15, no. 4, 1950.
18. Smolen, J.J., "Cased hole and production log evaluation", PennWell Publishing Co., 1996.

19. Thane H. McCulloh, "The promise of precise borehole gravimetry in petroleum exploration and exploitation". Geological Survey circular 531, 1966.
20. Thyssen-Bornemisza, S., "The vertical gravity gradient in borehole exploration." Geophysics, SEG, vol. 28, no. 6, 1963.